

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

На правах рукописи

Рудинская Анна Ивановна

**Рельефообразующая роль селей в горах Европейского сектора
Российской Субарктики в послеледниковое время**

Специальность 1.6.14 – Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
к.г.н. Беяев Юрий Ростиславович

Москва – 2024

Содержание

Введение	3
Глава 1. Селевые процессы.....	9
1.1 История изучения	9
1.2. Динамические характеристики селевых потоков, существующие классификации...12	
1.3 Селевой бассейн как арена развития селевого процесса	17
1.4 Основные типы селей в горах Субарктики	21
Глава 2. Методика исследований	26
2.1. Дешифрирование селевого рельефа.....	27
2.3 Анализ геоморфологического строения селевых бассейнов	32
2.4 Методика реконструкции селевой динамики.....	33
Глава 3. Условия селеобразования в горах Европейского сектора Российской Субарктики	39
3.1 Ландшафтно-климатические условия	39
3.2 Геолого-геоморфологические условия селеобразования.....	50
3.3 Антропогенная деятельность.....	70
3.5 Сравнительная характеристика условий селеформирования гор Кольского полуострова и Полярного Урала	73
Глава 4. Строение селевых бассейнов и селевой рельеф гор Европейского сектора Российской Субарктики	77
4.1. Селевые бассейны ключевых горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики	77
4. 2 Типы селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики	97
Глава 5. Послеледниковая динамика селевых процессов в горах Европейского сектора Российской Субарктики	127
5.1 Реконструкция селевой динамики в ключевых селевых бассейнах гор Кольского полуострова в голоцене	127
5.2 Хронология селевых событий гор Кольского полуострова в голоцене	152
5.3 Общие закономерности развития селевых процессов в горах Европейского сектора Российской Субарктики в послеледниковье	157
Заключение.....	160
Список литературы.....	162
Приложение А.....	177
Приложение Б	183
Приложение В.....	189
Приложение Г	221
Приложение Д.....	245
Приложение Е	256
Приложение Ж.....	263
Приложение З.....	269
Приложение И.....	274

Введение

Актуальность работы. Долинный рельеф гор Европейского сектора Российской Субарктики начал формироваться синхронно с началом неотектонических движений, оформивших эти горные сооружения. В плейстоцене территория Кольского полуострова и Полярного Урала подвергалась покровным и горным оледенениям, стершим практически все следы ранее существовавшего аккумулятивного рельефа горных долин. После деградации ледников, которая произошла в горах Кольского полуострова к началу голоцена, а на исследованных участках Полярного Урала к середине позднего плейстоцена, ведущую рельефообразующую роль в днищах долин зачастую отдают воздействию флювиальных процессов (Арманд, 1965; Воскресенский, 1968). В силу сравнительно небольшой длительности послеледникового развития и малой мощности рыхлых отложений, считается, что здесь воздействие флювиальных процессов свелось к незначительной переработке ледникового рельефа днищ горных долин. При этом селевые процессы, к северной зоне развития которых относятся горы Европейского сектора Российской Субарктики, редко рассматриваются как существенный агент рельефообразования.

Сели – состоящие из смеси воды и обломков пород (от 20 до 90 % селевой смеси) стремительные русловые потоки – характеризуются резким подъемом уровня, пульсационным (волновым) движением, кратковременностью действия и значительным эрозионно-аккумулятивным эффектом (Перов, 1996). Горные массивы Кольского полуострова и западный макросклон Полярного Урала – это районы со средней степенью селевой опасности (Перов и др., 2017). В современных климатических условиях доминирующий тип селевых явлений здесь – водоснежные потоки. Они формируются в период снеготаяния и состоят из смеси воды, комков и зерен снега с примесью обломочного материала, доля которого не превышает 5-12 %.

Интенсивность селевых потоков может варьировать вследствие климатических колебаний. Реликтовые формы селевого рельефа и отложения древних селевых потоков – важный источник информации об эволюции природной среды. Выявление динамики, условий возникновения, генетических типов и рельефообразующей деятельности селевых потоков необходимо для прогноза развития селевых процессов при смене природных обстановок.

Характерные формы хозяйственного освоения в горах Европейского сектора Российской Субарктики – добыча полезных ископаемых и рекреация. Сели не только представляют угрозу для объектов горнопромышленной инфраструктуры, но и сами отвалы горных выработок становятся дополнительным источником твердой фазы селевых потоков. При проведении горных работ, планировании туристических маршрутов и размещении объектов туристической инфраструктуры необходимо учитывать распределение и особенности функционирования селевых бассейнов, сведения о селеопасном периоде и зонах потенциального селевого воздействия.

Цель исследования – выявить вклад селевых процессов в формирование облика горных долин Европейского сектора Российской Субарктики в послеледниковое время.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи исследования:

1. Проанализировать закономерности проявления селевых процессов и выбрать перечень дешифровочных признаков для выявления их следов в рельефе;

2. Проанализировать природные условия Кольского полуострова и Полярного Урала и выявить основные факторы селеобразования;

3. Выявить закономерности распространения и факторы пространственной дифференциации селевых бассейнов и типизировать их по геоморфологическому строению;

4. Установить, как функционируют селевые бассейны разных типов и каковы различия во вкладе селевых процессов в преобразование рельефа днищ долин в послеледниковье.

Объект и предмет исследования. Объект – селевой рельеф и создающие его процессы в горах Европейского сектора Российской Субарктики, а предмет – распространение, разнообразие и послеледниковая динамика этих процессов.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положены результаты полевых обследований Хибинских и Ловозерских тундр и Малого и Большого Пайпудынского хребта в 2017-2022 гг. В ходе маршрутных исследований, при непосредственном участии автора, проведена геолого-геоморфологическая съемка, зафиксированы границы морфодинамических зон селевых бассейнов, а также выполнены описание и профилирование форм селевого рельефа и характеристика слагающих их отложений в шурфах, расчистках и естественных обнажениях. Протяженность пеших маршрутов составила свыше 300 км. Для Хибин и Ловозерских тундр получено 21 определение радиоуглеродного возраста отложений и лично автором проведено дендрохронологическое датирование селевых поверхностей по данным 43 древесных кернов. Также были привлечены архивные радиоуглеродные даты и опубликованные данные других исследователей. Сведения о селевом рельефе Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, кряжа Енганэпэ и хр. Оченырда, массива г. Лядхэ и хр. Нярмынхой получены путем дешифрирования спутниковых изображений высокого и сверхвысокого пространственного разрешения, полученных из открытых источников. Автором составлены карты селевых бассейнов, общие геоморфологические карты исследуемых горных массивов, карты типов селевых бассейнов, крупномасштабные карты ключевых селевых бассейнов, выполнен морфометрический анализ селевых бассейнов изучаемых территорий (за исключением массивов Монче-, Чуна- и Волчьих тундр – использованы расчеты коллег). Расчет морфометрических параметров проводился средствами ГИС на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM с пространственным разрешением 10 м. Анализ и обобщение материала выполнено лично автором.

Методология и методика. В диссертационной работе использованы аналитический, синтетический, исторический дедуктивный и индуктивный методологические подходы, метод аналогов. Базовой концепцией работы можно считать генетический подход И.С. Щукина (1960) и подход К.К. Маркова (1948) к определению возраста рельефа, морфолитогенетический подход (Симонов и др., 1998). В работе применена последовательность геоморфологических методов, предложенная А.И. Спиридоновым (1974). Морфометрический анализ рельефа проводился в соответствии с рекомендациями Ю.Г. Симонова (1998).

Основой при изучении селевого рельефа и создающего его процесса стало представление о селевом бассейне как о водосборном бассейне, в пределах которого по главному руслу происходит движение селевого потока и условно выделяется три морфодинамические зоны: зарождения, транзита и аккумуляции (Перов, 1996). Для интерпретации типа селевого процесса, создавшего формы рельефа, использовалась

генетическая классификация В.Ф. Перова, согласно которой типы селей выделяются по главному фактору (климатическому, геологическому или антропогенному) и механизму зарождения (например, прорыв скоплений талых ледниковых вод, сброс воды из подпрудных озер).

В основе работы лежит применение геоморфологических методов: крупномасштабной геоморфологической съемки, геоморфологического картографирования и профилирования, – в комплексе со сравнительно-описательным, картографическим, морфолитогенетическим, морфодинамическим, геохронологическими (радиоуглеродным и дендрохронологическим датированием) и статистическими методами.

Научная новизна. Автором уточнена, дополнена и детализирована схема селевых бассейнов Хибин (Водоснежные ... , 2001). Впервые составлены детальные схемы селевых бассейнов Ловозерских, Волчьих, Чуна- и Мончетундры и на ключевые участки западного макросклона и осевой зоны Полярного Урала (хребты Оченырда, Нярманхой, Ханмейский, Большой и Малый Пайпудынский, массив г. Лядхэ, кряж Енганэпэ), дополненные подробными каталогами селевых бассейнов. По единой методике собраны массивы морфометрических параметров для всех выявленных селевых бассейнов. Для горных массивов составлены авторские геоморфологические схемы масштаба 1 : 200000 в морфогенетической легенде. Проведена типизация селевых бассейнов в зависимости от их геоморфологического строения. Для ключевых селевых бассейнов, соответствующим основным выделенным типам, составлены геоморфологические и морфодинамические схемы масштаба 1 : 25000. Получены новые дендрохронологические данные и радиоуглеродные даты, интеграция которых с ранее собранными сведениями позволила реконструировать периоды селевой активности для гор Кольского полуострова. На основе анализа морфологии разновозрастных генераций селевого рельефа установлена тенденция к снижению селевой активности в голоцене по сравнению с периодом дегляциации.

Научная и практическая значимость. Полученные карты селевых бассейнов могут служить источником информации при проведении инженерно-геологических изысканий и дают возможность более обоснованно проводить оценку селеопасности территории на локальном уровне и давать рекомендации по размещению противоселевых сооружений. Выявлены необходимые и достаточные условия селеформирования районов исследования, специфика функционирования разных геоморфологических типов селевых бассейнов и этапы повышенной селеактивности на Кольском полуострове голоцене.

Основные защищаемые положения:

1. В горных массивах Европейского сектора Российской Субарктики от 47 до 80 % от общего числа долин являются селевыми. Пораженность массивов селями зависит от их исходной расчлененности: относительно небольшая часть бассейнов относится к селевым в слаборасчлененных массивах, в то время как густо и глубоко расчлененные массивы более благоприятны для селеформирования.
2. Традиционно считавшиеся определяющими возможность селеформирования морфометрические характеристики рельефа являются необходимым, но недостаточным условием развития селевых процессов. В изученных горных массивах ключевое значение для селеобразования имеют запасы рыхлого материала и скорости его возобновления.
3. В горах Европейского сектора Российской Субарктики выделено пять типов селевых бассейнов по их геоморфологическому строению. От типа бассейна зависит пространственное соотношение и функционирование его морфодинамических зон.

4. В эпоху дегляциации в горах Европейского сектора Российской Субарктики развивались более мощные по сравнению с современными сели. Для Кольского полуострова на фоне тенденции к снижению интенсивности селей и смене их господствующего типа с водокаменных потоков на водоснежные выявлено четыре внутриголоценовых периода повышенной селеактивности (6300-6000, 2800-2400, 2100-1800 кал. л. н. и последние 500 кал. л.).

5. В долинах гор Европейского сектора Российской Субарктики, подверженных воздействию селевых процессов, морфология эрозионно-аккумулятивных днищ долин контролируется селями. Протяженность и ширина зоны селевого воздействия зависит от геоморфологического типа бассейна. Реликтовые селевые формы времени дегляциации, даже будучи расположенными за пределами зоны современного селеформирования, продолжает оставаться значимым генетическим типом рельефа в горных долинах.

Степень достоверности полученных результатов достигается за счет обширности фактического материала о распространении и генетическом разнообразии селевого рельефа и особенностях функционирования селевых бассейнов. Проводилась взаимная верификация данных, полученных в рамках двух блоков исследования – полевого и дистанционного. Предлагаемые реконструкции послеледниковой динамики селевых процессов основаны на массовом анализе морфологических свойств рельефа и определении его возраста дендрохронологическим и радиоуглеродным (в аккредитованных лабораториях) анализами.

Апробация работы. Основные результаты доложены автором на Всероссийских и международных конференциях, в том числе на V международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, прогноз, риск, защита» (Тбилиси, 2018 г.), VII Всероссийской научной конференции с международным участием «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения» (Апатиты, 2019 г.), V Всероссийской конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене (к 100-летию Л.Г. Динесмана)» (Москва, 2019 г.), Всероссийской конференции «VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование» (Москва, 2020 г.), II Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии», посвященной 90-летию А.А. Величко (Москва, 2021 г.), XXXVIII Пленуме геоморфологической комиссии РАН (Иркутск, 2023 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 4 научные работы, из них 3 статьи в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.14 - «Геоморфология и палеогеография», а также 19 публикаций в сборниках и материалах российских и международных конференций. Постановка научных задач, полевые работы, обработка и интерпретация полученных данных, подготовка и предоставление их в печать проводились непосредственно соискателем или при его активном участии. Участие автора во всех опубликованных работах является значительным. Автор принимал активное участие в постановке научных задач, полевых и лабораторных работах, анализе и интерпретации полученных результатов, предоставлении их в печать. При подготовке диссертации использован текст публикаций (Рудинская и др., 2022; Рудинская, Беляев, 2022; Рудинская, Беляев, 2023; Рудинская и др., 2021, Рудинская и др., 2020) выполненных автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования. В публикациях (Рудинская и др., 2022; Рудинская, Беляев, 2022; Рудинская, Беляев, 2023) личный вклад автора диссертации являлся

определяющим, им написан весь текст, составлены графические материалы, проведено представление рукописи в редакцию и работа с рецензентами.

Статьи в журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.14:

1. **Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В.** Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2022. — № 2. — С.119–132. / 0,88 п. л. (Scopus, RSCI, РИНЦ, **IF SJR=0,258**) Беляеву Ю.Р. принадлежит постановка задачи. Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В. участвовали в сборе фактического материала. Анализ и обобщение материала выполнено автором диссертации.

2. **Рудинская А.И., Беляев Ю.Р.** Морфометрические характеристики селевых бассейнов Европейского сектора Российской Субарктики // Известия РАН. Серия географическая. — 2022. — Т.86. — № 5. — С. 746–762. DOI: 10.31857/S2587556622050107/1,06 п. л. (Scopus, RSCI, РИНЦ, **IF SJR = 0,217**) Беляеву Ю.Р. принадлежит постановка задачи. Все результаты получены автором диссертации.

3. **Рудинская А.И., Беляев Ю.Р.** Селевой рельеф в бассейне р.Малой Пайпудыны (Полярный Урал) // Геоморфология и палеогеография. — 2023. — Т. 54. — № 3. — С. 14–25. DOI: 10.31857/S2949178923030088 / 0,75 п. л. (Scopus, RSCI, РИНЦ, **IF SJR = 0,212**) Беляеву Ю.Р. принадлежит постановка задачи. Все результаты получены автором диссертации.

Прочие публикации:

4. **Garankina E.V., Belyaev V.R., Belyaev Y.R., Gurinov A.L., Ivanov M.M., Kuzmenkova N.V., Romanenko F.A., Rudinskaya A.I., Tulyakov E.D.** 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. — Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). — no. 381. — Springer Cham, 2019. — P. 47–51. Гаранкиной Е.В. принадлежит постановка задачи, анализ и обобщение материала. Гуринову А.Л. принадлежат иллюстрации. Романенко Ф.А. принадлежит анализ радиоуглеродных дат. Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Иванов М.М., Кузьменкова Н.В., Романенко Ф.А., Туляков Е.Д. и автор диссертации участвовали в сборе полевых материалов для публикации.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы (268 наименований, в том числе 72 на иностранном языке). Объем диссертации составляет 286 страниц, основной текст изложен на 175 страницах. В работе содержится 9 приложений объемом 111 страниц, 26 таблиц и 127 иллюстраций. Структура работы предопределена набором задач. Первая глава написана на основе литературных источников и посвящена современным представлениям о природе селевых явлений, истории их изучения, существующим классификациям, вопросам о строении селевых бассейнов. Во второй главе описана методика дешифрирования селевого рельефа с помощью данных дистанционного зондирования (ДЗЗ) и топографических карт, расчета морфометрических характеристик селевых бассейнов и реконструкции их активности в голоцене. В третьей главе по литературным данным рассматриваются факторы и условия рельефообразования и селеобразования в Кольской и Полярноуральской селевых областях. Четвертая глава посвящена особенностям строения селевых бассейнов, выявленным с помощью анализа составленных автором на основе дешифрирования ДДЗ и собственных полевых наблюдений автора схем и каталогов селевых бассейнов. В пятой

главе приведены результаты прямого и косвенного датирования селевых отложений и форм рельефа и выполнены реконструкции селевой динамики в голоцене для ключевых объектов.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю работы, доценту кафедры геоморфологии и палеогеографии Юрию Ростиславовичу Беляеву за чуткое научное руководство, вдохновение и всестороннюю поддержку при написании этой работы. Огромную благодарность за участие в сборе фактического материала и ценнейшие рекомендации в процессе написания работы хочу выразить сотрудникам кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ Е.В. Гаранкиной и Ф.А. Романенко, ведущему научному сотруднику НИЛ эрозии почв и русловых процессов имени Н.А. Маккавеева В.Р. Беляеву, научному сотруднику лаборатории геоморфологии Института географии РАН (ИГ РАН) А.Л. Гуринову и главному специалисту сектора информации и координации географических исследований ИГ РАН Е.Д. Шеремецкой. За помощь в сборе фактического материала также выражаю благодарность студентам кафедры, проходившим практику 2 курса в Хибинах в 2017-2023 гг., в особенности магистрантке В.В. Смирновой и выпускникам кафедры Е.Д. Тулякову, Е.С. Гаровой, М.А. Писцовой, а также инженеру-исследователю отдела географии и эволюции почв ИГ РАН В.А. Лобкову. За консультирование в процессе камеральной обработки данных и подготовки работы к защите выражаю глубокую благодарность сотрудникам кафедры В.А. Ульянову, А.А. Лукашову, С.И. Болысову. Огромную признательность выражаю младшему научному сотруднику отдела гляциологии ИГ РАН Н.С. Семеняк за обучение дендрохронологическому анализу, научному сотруднику отдела географии и эволюции почв ИГ РАН А.В. Долгих за помощь с визуализацией результатов радиоуглеродного датирования, коллективам отдела палеогеографии четвертичного периода и лаборатории геоморфологии ИГ РАН – за ценные рекомендации по представлению результатов диссертации. Отдельно хочу поблагодарить И.С. Щенникова и Т.Д. Рудинскую – за понимание и безграничную поддержку при написании этой работы.

Глава 1. Селевые процессы

1.1 История изучения

Становление селеведения как науки началось в XIX в. в альпийских странах (Флейшман, 1978) - вследствие истребления лесов в этом регионе значительно возросла селевая активность, и многие сельскохозяйственные угодья пришли в негодность. Большой вклад в изучение селей был внесен французскими и австрийскими учеными и инженерами (Coaz, 1888; П. Демонце, 1891; Wang, 1902; Frech, 1905; Tierry, 1911), занимавшимися проектированием противоселевых плотин на горных реках. В последней четверти XIX в. начались мероприятия по восстановлению лесных массивов в горах. К началу XX в. сформировались основные представления о механизме селей и условиях их формирования, и в течение прошлого столетия были разработаны технические и мелиоративные меры защиты от них (Hertel, Winter, 1934; Strele, 1950; Monet, 1960; Ferell, Barr, 1965; Методика ... , 1976).

Термин «сель» введен в русскую научную литературу в 1866 г инженером Б.И. Стаковским, проектировавшим Военно-Грузинскую дорогу. На рубеже XIX-XX вв. появляются первые описания схода селей и их последствий (Псарев, 1885; Пыльцов, 1904 – по Перову, 2012), к началу XX в. также относятся попытки создать классификацию селевых явлений (Петров, 1910, 1913).

В предвоенное время появляются первые региональные обобщения по селевым потокам и способам защиты от них для Закавказья, Туркмении, Узбекистана (Брилинский, 1936; Кочерга, 1937; Трофимов, 1937) и опыты по систематизации селевых явлений (Коновалов, 1938). После Великой Отечественной войны создается Межведомственная селевая комиссия, которая в 1949-1981 гг. проводит 16 всесоюзных селевых конференций и научных совещаний с публикацией трудов, а также готовит первое обобщение по географии селей на территории СССР (Сели в СССР ... , 1964). Изучение селей признается важной практической задачей: в 1967 г. выходит постановление ЦК КПСС и совета Министров СССР о борьбе с водной и ветровой эрозией, в соответствии с которым сели признаны особенно опасным видом эрозии, проявляющимся в горах. Гидрометеослужба СССР готовит кадастр селевых бассейнов в пределах изученных территорий.

Особое место занимают публикации Казахского НИИ Гидрометеослужбы, посвященные вопросам комплексного изучения селей (Руководство по изучению ... , 1976), селеметрии и механике селей (Степанов, 1982; Степанов, Степанова, 1991), ВСЕГИНГЕО Министерства геологии по существующим методам прямого и дистанционного изучения селей (Садов, 1969, 1972) и оценке селевой активности при инженерно-геологической съемке, НИЛ снежных лавин и селей географического факультета МГУ. С момента основания в 1964 г. последняя подготовила три библиографических справочника по селевой тематике, охвативших литературу, выпущенную с 1850 по 1967 гг. (Власов, Крашенинникова, 1969), с 1968 по 1991 гг. (Власов, 2008) и с 1992 по 2008 (Власов, 2017), составила первую мелкомасштабную карту селеопасных районов СССР, впервые провела районирование селеопасных территорий (Перов, 1989).

В последние годы внимание отечественных исследователей уделялось вулканогенным (Муравьев, Клименко, 2014; Сейнова и др., 2017), ледниковым и прорывным селям (Познанин, Геворкян, 2008; Запороженко, Каменев, 2011; Черноморец и др., 2003, Черноморец и др., 2018; Стром, 2020), численному моделированию селевых потоков (Божинский и др., 2004, 2008; Коновалов, 2009; Черноморец, Михайлов, 2012;

Залиханов и др., 2018; Юдина и др., 2022), изучению конкретных морфодинамических зон селевых бассейнов (Черноморец, 2005; Докукин и др., 2016; Акулов и др., 2016; Рыбальченко, Верховов, 2017; Беккиев и др., 2021), анализу морфометрических параметров селевых бассейнов средствами ГИС (Козырева и др., 2021), оценкам и картографированию селевого риска (Шныпарков и др., 2013; Музыченко, Казакова, 2014; Бабурин и др., 2019; Маций, Сухляева, 2019; Керимов и др., 2022) и селевой опасности (Кондратьева и др., 2016; Лапердин, 2016; Перов и др., 2017; Ступин и др., 2017; Рыбченко и др., 2018), влиянию антропогенного фактора на селевую активность (Сократов и др., 2013; Шварев и др., 2020), прогнозированию селей (Сейнова и др., 2018; Васьков, Тамаева, 2020). Выпущены обобщающие работы по условиям формирования селей отдельных регионов – Северо-Востока России (Генсировский и др., 2020), Прибайкалья (Макаров, 2012), некоторых районов Кавказа (Татаренко и др., 2019; Сергеева и др., 2020), выпущены обобщающие работы по селевым отложениям в долинах горного Приморья (Короткий, 2012), центральной части Саяно-Байкальского нагорья (Макаров, Черкашина, 2019).

Кроме того, проводятся исследования, направленные на определение возраста катастрофических селевых событий прошлого (Барышников, Панин, 2013), реконструкцию динамики селевых потоков отдельных районов в голоцене (Непоп, Агатова, 2018; Макаров, Черкашина, 2020), датирование селевых потоков последних десятилетий по данным травматической дендроиндикации (Николаева и др., 2017). Выпущены публикации об особенностях селевого генетического типа отложений (Лаврушин, 2018), обобщающие работы по селевому морфолитогенезу в долинах горного Приморья (Короткий, 2012), Прибайкалья (Макаров, 2016, Макаров, Черкашина, 2019).

С 1997 г. проводятся международные конференции, в трудах которых находят отражение все аспекты селеведения. В 2005 г. в нашей стране образована Селевая ассоциация, при поддержке которой в 2008, 2012, 2018, 2020, 2022 и 2024 гг. были проведены международные селевые конференции.

Зарубежные исследователи в последние годы уделяют большое внимание возможным подходам к определению селевой опасности (Wieczoker et al., 2004; Yu et al., 2006; Bisson et al., 2005; Chen, 2008, Conway et al., 2010; Mergili et al., 2012; Gartner et al., 2015; Relf et al., 2015; Patton et al., 2022), динамических характеристик селевых потоков (Hsien-Heng Lee, Widjaja, 2013; Blanpied et al., 2017). Довольно большое количество работ посвящено определению морфометрических характеристик селевых бассейнов с помощью анализа цифровых моделей рельефа (Wilford et al., 2004; Chen, Yu, 2011; Thang et al., 2012; Pinca, 2014; Palamakumbura et al., 2021). Анализ таких характеристик позволяет выделить водосборы, наиболее подверженные селевой опасности (Giannecchini et al., 2007; Welsh, Davis, 2011; Xu et al., 2013), определить объем единовременного выноса селевого материала – если проанализировать продольный профиль тальвега в русле водотока до и после рассматриваемого события (Breien et al., 2008).

Существуют проекты по изучению параселевых потоков, связанных с вулканическими извержениями – лахаров, возникновение которых обычно приводит к значительной трансформации природно-техногенной среды. В качестве примера можно привести работы по проекту SEDIMER (2012-2015), направленные на изучение последствий крупного извержения вулкана Мерапи в 2010 году. Результатом стал анализ рельефообразующей деятельности лахаров (de Bélizal, 2013) и опробование нового метода получения динамических характеристик этого типа селевых явлений (Wibowo et al., 2015).

Особое внимание уделяется составлению прогнозов дальнейшего развития селей в пределах конкретных регионов с помощью климатических моделей – например, Французских Альп (Jomelli et al., 2007; Turkington et al., 2016; Kaitna et al., 2023).

Большое внимание также уделяют изучению селевых отложений. Периоды активизации и, наоборот, затухания селевых потоков служат индикатором смены природных условий территории – например, при прочих равных, в более прохладные и маловодные эпохи содержание тонкой фракции в селевых отложениях возрастает. В соответствии с этой идеей группа ученых из США (D'Arcy et al., 2017) реконструировала смену климатических обстановок в Калифорнии за последние 125 тыс. лет. Для изучения более древних – неогеновых – колебаний климата в Южном полушарии был проведен сопряженный анализ отложений гляциальных селей (Nelson, 2009) с помощью седиментологического, макропалеонтологического, спорово-пыльцевого и фораминиферового анализа и методов абсолютной геохронологии (анализа изотопов аргона и стронция). Однако при изучении селевых отложений в областях, подвергавшихся оледенениям, довольно часто возникает проблема разделения в разрезе ледниковых, водно-ледниковых и селевых отложений. Для решения этой задачи эффективен мезо- и микроморфологический анализ – с его помощью был расчленен разрез отложений в Центральной Шотландии, сформированных во время последнего европейского оледенения и в начале его деградации (Phillips, 2006).

Оценка современной динамики селевых потоков – как правило, с середины двадцатого столетия – проводится при помощи визуального (Dietrich et al., 2017) или автоматизированного (Bernhardt et al., 2017) анализа разновременных спутниковых изображений либо аэрофотоснимков. Сочетание анализа спутниковых изображений и фитоиндикационных методов, например, лишенометрического анализа (Schürch et al., 2016) также дает возможность реконструкции селевой активности в течение последних десятилетий. Широко применяется анализ повреждений древесных стволов, произрастающих в селевых бассейнах (Larouque et al., 2001; Stoffel, Widmer, 2010; Šilhán et al., 2015; Šilhán, 2023) – чаще всего этот метод позволяет реконструировать селевую динамику последних десятилетий, реже – столетий.

Планомерное изучение специфических селевых процессов в Российской Субарктике началось на Кольском полуострове – в Хибинских тундрах, где в 1930-х гг. была создана первая в стране противолавинная служба, которая в том числе занималась и наблюдениями за селевыми потоками. Первые сведения о сходах селей в Хибинах относятся к весне 1931 г. – гидролог О.Л. Паллон зафиксировал сход паводка с большим количеством снега и каменными обломками. С конца 1940-х гг. к исследованиям подключились специалисты географического факультета МГУ. Начальник Хибинской учебно-научной станции В.Н. Сапунов в течение многих лет изучал селевые потоки Хибин. Его труды посвящены как теоретическим аспектам, например, типам селевых потоков Субарктики и их месту в классификациях селевых явлений, условиям формирования этих потоков (Сапунов, 1980), так и методам изучения селевых процессов (например, лишенометрии) и методике проведения натуральных наблюдений (фондовые материалы из архива Хибинской учебно-научной станции). Сотрудники НИЛ снежных лавин и селей В.Ф. Перов, В.С. Фрейдлин, А.Л. Шныпарков, А.Н. Божинский, Т.В. Вацалова выпустили ряд статей, описывающих результаты эпизодов массового схода водоснежных потоков (Боярский и др., 1979), посвященных изучению антропогенно-спровоцированных селей (Вацалова и др., 1979) и влиянию меняющихся климатических характеристик на возникновение селей (Трошкина и

др., 2009). Сотрудники лаборатории также издали монографию «Водоснежные потоки Хибин», в которой рассмотрели условия образования водоснежных потоков, их классификацию и продемонстрировали карту селевых бассейнов Хибинского массива (Водоснежные потоки ..., 2001). Кроме того, были произведены попытки прогнозирования водоснежных потоков в Хибинах (Черноус и др., 2012), исследованы условия возникновения конкретных эпизодов водоснежных потоков в некоторых долинах (Казаков и др., 2018). Отдельные работы посвящены датированию селевых потоков с помощью фитоиндикационных методов (Перов, 1971). Сотрудники кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ проводили работы по абсолютному датированию катастрофического селевого потока в долине одного из притоков р. Большой Белой (Романенко и др., 2011), изучали мощность и распространение селевых выбросов на территории Хибинских и Ловозерских тундр (Garankina et al., 2019), оценивали перемещение рыхлого материала комплексом склоновых и русловых, в том числе водоснежных, потоков с помощью радионуклидов (Иванов и др., 2018; Ivanov et al., 2019) и анализировали селевую динамику в русле с помощью БПЛА (Шеремецкая и др., 2018).

Территория Полярного Урала изучена в существенно меньшей степени. По-видимому, первые сведения о селевых процессах этой территории были получены в ходе работы Полярноуральской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР Л.Д. Долгушиным, М.С. Калецкой, А.О. Кеммерихом, Р.Ю. Виниери. В работах, по результатам этих наблюдений, главным образом рассматриваются условия возникновения и последствия конкретных селевых событий (Кеммерих, 1961; Гуськов, 1968; Ходаков, 1964), приводятся характеристики некоторых селеопасных районов, в частности, преобладающий тип селевого процесса в них (Виниери, 1963). Для северной части Полярного Урала были подсчитаны типичные морфометрические параметры селевых бассейнов (Познанин, 1975), однако методика расчетов не пояснена, а результаты расчетов опубликованы в весьма обобщенном виде. В обзоре снежно-ледовых явлений Приполярного Урала среди других процессов рассматриваются водоснежные потоки и анализируются условия их формирования (Ходаков, Ильина, 1989). Условия селеобразования в бассейнах рек Большой Пайпудыны и Соби учитывались при проведении анализа инженерно-геологических условий трассы Полярно-Уральской железной дороги (Грязнов и др., 2016).

Основное внимание в публикациях, посвященных селевым потокам, уделяется исследованию самого селевого процесса – механизмам его возникновения и развития, определению количественных параметров конкретных селевых событий – и оценке селевого риска. Работ, посвященных селевому рельефу – его строению, морфологическому облику, возрасту – существенно меньше. Как правило, в таких исследованиях рассматриваются сравнительно небольшие территории – отдельные селевые бассейны или даже конкретные участки селевых конусов выноса. Обобщающих работ по селевому рельефу более обширных территорий сравнительно мало.

1.2. Динамические характеристики селевых потоков, существующие классификации

Согласно определению В.Ф. Перова, сели, или селевые потоки – это «стремительные русловые потоки, состоящие из смеси воды и обломков горных пород, внезапно возникающие в бассейнах небольших горных рек» (Перов, 2012). Существует и другое определение, в котором больше внимания уделено динамическим характеристикам селевых

потоков: «селевой поток – временный горный русловой поток, характеризующийся высоким содержанием твердого материала и резким подъемом уровня; как правило, состоит из воды и продуктов разрушения горных пород и характеризуется внезапным возникновением и быстрым и кратковременным движением» (Флейшман, 1978). Под внезапностью возникновения понимается невозможность заранее определить дату прохождения селя – в связи с большим количеством факторов, участвующих в селеобразовании, и сложным характером их взаимодействия на данном этапе изученности представляется возможным только установить наступление селеопасного периода, но не конкретный момент схода селя.

Селевой процесс, в свою очередь, представляет собой совокупность природных процессов, составляющих этапы подготовки, зарождения и схода селевого потока. Наиболее важными звеньями селевого процесса служат механизмы зарождения (табл. 1.1) и движения селей (Флейшман, 1978; Перов, 1996).

Таблица 1.1
Основные механизмы зарождения селей (Перов, 1996)

Тип	Исходные процессы (явления)	Этапы механизма зарождения	Характер взаимодействия потока с руслом в зоне транзита
Эрозионный	Эрозия склонов и русла как следствие ливня	1. Плоскостной смыв и размыв склонов и русла 2. Возрастание насыщенности водного потока обломочным материалом 3. Селевая волна	Движение потока контролируется руслом
Прорывной	Прорыв водоема (озера, внутриледниковой емкости, водохранилища)	1. Водная волна 2. Размыв и вовлечение в движение обломочных масс 3. Селевая волна	Наибольшая переработка русла (глубинный врез)
Обвальнo-оползневой	Срыв массива водонасыщенных горных пород	1. Обводнение массива и ослабление структурных связей 2. Срыв (оползание) с разрушением структуры и течение 3. Селевая волна	Перепополнение русла (растекание); образование аккумулятивных форм

Выделение вышеперечисленных механизмов зарождения селей привело к существованию разных взглядов о месте селевых процессов в генетических классификациях процессов экзогенного рельефообразования. Деятельность селевых потоков либо считается флювиальным процессом, развивающимся в результате деятельности временных водотоков (Рычагов, 2006), либо занимает промежуточное положение между флювиальными и склоновыми процессами, поскольку селевые потоки низкой плотности близки к водным паводкам, а высокой – к оползням течения (Перов, 2012). Автор работы рассматривает селевые процессы как процессы смешанного генезиса, поскольку не только сами потоки, но и создаваемые ими формы сочетают в себе признаки

как эрозионных, так и склоновых процессов, различаясь в зависимости от того, какой из процессов играет ведущую роль.

Основное отличие селей от других русловых потоков состоит в кратковременности действия, внезапности и сравнительной редкости возникновения. Кроме того, доля одновременно перемещаемого твердого вещества может составлять от 10-15 до 60-70 % объема потока. Характерная глубина селевого потока составляет от 2 до 10 м, а ширина – от 3-5 до 50-100 м. Селевой поток имеет пульсационный характер – за время схода селя, составляющее до нескольких часов, проходят десятки, иногда сотни волн; при этом фронт волны может быть выше тела потока в 1,5 раза. Фронт волны состоит преимущественно из крупных обломков горных пород – их максимальный диаметр может достигать от 2-3 до 8-10 м (Перов, 2012).

Для возникновения селей выявлены следующие необходимые условия (Флейшман, 1978):

1. Большие расходы воды в русле, превышающие максимальные расходы паводков (вследствие чего возникает размыв русла и берегов);
2. Наличие обломочного материала на дне и склонах долины (в водный поток вовлекаются обломочные массы и формируется селевая смесь);
3. Значительные уклоны склонов и русла (благодаря им селевая смесь способна двигаться вниз по долине).

Тело селевого потока образовано смесью обломков и воды – селевой смесью. Последняя характеризуется широким диапазоном изменения отношения твердой и жидкой составляющих (Степанов, Яфязова, 2015). Селевая смесь полимодальна, в ее составе могут участвовать обломки размерностью от глинистой до глыбовой. Жидкая составляющая представлена селевой суспензией – смесью воды с частицами диаметром менее 1 мм.

В зависимости от вещественного состава селевой смеси можно выделить три основных типа селей: грязекаменные сели (потоки высокой плотности), водокаменные сели (потоки низкой плотности) и селевые паводки (Виноградов, 1980). Селевые паводки, в отличие от собственно селевых потоков, имеют более слабую насыщенность обломочным материалом (объемный вес 1050-1200 кг/куб м). От водных паводков они отличаются кратковременностью и характерным пилообразным селевым типом гидрографа (Перов, 1996).

По структурно-реологическому типу потоки делят на связные (структурные) и несвязные (турбулентные) в зависимости от физического состояния жидкой части селевой смеси (табл. 1.2).

Таблица 1.2
Структурно-реологические типы селевых потоков (по Перову, 2012)

Тип потока	Доля пылеватых частиц в твердой составляющей потока, %	Доля твердого материала в селевой смеси, %	Средняя скорость потока, м/с	Объемный вес селевой смеси, кг/м ³
Связный	>12	80-90	2-4	1700-2500
Несвязный	<12	20-30	10-15	1100-1800

Связный селъ движется путем скольжения, без внутреннего перемешивания, транспортирующая среда представлена конгломератом из грязекаменной массы. В отложениях отсутствует сортировка по крупности. Рельефообразующая деятельность таких потоков заключается в некотором сглаживании неровностей дна и бортов русла. В

несвязном потоке транспортирующая среда представлена селевой суспензией, режим его движения турбулентный, с активным перемешиванием. Такой поток активно размывает русло. Для зоны аккумуляции характерна частичная сортировка обломочного материала. Связные сели имеют ограниченное распространение, которое определяется составом горных пород в очагах зарождения. Несвязные сели распространены повсеместно и считаются господствующим типом (Натишвили, Тевсадзе, 2007). Водокаменные сели и селевые паводки относятся к несвязным потокам, а грязекаменные сели могут быть как связными, так и несвязными.

В виду того, что главными свойствами селевых потоков принято считать высокую насыщенность обломочным материалом, высокую скорость движения, кратковременность схода, нерегулярность формирования и волновой характер движения, к селеподобным явлениям следует также отнести потоки, в которых твердая составляющая представлена снегом и льдом, а также субаквальные потоки. В связи с этим в зависимости от среды проявления и вещественного состава можно выделить несколько типов селевых и селеподобных потоков (табл. 1.3). К собственно селевым потокам относят грязе- и водокаменные потоки и селевые паводки, к параселевым – те потоки, у которых твердая составляющая практически полностью представлена снегом и льдом, в результате чего они отличаются от собственно селевых потоков меньшей плотностью и более слабой эрозионно-аккумулятивной деятельностью (Перов, 1996). Ультраселевые потоки уникальны по условиям формирования и носят масштаб геологических катастроф – толщина вовлеченных в поток масс измеряется десятками метров, движение потока выходит за рамки руслового процесса и на протяжении десятков – первых сотен километров преобразует рельеф склонов и речных долин в целом (Klimeš et al., 2009). Квазиселевые потоки представляют собой селеподобные явления на дне ледниковых озер, морей и океанов.

Таблица 1.3
Основные типы селевых и селеподобных потоков Земли (Перов, 1996)

Среда проявления	Группы	Типы
Поверхность суши	Собственно селевые	Грязекаменный поток
		Водокаменный поток
		Селевой паводок
	Параселевые	Водоснежный
		Водоледяной
	Ультраселевые	Яванский (выплеск из кратерного озера)
		Каскадный (возник вследствие разрушения стенки вулкана и трансформации грунтовой лавины в селевой поток)
		Ключевской (преобразование пирокластического потока в селевой из-за бурного снеготаяния)
		Казбекский (срыв фирново-ледяных масс)
Уаскаранский (возник из-за обвала ледника и его последующей трансформации в водо-ледяной поток)		
Дно океана	Квазиселевые	Высокой плотности (грязекаменный)
		Низкой плотности (мутевой)

Несколько классификаций селевых явлений построены по генетическому признаку, то есть в зависимости от главных факторов и непосредственных причин их формирования.

Классификация Е.П. Коновалова (1938) составлена в соответствии с представлением, что вода – единственный активный фактор селеформирования, и выделяет следующие классы:

1. Ливневые сели, образующиеся в результате быстрого стока ливневых вод;
2. Сели, образующиеся в результате быстрого таяния снега и ледников;
3. Сели, образующиеся в результате прорыва водоемов – ледниковых озер, неледниковых озер или искусственных водохранилищ;
4. Сели сложного происхождения, образующиеся в результате совместного действия дождей и тающего снега.

Основной недостаток приведенной классификации состоит в том, что не учитывается период действия селевых потоков – сели как сезонного проявления, так и возникающие вследствие экстремальных событий могут оказаться в одном классе из-за одинакового источника воды. В общей генетической классификации селей В.Ф. Перов все селевые процессы на суше разделяет на «классы» в соответствии с главными факторами формирования и «типы» в соответствии с непосредственными причинами их образования (табл. 1.4).

Таблица 1.4
Общая генетическая классификация селей (Перов, 1996)

Классы	Главный фактор формирования	Основные особенности распространения и режима	Тип	Основные причины и механизмы зарождения
Сели зонального проявления	Климатический (изменчивость гидрометеорологических элементов)	Распространение повсеместное и носит зональный характер; сход селей систематический; пути схода относительно постоянны	Дождевой	Ливневые затяжные дожди, вызывающие размывы склонов и русел; оползни
			Снеговой	Интенсивное снеготаяние, вызывающее сдвиг переувлажненных снеговых масс; прорыв снежных плотин
			Ледниковый	Интенсивное таяние снега и льда, вызывающее прорыв скоплений талых ледниковых вод; обрушение морен и льда
Сели регионального проявления	Геологический (активные эндогенные процессы)	Распространение ограничено областями наибольшей тектонической активности; сход селей эпизодический; пути схода непостоянны	Вулканогенный	Извержения вулканов, особенно взрывного типа, сопровождаются спуском кратерных озер, бурным таянием снега и льда
			Сейсмогенный	Землетрясения силой 7-8 баллов и выше, вызывающие срыв грунтовых масс со склонов
			Лимногенный	Разрушение естественных озерных плотин, сопровождающиеся размывом русла прорывной волной
Сели антропогенные	Хозяйственная деятельность (нарушение устойчивости горных ландшафтов)	Распространены в областях наибольшей хозяйственной нагрузки на ландшафт; частота схода повышена по сравнению с естественным фоном, реже носит эпизодический характер; характерно возникновение новых селевых бассейнов	Антропогенный	Складирование отвалов горных выработок на крутых склонах и их последующий размыв; сооружение некачественных земляных плотин и их разрушение и др.
			Природно-антропогенный	Истребление лесной и деградация лугово-степной растительности и почв, стимулирующая эрозионные и селевые процессы

Селевые процессы зонального класса отличаются массовым, практически повсеместным распространением и создают общий фон развития селевых процессов на Земле. Кроме того, выделены сели регионального проявления, связанные с особенностями развития активных эндогенных процессов, и антропогенные сели. В настоящее время данная классификация представляется наиболее полной по охвату существующих механизмов зарождения селевых потоков и наиболее удачной, с точки зрения иерархизации главных факторов их формирования.

В соответствии с существующим районированием селеопасных территорий Российской Федерации (Перов и др., 2017) Европейский сектор Российской Субарктики относится к области развития селей главным образом снегового генезиса. При проведении реконструкция селевой активности в послеледниковое время важно учитывать, что при изменении условий природной среды могли изменяться так же господствующие генетические типы селевых потоков. Наиболее подходящей для определения возможных господствующих типов селей прошлых эпох представляется генетическая классификация В.Ф. Перова, поскольку именно такой подход позволяет учесть наиболее полный перечень возможных механизмов селеформирования.

1.3 Селевой бассейн как арена развития селевого процесса

Селевой бассейн – это водосборный бассейн, в пределах которого формируется и осуществляет свое движение селевой поток. Типичный селевой бассейн подразделяется на зону зарождения, зону транзита и зону аккумуляции.

Зона зарождения обычно занимает верхнюю часть селевого бассейна и включает в себя сработавшие или потенциальные селевые очаги (формы рельефа, где происходит зарождение селевого потока) и оконтуривающие эти очаги склоны. А.И. Шеко была составлена общая генетическая классификация очагов зарождения селей. Автор подчеркивал, что именно происхождение очагов определяет особенности механизмов зарождения и динамики селевого потока, выделяя следующие группы очагов (Шеко, 1980):

1. Связанные со скоплением рыхлого материала в руслах временных и малых водотоков;
2. Связанные с подпруживанием рек;
3. Связанные с деятельностью современных ледников;
4. Связанные с деятельностью вулканов.

В рельефе очаги дождевых и ледниковых селевых потоков представлены чаще всего фронтальными уступами конечно-моренных гряд, резкими перегибам склона, крутыми склонами, подверженным воздействию делювиальных процессов. Селевые очаги могут быть непостоянны во времени и пространстве, выделяют «одноразовые» очаги, когда при сходе селевого потока выносятся весь имеющийся рыхлый материал, способный к размыву и перемещению, и очаги многократного действия. Если в верховьях долины селевого водотока имеется большое количество врезов, заполненных рыхлыми отложениями, возможно развитие «миграции» селевых очагов – потоки могут возникать попеременно в разных врезках. Возможно также зарождение селя на участках внутридолинной аккумуляции материала от прошедших ранее селевых потоков.

Следует различать понятия «селевой очаг» и «очаг твердого питания селей». Последний представляет собой массив горных пород, который может быть вовлечен в движущийся селевой поток, тем самым обогатив его твердую составляющую. Исследователи селей Узбекистана (Карпов и др., 1976) предлагают следующую классификацию очагов твердого питания по генетическому признаку:

1. Водно-аккумулятивные (главным образом конусы выноса боковых притоков);
2. Гравитационные (тела оползней, обвально-осыпные конусы и шлейфы);
3. Гляциальные (морены, водно- и озерно-ледниковые отложения);
4. Денудационные (оголенные участки склонов).

Транзитная зона (рис. 1.1), представлена той частью бассейна, в которой происходит движение уже сформировавшегося потока без существенных изменений в его составе и режиме. В то же время на отдельных участках возможна некоторая трансформация потока за счет изменения морфологии русла либо впадения притоков. Зоны аккумуляции обычно формируются при падении уклонов, из-за чего резко снижается транспортирующая способность потока. Основная разгрузка селевых потоков обычно происходит при их выходе из ущелий на предгорные участки либо на днища долин более крупных водотоков. Зона аккумуляции обычно представлена в виде конусов выноса – наклонных вниз по течению веерообразных в плане образований. Размеры конусов выноса сильно варьируют – их площадь может составлять от нескольких десятков квадратных метров до нескольких квадратных километров (Флейшман, 1978). Часто селевой конус становится частью более обширного аллювиально-пролювиального конуса. Поверхность конусов нередко состоит из разновозрастных фрагментов аккумулятивных селевых форм более низкого ранга, отличающихся по микрорельефу, степени развития почвенного профиля и растительного покрова.



Рис. 1.1 Зоны зарождения, транзита и аккумуляции в селевом бассейне, Гималаи. Фото Е.В.Гаранкиной.

Необходимо помнить, что в селевом бассейне могут быть выражены не все зоны – например, в небольших бассейнах часто отсутствует зона транзита, а при разгрузке потока непосредственно в крупную реку может не формироваться конус выноса (Шеко, 1980).

В пределах селевого бассейна формируются аккумулятивные и денудационные формы селевого рельефа. К формам селевой аккумуляции относятся валы, гряды, поля аккумуляции, отдельные бугристые формы. Селевые валы образуются в результате давления селевой смеси на передний фронт потока, сложенный наиболее крупными обломками, и отжимания этих обломков к боковому краю потока. Такие формы сложены главным образом валунами и глыбами и имеют высоту в среднем от 1,5 до 3,0 м и протяженность десятки метров. Обычно селевые валы ориентированы под углом к оси движения потока. В ряде случаев селевые валы примыкают к привершинной части конуса выноса. Положение селевых валов фиксирует границу потока; эти формы рельефа характеризуются длительной сохранностью. В склоновых селевых бассейнах выводной канал часто окаймлен двумя параллельными селевыми валами, в которых сконцентрирован почти весь объем селевых выносов.

Селевые гряды формируются в областях распластывания потока и падения его несущей способности. Как правило, они сложены валунно-глыбовым материалом, ориентированы по оси движения потока, их высота составляет от 0,5 до 1,0 м, иногда более.

Селевые поля аккумуляции представляют собой скопления селевого материала в участках расширения долин. Формируются в области распластывания селевого потока при его выходе на поверхность с меньшим уклоном. Поля аккумуляции образуют субгоризонтальные или пологовыпуклые в поперечном профиле поверхности, размеры и плановые очертания которых сильно варьируют. В случае значительной насыщенности потока, сформировавшего эту поверхность, последняя будет заполнять весь участок расширения долины. При недостаточной степени насыщения потока обломками поля аккумуляции не будут заполнять весь участок расширения – они будут сконцентрированы в прирусловой части. Достаточно часто формируются поля аккумуляции сложного строения, образованные разновозрастными селевыми отложениями, принесенными потоками с разными динамическими характеристиками. Селевые поля аккумуляции можно считать внутренней областью аккумуляции селевого материала в зоне транзита.

Денудационные формы формируются вследствие глубинной (селевые врезы) или боковой (уступы) эрозии селевого потока. Селевые врезы могут быть выработаны как в скальных, так и в рыхлых породах, их глубина может составлять от первых до десятков метров, поперечный профиль обычно V-образный либо теснинообразный. Уступы представляют собой подмытые участки высотой до 5-7 м, реже 10 м. Эрозионные формы селевого генезиса могут формироваться в том числе результате воздействия на ранее созданные аккумулятивные формы.

К денудационным формам также относятся селевые террасы, которые обычно формируются в результате последующего врезания потока в сформированные ранее формы селевой аккумуляции. Гипсометрическое положение селевых террас позволяет определить уровень прохождения предыдущих селей. Чаще всего селевые террасы расположены в зоне транзита селевого потока и представлены короткими (до первых десятков метров) наклонными вниз по течению площадками.

Гранулометрический состав селевых отложений напрямую зависит от вещественного состава селевого потока – от водокаменных селей к грязекаменным закономерно уменьшается доля валунно-галечных фракций и увеличивается доля

мелкозема. Размер обломков в селевых отложениях определяется составом селеформирующих грунтов каждого бассейна, однако, по сравнению с субстратом, в отложениях селевых потоков в целом обычно возрастает доля крупных и уменьшается доля тонких фракций за счет выноса последних менее насыщенным обломками «водным хвостом» селя. В пределах конусов выноса состав отложений обычно резко меняется от галечно-валунного материала в вершине конуса до супесчано-суглинистого по его периферии.

Текстура селевых отложений меняется в зависимости от типа селевых потоков. Отложения грязекаменных селей характеризуются массивной однородной текстурой, отсутствием предпочтительной ориентации осей крупных обломков. В результате развития водокаменных селей формируются линзовидные, слоистые либо плохо выраженные наклонные текстуры. Отложения селевых паводков характеризуются субгоризонтальной слоистостью (Перов, 2012).

Рельеф и отложения селевого генезиса могут быть представлены как современными, так и древними образованиями. Последние могут свидетельствовать об иных условиях селеформирования либо о катастрофических событиях. Селевой рельеф может сохраняться на дневной поверхности в течение нескольких тысяч лет. Более древние формы, как правило, оказываются погребены и находят выражение в строении рыхлой толщи – они имеют вид линз и пакетов среди аллювиальных, озерных или других типов отложений. Выделяются следующие возрастные категории селевых отложений и селевого рельефа (Перов, 1999, с уточнениями):

1. Современная (образовавшиеся за последние 100-200 лет);
2. Историческая (от 100-200 лет до 2-3 тыс. лет);
3. Голоценовая (от 2-3 до 12 тыс. лет);
4. Древняя (более 12 тыс. лет).

Современные отложения и рельеф, как правило, отражают современный режим селевых потоков зонального проявления. Исторические и голоценовые образования могут соответствовать этапам активизации селевых процессов вследствие колебаний климата, тектонической активности, изменения типа хозяйственной деятельности. Более древние следы развития селей могут быть свидетельством этапов горообразования, сопровождающихся интенсификацией денудационных процессов.

В.Ф. Перовым была разработана общая типология водосборов с проявлением селевого процесса (табл. 1. 5). По морфологии селевые бассейны подразделяются на русловые и склоновые. Русловые бассейны такого типа подразделяются на простые (с одним селевым водотоком) и сложные (в случае, когда у главного селевого водотока есть хотя бы один селевой приток). Склоновые бассейны обычно представлены водосборами сравнительно небольших временных. Бассейны этого класса подразделяются на элементарные, в пределах которых развивается только селевая деятельность, и парагенетические – в случаях, если селевые процессы сочетаются с процессами иного генезиса (например, с лавинообразованием).

Эта типология позволяет определить роль селевых процессов в функционировании эрозионно-русловой системы, частью которой этот селевой бассейн является. Эрозионно-русловая система – совокупность взаимосвязанных форм рельефа и процессов, обусловленных воздействием водных потоков на земную поверхность (Эрозионно-русловые системы..., 2017). В выделенных типах селевых бассейнов по-разному проявляется роль селевых процессов в функционировании эрозионно-русловой системы,

частью которой этот селевой бассейн является – от ведущей роли селевого процесса во всем водосборном бассейне с почти полным подавлением собственно флювиальных процессов до лишь эпизодического воздействия селевых потоков на функционирование русла. Таким образом, селевые бассейны разного типа будут различаться формами селевого рельефа и их взаимным расположением.

Таблица 1.5
Типизация водосборных бассейнов с проявлением селевого процесса
(по Перову, 2003, с изменениями)

Класс	Тип	Особенности селевого процесса	Характеристика селеносного водотока
Склоновые (элементарная форма проявления селевого процесса, часто в сочетании со склоновым)	Элементарный	Селевой процесс играет ведущую роль	Тальвег временного водотока
	Парагенетический	Селевой процесс сочетается с эрозионным, лавинным, осыпным, оползневым	Тальвег временного водотока
Долинные (собственно селевые бассейны с систематическим сходом селей по главному руслу)	Простой	Селевой процесс играет ведущую роль	Одно русло
	Сложный		Главное русло с несколькими притоками
Речные (крупные речные бассейны с эпизодическим проявлением селевого процесса в главном русле)	-	Селевой процесс взаимодействует с русловым- для главного русла характерны эффекты временного подпора, селевое состояние на ограниченном участке, сходы селевых паводков	Селевые притоки, впадающие в главное (не селевое) русло

1.4 Основные типы селей в горах Субарктики

Северная зона развития селевых процессов (табл. 1.6) характеризуется отрицательной среднегодовой температурой воздуха, распространением грунтов глубокого сезонного промерзания, длительной зимой и коротким прохладным летом. Господствующий тип ландшафтов – горные тундры. Вода, главным образом, представлена в твердой фазе – даже на низких гипсометрических отметках широко распространены ледники, формируются наледи, снежники, повсеместно развиваются снежные лавины.

Таблица 1.6
Районирование селеопасных территорий северной селевой зоны России
(по Перову, 2012, с изменениями)

Зона	Регионы	Области
Северная	Западный	Кольская
		Полярноуральская
	Восточный	Путоранская
		Верхоянская
		Колымско-Чукотская
	Арктический	Таймырская
Полярно-островная		

Климатический режим и особенности сезонного промерзания грунтов, ограничивают развитие дождевых селей: ливни случаются редко, а мерзлый грунт устойчив

к размыву, в результате чего не выполняются два главных условия для возникновения селевого потока – наличие достаточного количества воды и рыхлообломочного материала. Дождевые сели представлены преимущественно селевыми паводками и склоновыми микроселями. Наиболее широко в пределах северной зоны развития селевых процессов распространены снеговые сели, причем господствующую роль среди них играют водоснежные потоки (Сапунов, 1985).

На территории нашей страны водоснежные потоки в основном приурочены к средневысотным и низкогорным массивам арктического пояса (Фрейдлин, 1983). Этому благоприятствуют как широтное положение, так и высота гор – обеспечивается достаточное количество твердых осадков, и, вместе с тем, возможность для резкого прогрева отдельных участков в период оттепелей, что способствует интенсивному снеготаянию. Водоснежные потоки широко развиты в горных массивах Кольского полуострова – в Хибинских и Ловозерских тундрах, Чуна- и Мочетундрах, Волчьих и Сальных тундрах и на массиве Чильтальд (Боярский и др., 1979). На Полярном Урале наиболее активно водоснежные потоки формируются в пределах осевой зоны. Именно здесь, в бассейне р. Б. Пайпудына, в 1973 г. был зафиксирован самый большой для снеговых селей в России объем единовременного выноса материала – 500 тыс. куб. м (Познанин, 1975). Западная часть плато Путорана, относящаяся к районам со значительной селевой опасностью, также считается ареной развития водоснежных потоков (Перов, 1981). Достаточно широко распространены эти потоки и в горных районах на северо-востоке нашей страны. В частности, были зарегистрированы их следы в бассейне р. Колымы (Ананьев, 1967, Нефедов, Кузнецов, 1983) и р. Индигирки (Ващалова и др., 1988), на Чукотке (Мочалов, Горин, 1992). В Европе зона развития водоснежных потоков представлена в основном горной частью Скандинавского полуострова (Nyberg, 1989; Hestnes, 1998) и горами севера Шотландии, в Северной Америке – горными участками Аляски и севера Канады (Turcotte et al., 2011).

Селевая масса водоснежных потоков представлена смесью комков и зерен снега с водой (рис.1.2), с участием обломочного материала плотностью 900-1199 кг/куб. м. Свежие отложения представляют собой спрессованный мокрый снег комковатой текстуры или минерально-фирновую массу с включением щебня и крупных обломков (рис. 1.3, 1.4); обломочный материал составляет 5–10 % объема (Перов, 1996).



Рис.1.2 Водоснежный поток в движении. Слева – Стандалсейдет, северо-западная Норвегия, водоснежный поток 27.11.08, возникший из-за ливня, справа – Скармодален, северная Норвегия, водоснежный поток от 16.05.2010, возникший из-за интенсивного снеготаяния (по Hestnes, Kristensen, 2010)



Рис. 1.3 Свежие отложения водоснежного потока в селевом врезе на юго-западном склоне г. Юдычвумчорр (Хибины). Фото автора

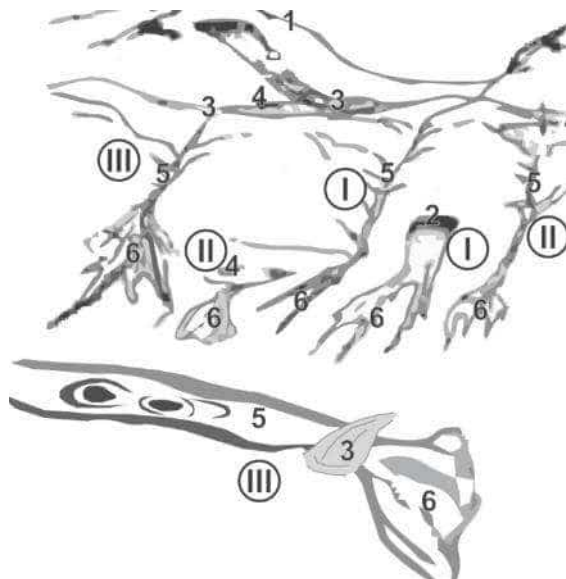


Рис. 1.4 Фермерские постройки, уничтоженные водоснежным потоком от 05.02.1990, северо-запад Норвегии (Hestnes, Kristensen, 2010).

Водоснежные потоки формируются в период снеготаяния, при оттепелях с резким подъемом температуры воздуха; в редких случаях возникают в связи с выпадением дождя (Перов, 2012). Существуют два основных пути зарождения водоснежного потока: нарушение на склоне устойчивости снежного пласта, пропитанного водой, или прорыв снежной преграды водотоком (Водоснежные потоки..., 2001). В первом случае снежный пласт срывается с крутого склона под воздействием силы тяжести при достаточном увлажнении относительно тонкого придонного массива снежного пласта (рис. 1.5) – формируется водоснежный поток гравитационного типа. На пологих склонах, где необходимо полное или почти полное насыщение снега фильтрующейся сквозь него водой, поскольку последняя утяжеляет пласт и ослабляет его прочность, выделяют особый тип зарождения потоков – фильтрационный (рис. 1.6). Во втором случае происходит прорыв талой водой образовавшегося ранее под снежной преградой канала; если прорыв снежной плотины осуществляется открытым потоком талых вод, имеет место собственно прорывной (гидронапорный) механизм образования водоснежного потока (рис. 1.6).



Рис. 1.5 Основные факторы, обуславливающие сброс свободной воды в снежный покров (по Hestnes, 1998, с дополнениями)



Типы формирования водоснежных потоков:

I – гравитационный

II – фильтрационный

III – гидронапорный

Прочие обозначения:

1 – снежные лавины

2 – срыв насыщенного водой пласта с крутого склона

3 – снежные лавины или нагнанные ветром снежные плотины

4 – скопления снега и воды в понижениях на склоне

5 – каналы стока

6 – конусы выноса

Рис. 1.6 Схематичное представление разных зон возможного формирования водоснежных потоков (Беляев и др., 2018 – по Hestnes, 1998, с дополнениями).

Область образования водоснежного потока подразделяется на три зоны (как и у других природных гравитационных потоков лавинного типа): зарождения, транзита и аккумуляции. Бассейн такого потока включает в себя водосбор, русло водотока и часть дна долины, где происходит отложение материала (Водоснежные потоки..., 2001). Для зоны транзита характерна глубинная и боковая эрозия бортов вреза; зона аккумуляции фиксируется одиночными обломками или маломощным (до 0,5 м) слоем грубообломочной несортированной породы ячеистой текстуры (Перов, 1996).

Помимо селей зонального проявления, в Субарктике также развиваются сели регионального проявления, главным образом – лимногенные и вулканогенные.

Лимногенные сели возникают преимущественно в озерах завального типа при размыве естественной плотины, представленной обвальным или оползневым телом, конусом выноса древнего притока, моренной грядой. В Субарктике такие плотины часто могут быть частично или полностью сложены льдом, поэтому развитие прорывных селей характерно для районов современного горного оледенения – например, паводки при

прорыве ледниковых подпрудных озер характерны для Шпицбергена (Thiedig, Kresling, 1973), Аляски и северо-запада Канады (Виноградов, 1977). Как правило, при прорывах подпрудных озер развиваются водокаменные сели либо селевые паводки с максимальными расходами до 1,5-2 тыс. куб. м/с.

Для вулканических районов Субарктики – Аляски, Исландии, ряда островов высоких широт - характерны вулканогенные сели, или лахары, (Conway et al., 2010; Сейнова и др., 2017), которые представляют собой главным образом грязекаменные потоки. Выделяют два типа лахаров: «горячие» и «холодные». «Горячие» лахары связаны собственно с извержениями вулканов – они возникают вследствие выплескивания воды из кратерных озер или их прорыва при извержении либо при интенсивном таянии льда и снега под воздействием пирокластических потоков и лавы (именно такие лахары чаще всего развиваются в Субарктике), либо возникают, когда извержение вулкана сопровождается жидкими атмосферными осадками. «Холодные», формирующиеся вследствие интенсивных жидких осадков, возникших уже после извержения – дождевые воды вовлекают в движение отложенный ранее пирокластический материал. Вулканогенные сели – самые мощные, длина их пути достигает 300 км, объем одновременно перемещаемых отложений – 500 млн куб. м, мощность отложений одного потока – до 20 м.

В настоящей работе для подробного изучения был выбран западный регион северной зоны развития селевых явлений, находящийся в пределах Европейского сектора Российской Субарктики. Под Российской Субарктикой понимается часть территории Российской Федерации, расположенная в пределах субарктического континентального климата в соответствии с классификацией Б.А. Алисова (Хромов, Петросянц, 2006). В Кольской и Полярноуральской селевых областях, несмотря на их принадлежность к единой зоне развития селевых явлений, существуют некоторые различия как ландшафтно-климатических, так и геолого-геоморфологических условий селеобразования. Сравнительная характеристика селевого рельефа гор Кольского полуострова и Полярного Урала, сопоставление динамики селевых потоков в послеледниковые дают информацию о том, как местные различия в условиях селеобразования влияют на особенности протекания селевых процессов в пределах единой зоны развития селевых явлений.

Глава 2. Методика исследований¹

Методический подход в настоящем исследовании был предопределен иерархией поставленных задач. Первым шагом стал сбор информации о распространении селевых бассейнов в горах Кольского полуострова (Хибинские и Ловозерские тундры, Монче-, Чуна- и Волчьи тундры) и на Полярном Урале (в пределах ключевых участков - хр.Оченырда, массива г.Лядхэ и хр. Няръмынхой на севере территории, кряжа Енганэпэ, Харбейского хребта и Малого и Большого Пайпудынского хребта). На Кольском полуострове в качестве ключевых участков были выбраны наиболее крупные горные массивы, на Полярном Урале - максимально различающиеся по преобладающим высотам и по геологическому строению территории. Были проанализированы имеющиеся литературные данные о селевом рельефе этих территорий и проведено визуальное дешифрирование селевого рельефа по данным дистанционного зондирования (ДДЗ) и топографическим картам. Далее результаты дешифрирования были верифицированы в ходе полевого обследования ключевых участков гор Кольского полуострова (всей территории Ловозерских тундр и отдельных частей Хибинского массива) и Полярного Урала (Большого и Малого Пайпудынского хребта). Это позволило установить неточности исходного дешифрирования, доработать подобранные критерии и уточнить схемы дешифрирования участков, не прошедших полевую верификацию.

Для развития селевого процесса необходимо определенное сочетание трех ключевых факторов – наличие воды, определенные свойства рельефа, обеспечивающие надлежащую транспортирующую способность потока, и наличие рыхлого субстрата и особенности его распространения. Наличие воды (в твердом или жидком состоянии) зависит от ландшафтно-климатических условий и характера рельефа – водосборной площади, уклонов и экспозиции. Энергия потоков и потенциальная возможность для концентрации стока и формирования селевой волны зависит от морфологии рельефа. Наличие очагов твердого питания селей зависит от распространения рыхлого субстрата в бассейне. Поскольку все рассматриваемые горные сооружения достаточно компактны, ландшафтно-климатические условия внутри долин в них различаются достаточно слабо. Таким образом, два фактора селеформирования из трех в значительной степени контролируются морфологией рельефа, и в данном исследовании была принята рабочая гипотеза, что решающее значение в развитии селевых процессов имеют морфометрические характеристики рельефа, а именно площадь водосбора, уклон тальвега, отношение ширины бассейна к его длине. Для ее проверки был произведен расчет некоторых из этих параметров в селевых бассейнах

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования; а также в иных изданиях:

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Беляев В.Р., Гуринов А.Л., Гаранкина Е.В. Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестник Моск. ун-та, серия 5: География. – 2022. - №2. - С. 119-132.

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. Морфометрические характеристики селевых бассейнов Европейского сектора Российской Субарктики // Известия РАН. Серия географическая. – 2022. - Т.86. - №5. - С. 746-762. DOI: 10.31857/S2587556622050107

Рудинская А.И., Гаранкина Е.В., Семеняк Н.С., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Беляев Ю.Р. Реконструкция позднеголоценовых селевых событий Хибин // Пути эволюционной географии – 2021. Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). — Т. 2. — Москва: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт географии Российской академии наук, 2021. — С. 322–325.

изучаемых горных массивов и оценена статистическая значимость различий между ними для селевых и неселевых бассейнов.

Для анализа геоморфологических условий развития селевых бассейнов была проведена их типизация по геоморфологическому строению. Для этого были составлены среднемасштабные геоморфологические карты на ключевые территории. Для каждого из выделенных типов были выбраны характерные селевые бассейны для более подробной характеристики строения селевого рельефа и особенностей функционирования селевых процессов в бассейнах с разным геоморфологическим строением.

На основе полевых данных и дешифрирования были выделены различные генерации селевого рельефа (как минимум – древний и молодой). Произведено обобщение литературных и фондовых материалов, содержащих сведения о возрасте обогащенных органическим веществом горизонтов, погребенных селевыми отложениями, в горах Кольского полуострова. Они были дополнены абсолютными датами, полученными в ходе данного исследования и результатами дендрохронологического анализа по конкретным селевым бассейнам.

Для оценки рельефообразующей роли селевых потоков в рассматриваемых горных массивах была рассчитана доля площади современных днищ горных долин, занятая селевым рельефом.

2.1. Дешифрирование селевого рельефа

Для изучения селевой деятельности в практически не охарактеризованных в этом отношении горных массивах – Ловозерских тундр, Монче, Чуна- и Волчьих тундр на Кольском полуострове и ключевых участков Полярного Урала было решено провести инвентаризацию селевых бассейнов по следующему принципу (рис. 2.1). Сведения о строении и пространственном положении селевых бассейнов Хибинских тундр были получены из литературных источников (Водоснежные потоки ..., 2001) и дополнены при изучении ДДЗ и в ходе полевых работ на отдельных участках массива.

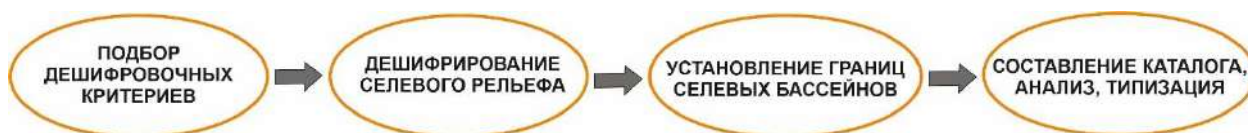


Рис. 2.1 Процедура инвентаризации селевых бассейнов

На основе обобщения данных литературных источников (Сапунова, Сапунов, 1979; Шеко, 1980; Пушкаренко, Чалмаев, 1988; Садов, Гельман, 1984; Перов, 2012) был сформулирован перечень критериев (дешифровочных признаков) для выявления следов проявлений селевых процессов по данным дистанционного зондирования и крупномасштабным топографическим картам (Приложение А). Таблица также иллюстрирует примеры того, как облик форм селевого рельефа отражается на картах и спутниковых изображениях.

Предварительное дешифрирование проводилось с использованием карт Генерального штаба масштаба 1 : 100000 (листы Q-36-005,006; Q-36-017,018; Q-41-011,012; Q-41-021,022; Q-41-023,024; Q-41-035,036; Q-41-043,044; Q-41-045,046; Q-41-047,048; Q-42-001,002; Q-42-003,004; Q-42-013,014; Q-42-015,016; Q-42-025,026; Q-42-027,028; Q-42-037,038; R-36-125,126; R-36-137,138; R-41-143,144; R-42-121,122; R-42-123,124; R-42-133,134; R-42-135,136; R-42-143,144), масштаба 1 : 50000 (листы Q-36-6-А,Б; Q-36-9-А,Б,

Q-36-9-В, Г; Q-36-10-А, Б, Q-36-10-В, Г, Q-36-11-А,Б, Q-36-11-В,Г, R-36-138-В,Г), масштаба 1 : 25000 (листы Q-48-29-Б-а,б, Q-48-29-Б-в,г, Q-48-29-Г-а,б) и полученных из открытых источников (с порталов Bing Maps, Google Maps, Yandex Maps) космических снимков со спутников GeoEye и WorldView-2 высокого и сверхвысокого пространственного разрешения. Критерии, используемые при дешифрировании проявлений селевой активности, подразделяются на следующие группы: морфологические, геологические и ландшафтные. К морфологическим критериям относятся поперечный и продольный профили долины, крутизна тальвегов и бортов долины. Эти характеристики, как правило, находят свое отражение в рисунке горизонталей (на топографической карте масштаба 1:50000 сечение последних составляет 10 м). Геологические признаки селевой активности – это наличие выходов коренных пород в днищах долин (указывает на потенциальные зоны транзита) и накопления несортированного рыхлого материала глыбово-валунной размерности. К ландшафтным критериям относятся характер распределения растительности (борта селевых врезов в зоне транзита, как правило, лишены растительного покрова – как и свежие селевые отложения) и ее видовой состав (травянистая, кустарниковая, лиственная, хвойная), который указывает на относительный возраст селевого рельефа. Каждая группа признаков с разной степенью отчетливости выражается на используемых при дешифрировании источниках информации. Например, морфологические признаки наиболее явно выражены на топографических картах за счет рисунка горизонталей, в отличие от ландшафтных – топографические карты масштаба 1:50000 дают информацию о положении границы леса, однако участки разреженного мохово-лишайниковый покрова не находят отражения на таких картах из-за их масштаба. На спутниковых изображениях, синтезированных в естественных цветах, находят выражение все группы признаков, однако наиболее пригодны для дешифрирования геологические и ландшафтные свидетельства селевой активности.

Существует проблема разделения при дешифрировании селевых и флювиальных форм рельефа горных территорий – и флювиальным, и селевым формам рельефа на космических снимках соответствует схожий цвет и ячеистая структура, характерная для скоплений материала валунно-глыбовой размерности. Для разделения форм этого генезиса необходимо обращать особое внимание на плановое строение форм – в частности, для флювиальных побочней на участках свободного меандрирования будет характерно расположение по бортам русла в шахматном порядке, в то время как для селевых форм такой закономерности не наблюдается. Кроме того, селевые гряды в обычно существенно уже, чем аллювиальные.

Для дешифрирования селевого рельефа целесообразно использование спутниковых изображений, полученных в разные времена года. Для изучения селевого рельефа по ландшафтным характеристикам наиболее подходят снимки летнего и осеннего времени. На летних снимках наиболее контрастны цветовые характеристики задернованных и лишенных растительности поверхностей. На осенних снимках хорошо различаются цветовые характеристики лиственной и хвойной растительности. Однако морфологические признаки разных морфодинамических зон селевого бассейна отчетливее выражены в весеннее время, когда частичное распространение снежного покрова подчеркивает пластику рельефа. Для выявления следов недавних селевых событий целесообразно использование серий снимков.

Схема дешифрирования селевых бассейнов Ловозерского массива была уточнена в ходе полевых работ в 2017-2018 гг., отдельные участки Хибин обследовались в 2017, 2019

и 2022 г., полевые работы на Малом и Большой Пайпудыньском хребте были проведены в 2021 г. В ходе обследования выделялись морфодинамические зоны селевых бассейнов, определялся тип очагов, их параметры и пространственное расположение.

Основные неточности схемы дешифрирования заключались в следующем:

1. В ряде случаев тектонические ущелья были интерпретированы как селевые врезы;
2. Некоторые участки долин водотоков с врезанным руслом интерпретировались как зоны транзита (при полевом обследовании не были выявлены следы перемещения селевого материала);
3. Как правило, определенная по космическим снимкам и топографическим картам площадь древних селевых конусов выноса оказывалась меньше фактической. Вероятнее всего, это связано с тем, что их ложбинно-грядовое строение не всегда находит отражение на топографических картах масштаба 1:50000 и 1:100000.

Выявление перечисленных выше неточностей позволило усовершенствовать процедуру предварительного дешифрирования. В частности, для более точного определения площади реликтовых голоценовых конусов следует особое внимание уделять рисунку горизонталей в зонах разгрузки селевых потоков, а в качестве дополнительного источника информации по возможности использовать карты более крупных масштабов, чем 1:50 000.

По результатам дешифрирования в среде QGIS были построены карты селевых бассейнов гор Кольского полуострова и Полярного Урала (Приложение Б). На этих картах отображены контуры селевых бассейнов, зоны транзита и зоны аккумуляции селевых потоков. На карте отображались бассейны с водосборной площадью более 0,3 кв км и зоны транзита протяженностью более 0,1 км. В составе сложных бассейнов были выделены бассейны подчиненного значения (им на карте соответствуют номера типа 1-1, 1-2...). Зоны селевой аккумуляции были разделены на две возрастные генерации в зависимости от их морфологического облика и ландшафтных характеристик образующих их форм рельефа – на молодые и древние. К молодым зонам аккумуляции были отнесены формы свежего облика, сложенные щебнисто-галечно-валунным материалом, для которых характерно либо полное отсутствие растительности, либо фрагментарный травянистый или мохово-лишайниковый покров с кустарниковой порослью. К древним зонам аккумуляции были отнесены участки с ложбинно-грядовым рельефом с характерной амплитудой высот до 3-4 м, занятые смешанным и хвойным лесом с хорошо сформированным дерново-травянистым покровом либо горно-тундровой растительностью – в случае, если эти образования расположены выше границы леса.

2.2 Анализ морфометрических характеристик селевых бассейнов

Для рассматриваемых массивов Кольского полуострова и ключевых участков Полярного Урала был составлен каталог селевых бассейнов (Приложение В), где приведены морфометрические параметры для каждого бассейна. В качестве селевых бассейнов рассматривались морфологически выраженные на карте масштаба 1:100000 долины водотоков не ниже первого порядка. Первый порядок присваивался водотокам длиной не менее 0,1 км с площадью водосбора не менее 0,3 кв. км. Исключения делались для пересыхающих в отдельные сезоны года ручьев при морфологической выраженности следов селевой деятельности и площади водосбора не менее 0,1 кв. км. Анализ преобладающих порядков водотоков и особенностей русловой сети позволяет выявить типы водотоков, в бассейнах которых наиболее часто развиваются селевые процессы.

Величина среднего уклона в зоне транзита и площади бассейна помогают установить, при каких параметрах в условиях изучаемой территории селевые процессы развиваются наиболее активно и какие морфометрические характеристики соответствуют бассейнам разных классов и типов. Площадь конуса выноса дает нижнюю оценку количества выносимого селевыми потоками материала.

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 всех расчетов параметров селевых бассейнов всех ключевых территорий, за исключением Ловозерских тундр, использовалась модель Arctic DEM (Porter et al., 2018), на территорию Ловозерских тундр ЦМР получена с помощью оцифровки топографических карт масштаба 1 : 50 000 ввиду значительного количества крупных артефактов на этом фрагменте модели ArcticDEM. Для каждого изучаемого массива была построена карта крутизны склонов.

По ЦМР проведено автоматизированное построение границ селевых бассейнов (рис. 2.2). С помощью модуля Geoprocessing (Grid statistic for polygons) были получены максимальные, минимальные и средние значения высоты и крутизны для каждого водосбора. Эти характеристики позволили вычислить перепад высот, среднюю абсолютную высоту и среднюю крутизну поверхности в пределах каждого бассейна. С помощью модуля Geoprocessing – Grid statistic for polygons также были получены данные об абсолютной высоте истоков и устьев тальвегов селевых водотоков (что позволило определить их падение) и общей длине зон селевого транзита.

Расчет морфометрических характеристик ключевых участков Полярного Урала, Ловозерских тундр и большей части Хибин (за исключением северного макросклона массива) был проведен лично автором. Также были использованы данные расчета морфометрических характеристик для северного склона Хибин, Монче-, Чуна- и Волчьих тундр выполненного в рамках проекта РФФИ № 17-05-00630А «Пространственно-временные аспекты взаимодействия селевых и флювиальных процессов в долинах низкогорий Кольского полуострова», одним из исполнителей которого являлся автор.

Для вычисления 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 необходимым и достаточным, чтобы наиболее точно охарактеризовать рассматриваемый массив данных (Викторов и др., 2016). В качестве наиболее характерного диапазона величин каждого признака в настоящем исследовании 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 бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики.

При визуализации некоторых морфометрических параметров (см. раздел 4.1) 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.

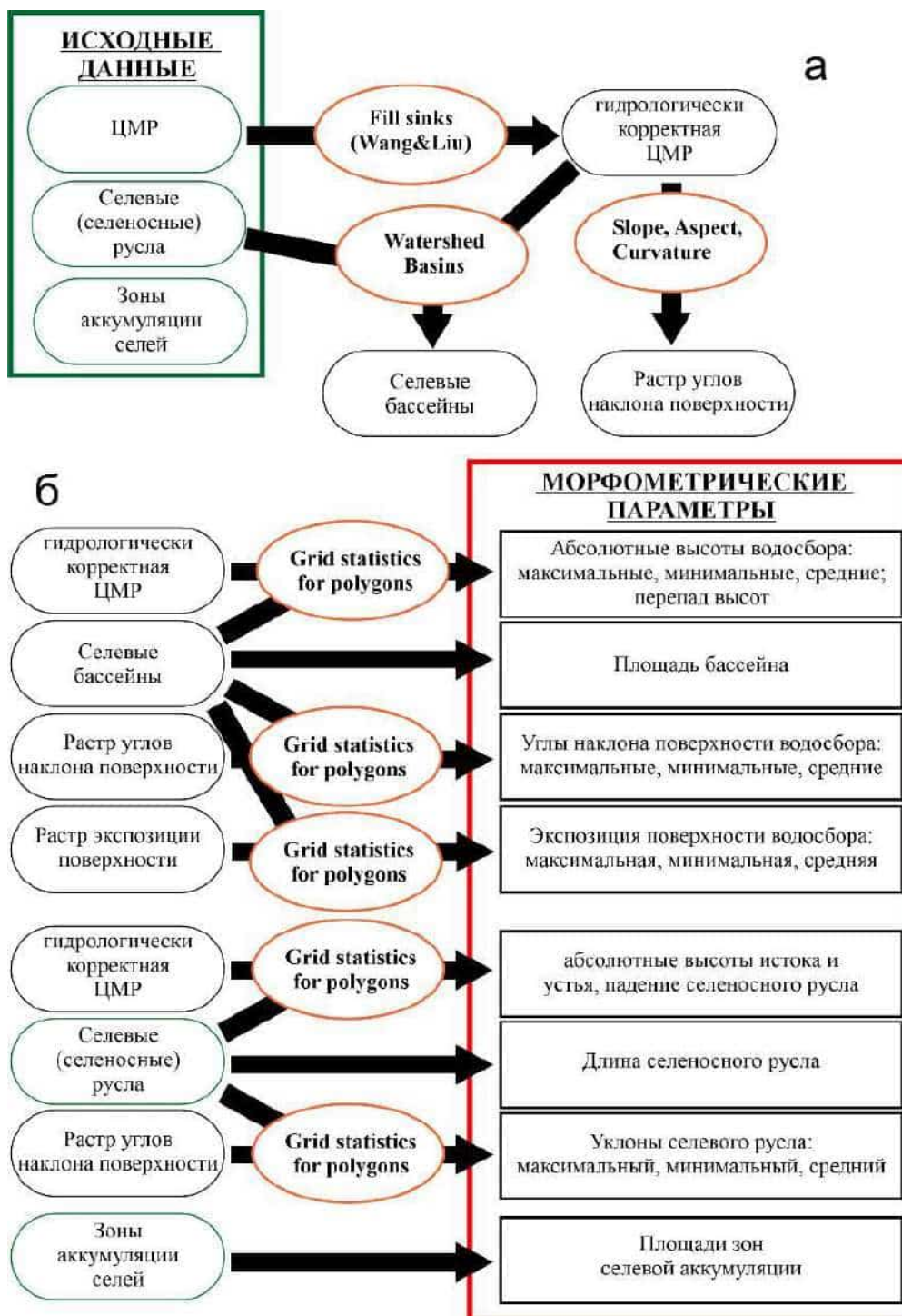


Рис. 2.2 Процедура предварительной подготовки данных (а) и получения морфометрических параметров (б) в среде SAGA GIS. В оранжевых овалах – использованные инструменты SAGA GIS

Выбор Евклидовых расстояний происходил следующим образом – при кластеризации значений для каждого рассматриваемого горного массива визуально оценивался график изменения меры расстояния между кластерами. Выбиралось то значение Евклидова расстояния, которому соответствует резкое увеличение меры расстояния между кластерами (считается, что именно такое значение Евклидова расстояния будет соответствовать оптимальному числу кластеров для данной выборки). Выбранные значения Евклидова расстояния подходили для оптимального числа кластеров для всех массивов (Приложение Г).

Для установления того, насколько значима роль морфометрических параметров бассейнов в развитии селевых потоков рассматриваемых ключевых участков, был проведен сравнительный статистический анализ некоторых морфометрических параметров селевых и неселевых бассейнов изучаемых территорий. В качестве анализируемых параметров были выбраны площадь водосбора, уклон водотока и отношение ширины бассейна к его длине. Площадь водосбора при прочих равных условиях определяет количество воды, поступающее в русло водотока. Уклон определяет транспортирующую способность потока и гранулометрический состав переносимых водотоком осадков – соответственно, предполагается, что в селевых бассейнах уклон водотока должен быть больше, чем в неселевых. Отношение ширины бассейна В к его длине L (другими словами, удлиненность или уширенность бассейна) определяет, насколько быстро происходит добегание воды до тальвега с поверхности водосбора. В условиях горного рельефа относительно вытянутые и более узкие бассейны с $V/L < 1$, в которых вода со склонов добегает до тальвега быстрее, более селеопасны, чем уширенные бассейны с $V/L > 1$, в которых время добегания воды со склонов до тальвега будет больше. Для каждого из рассматриваемых участков были проанализированы две случайные выборки селевых и неселевых бассейнов (Приложение Г).

Были построены графики распределения рассматриваемых параметров вида «ящик с усами» и рассчитаны критерий Стьюдента при $p=0,05$ для двух независимых выборок (1) и ошибка разности средних (2).

$$(1) t = \frac{(x_{cp1} - x_{cp2})}{S \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$$

где S – средневзвешенная дисперсия для каждой пары сравниваемых значений;

$$(2) \mathcal{E}_{x_{cp1} - x_{cp2}} = \sqrt{\mathcal{E}_{cp1}^2 + \mathcal{E}_{cp2}^2},$$

где $\mathcal{E}_{x_{cp1}}$ и $\mathcal{E}_{x_{cp2}}$ - ошибки среднего для рассматриваемых величин в селевых и неселевых бассейнов соответственно.

2.3 Анализ геоморфологического строения селевых бассейнов

На ключевые горные массивы были составлены геоморфологические карты масштаба 1:250000 в морфогенетической легенде (Приложение Д). Исходными данными для составления этих карт стали результаты полевого обследования автором некоторых массивов, спутниковые изображения субметрового пространственного разрешения, полученные из открытых источников, и топографические карты Генерального штаба масштаба 1 : 100000 и 1 : 50000, существующие геоморфологические карты на отдельные участки массива (Беяев и др., 2015; фондовые материалы кафедры геоморфологии и

палеогеографии - отчеты учебной специальной геолого-геоморфологической практики студентов 2 курса). С помощью наложения границ селевых бассейнов на составленные геоморфологические карты ключевых горных массивов была проведена типизация селевых бассейнов в зависимости от геоморфологической обстановки селеобразования в их пределах.

Далее были выбраны ключевые бассейны, иллюстрирующие каждый из выделенных типов, для более детального анализа связи морфодинамических зон селевого бассейна с его геоморфологическим строением. В рамках полевого обследования была проведена подробная геоморфологическая съемка этих бассейнов. Составлены описания форм селевого рельефа, профили и плановые зарисовки – фиксировалось положение селевых форм разного возраста относительно русла водотока, их относительная высота и плановое строение. Отмечались уровни селевого заплеска и мощность селевых отложений. Последние изучались, в том числе, в горных выработках. Фиксация пространственного положения точек описания осуществлялась с помощью портативного GPS-приемника.

По результатам полевого обследования на ключевые бассейны были составлены геоморфологические карты в морфогенетической легенде масштаба 1:25 000 и морфодинамические схемы того же масштаба, на которых отражены границы зон зарождения селевого потока, транзита и аккумуляции селевого материала.

2.4 Методика реконструкции селевой динамики

В ключевых бассейнах гор Кольского полуострова, выбранных для реконструкции послеледниковой динамики селей, был проведен комплекс полевых работ по изучению селевого рельефа. Строение селевых форм изучалось в разрезах (шурфах, расчистках и стенках карьеров) или в естественных обнажениях вдоль подмытых берегов русла и бортов долин (рис. 2.3). Детально описывались и фотографировались текстуры и структуры отложений селевых, в том числе водоснежных и водокаменных, потоков, а также флювиального, озерного, склонового, ледникового, флювио- и лимногляциального генезиса, подстилающих либо вмещающих селевые линзы. Четыре из пяти ключевых бассейнов автор обследовал самостоятельно, а для составления схем бассейна Маннепахкуая и при описании его строения в настоящей работе использовал материалы Ю.Р. Беляева, А.Л. Гуринова, Е.В. Гаранкиной, Е.С. Гаровой, Е.Д. Тулякова.



Рис. 2.3 Отложения селевой террасы в верхнем течении р. Голубичной, Западные Хибины. Фото автора

Для определения возраста сравнительно молодых аккумулятивных форм селевого рельефа был проведен дендрохронологический анализ. В качестве ключевых выбирались участки селевых конусов и террас высотой не более 2-3 м над современным урезом с хвойным древостоем либо молодой еловой порослью (Приложение Ж). Предпочтительны были фрагменты с достоверными следами селевой активности – выраженным селевым грядовым микрорельефом, скоплениями незадернованных валунов у основания поврежденных стволов (рис. 2.4) и непосредственно ниже их по склону.



Рис. 2.4 Стволы со следами повреждений и крупный обломок, движение которого, вероятно, стало причиной этих повреждений. Фото Е.В. Гаранкиной



Рис. 2.5 Отбор керна на конусе выноса р.Лявойок из зрелой ели, фиксирующей этап зарастания селевой террасы после ее накопления и выхода из зоны селевого воздействия. Фото Е.В. Гаранкиной

Целью применения дендрохронологического метода было определение нижнего предела возраста поверхностей селевого генезиса (рис. 2.5, рис. 2.6) с учетом характерных для территории темпов зарастания и формирования древостоя либо датирование времени возникновения компрессионной древесины, (одна из возможных причин формирования которой – воздействие селевых потоков, рис 2.7) или деформированных колец годового прироста (рис. 2.8) что позволяет определять возраст последнего селепроявления (селевого заплеска) на каждом конкретном участке.

Реализация первого подхода к использованию дендрохронологического метода имеет определенный недостаток – возможно с уверенностью дать лишь верхнюю приращку возникновения конкретной формы селевого генезиса с допущением, что на ее поверхности сохранились первые из деревьев, выросших на этапе формирования древостоя. Для достижения максимально корректного результата при реализации этого подхода на выбранной поверхности отбирались керны из стволов самых старых по внешнему облику деревьев. Возраст конкретной селевой генерации определялся путем сложения возраста самого старого дерева на этой поверхности и характерной средней для данного региона скорости зарастания селевых отложений в лесной зоне (табл. 2.1).

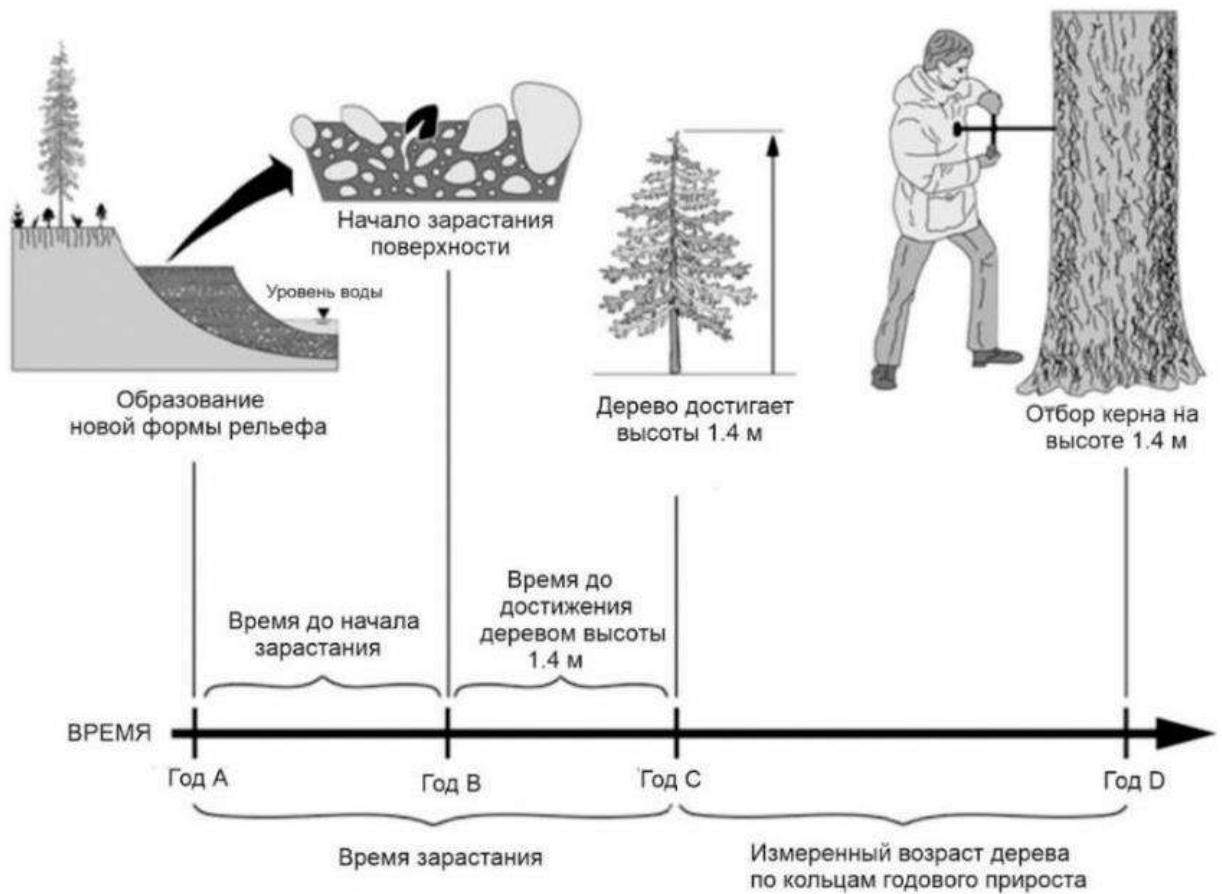


Рис. 2.6 Схема определения возраста формы рельефа с помощью сложения определенного дендрохронологическим методом возраста дерева и характерного времени застарания ландшафта (Pierson, 2013, с изменениями)

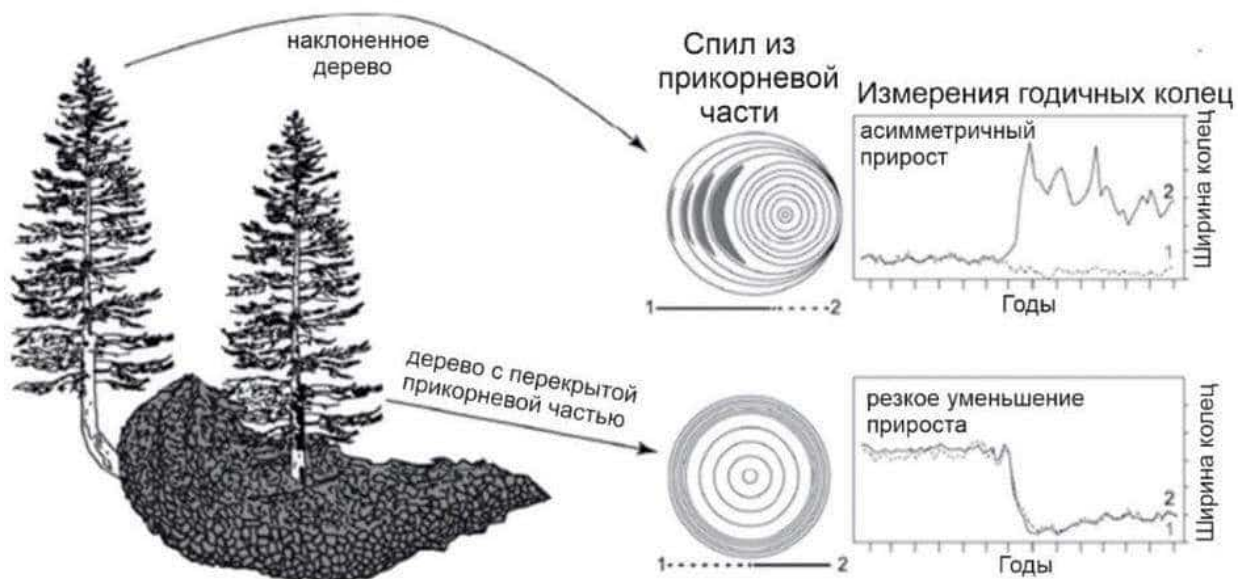


Рис. 2.7 Изменение величины годового прироста деревьев, позволяющее определить возраст селевых отложений (Stoffel, 2013, с изменениями)

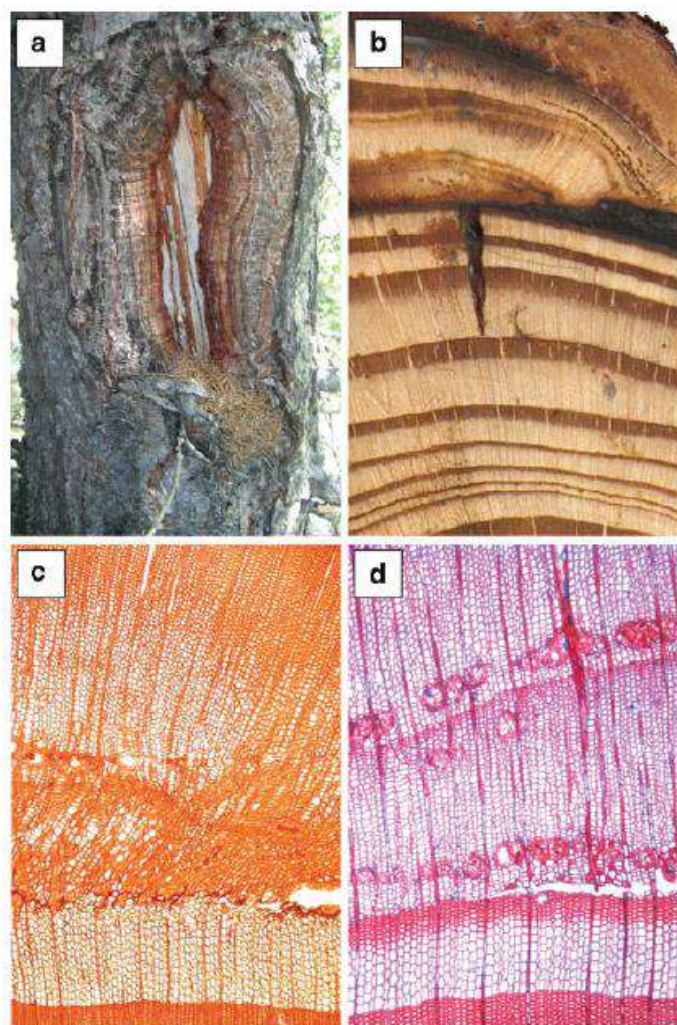


Рис. 2.8 Изображения годичных колец, поврежденных воздействием селевых потоков, и связанные с этими повреждениями реакции годового прироста: а - повреждение древесного ствола; b,c – зарастание поврежденного участка, d – тангенциальные ряды смоляных ходов, сформированные вокруг повреждения (Stoffel, 2013)

Таблица 2.1

Характерная скорость зарастания селевых отложений в Хибинских тундрах (фондовые материалы, 2018 – по Перов, 1966, 1971; Сапунова, Сапунов, 1979; Бударина и др., 1981; Водоснежные ..., 2001)

Возраст селевого события	Ландшафтная характеристика
Менее 10 лет назад	Разреженная травянисто-кустарничковая растительность
10-20 лет назад	Обильная травянисто-кустарниковая растительность с древесной порослью
20-50 лет назад	Преобладание кривоствольного берёзового леса
50-100 лет назад	Смешанный лес с преобладанием лиственных пород
Более 100 лет назад	Взрослый лес с преобладанием ели

Приведенные временные придержки не имеют абсолютной точности. Необходимо учитывать, что зарастание созданной аккумулятивной формы селевого рельефа не всегда начинается в год селевого события. Поскольку возобновление древесной растительности обычно происходит семенным путем, скорость развития подроста во многом зависит от

характера и механического состава селевых отложений. В частности, наиболее неблагоприятны для зарастания участки с крупноглыбовыми отложениями – на них березовый подрост может формироваться с задержкой в два десятилетия, в то время как на участках, сложенных мелкоземом с включениями мелко-глыбового материала, березовый подрост формируется уже через 2-3 года после селевого события. Тем не менее, усредненные оценки темпов зарастания позволяют получить хотя бы верхний предел возраста селевого рельефа (Водоснежные ..., 2001).

Отбор проб проводился с помощью буров C MORASWEDEN. Керны отбирались из стволов ели и сосны – по два радиуса в стволе каждого дерева. Фиксировалась высота отбора, ориентировка керна, ландшафтная характеристика места отбора, помечалось расположение точки отбора на профиле и в плане местности. Пространственное положение мест отбора проб фиксировалось с помощью GPS-приемника.

Дальнейшая обработка образцов проводилась лично автором в дендрохронологической лаборатории Института географии РАН под руководством Н.С. Семеняк в соответствии с общепринятыми методическими требованиями древесно-кольцевого анализа (Cook and Kairiukstis, 1990; Шиятов и др., 2000). Керны были вклеены в деревянные подложки и отшлифованы для увеличения контрастности колец с помощью шлифовальной бумаги различной зернистости (Orvis and Grissino-Mayer, 2002). Затем с учетом точной календарной даты отбора образца была проведена предварительная датировка колец (Шиятов и др., 2000). Измерение ширины колец проводилось при помощи специализированных программ CooRecorder® и CDendro® (<http://www.cybis.se/forfun/dendro/>). Для этого образцы были предварительно отсканированы в высоком разрешении (более 1200 dpi). Ширина годичных колец определялась полуавтоматически, а оператор проверял корректность выделения границ и вносил необходимые правки (Соломина и др., 2017). После измерения ширины колец проводился контроль качества измерений и поиск выпадающих и ложных колец методом перекрестного датирования (Fritts, 1976). Был определен возраст 43 деревьев и датированы компрессионные кольца и повреждения древесины в 19 кернах – не все древесные керны из отобранных (табл. 2.3) удалось датировать из-за их плохой сохранности.

Для установления абсолютного времени прохождения крупных селевых потоков с помощью радиоуглеродного датирования в ключевых бассейнах была отобрана серия образцов гумусированных горизонтов, погребенных селевыми пачками (Приложение Е). Результатом датирования в этом случае может быть либо нижний возраст события (то есть времени, когда почвенный горизонт был перекрыт селевыми отложениями), либо время стабилизации поверхности селевого генезиса (Garankina et al., 2019). Существует вероятность переотложения вещества либо загрязнения его современным гумусом, что необходимо учитывать при интерпретации полученных дат. Анализы выполнялись сцинтилляционным методом в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН в Москве и в лаборатории геохронологии СПбГУ.

Для анализа общих закономерностей развития селевых потоков в горах Кольского полуострова в послеледниковье был использован банк результатов радиоуглеродного датирования, включающий в себя даты, собранные на протяжении почти полувековой работы разных научных групп в Хибинах (Сулержицкий и др., 1986; Ващалова, 1988; Косарева, 2007; Романенко и др., 2011), обобщенные с новыми данными, собранными в ходе реализации проекта РФФИ № 17-05-00630А «Пространственно-временные аспекты взаимодействия селевых и флювиальных процессов в долинах низкогорий Кольского

полуострова» в 2017-2019 гг. (Garankina et al., 2019). При реконструкции голоценовой активности селевых потоков на Кольском полуострове также учитывались имеющиеся данные о возрасте коррелянтных селевым событиям озерных отложений (Шилова и др., 2019) и существующие взгляды на развитие природы Хибинского массива в послеледниковье (Елина и др., 2000; Олюнина и др., 2008; Греков и др., 2013). Для унификации все рассматриваемые даты были откалиброваны в программе OxCal v 4.4.4 (Bronk Ramsey, 2017) с использованием кривой IntCal 20 (Reimer et al., 2020). Для самых молодых дат калибровка проводилась с помощью программы CaliBomb, позволяющей учитывать бомбовый эффект (Reimer et al., 2004). Существующий банк данных был дополнен полученными автором результатами дендрохронологического датирования селевого рельефа в ключевых селевых бассейнах (табл. 2.2).

Было проанализировано распределение существующих дат при помощи функции плотности распределения вероятностей. Временные интервалы голоцена, которым соответствует «сгущение» плотности вероятности дат на графике, были проинтерпретированы как эпохи стабилизации поверхностей селевой аккумуляции и уменьшения активности селевых процессов. Соответственно, временные интервалы, на которые приходится минимальное количество дат, были отнесены к эпохам активизации селевых процессов. Таким образом за счет увеличения числа анализируемых дат были уточнены выделенные ранее эпохи активизации и снижения активности селевых процессов (Garankina et al., 2019)

Таблица 2.2

Образцы для датирования селевых форм рельефа и селевых событий, отобранные в ключевых бассейнах

Бассейн	Количество образцов на C^{14} датирование (отобрано/проанализировано)	Количество образцов для дендрохронологического анализа
Маннепахкуай	3/3	-
Лявойок	2/1	24
Голубичная	10/3	14
Алявумйок	10/3	5
Сенгисйок	5/5	-

Глава 3. Условия селеобразования в горах Европейского сектора Российской Субарктики²

Развитию селевых процессов подвержено не менее 16 % территории Земли (Перов, 2012). Соотношение разных типов селей меняется в зависимости от ландшафтно-климатических условий и, прежде всего, от количества, типа и внутригодового распределения осадков, характера снежного покрова. Выделяют две зоны их развития – северную и южную. К южной зоне в нашей стране относятся горные районы умеренного и субтропического климатических поясов, к северной – горные районы Арктики и Субарктики.

3.1 Ландшафтно-климатические условия

Горы Кольского полуострова.

Среди горных сооружений Кольского полуострова и на его материковом продолжении выделяются две группы: относительно крупные изометричные в плане довольно глубоко и густо расчлененные массивы с широко распространенным экзарационным рельефом (Хибинские, Ловозерские, Сальные тундры, Туадаш) и линейно вытянутые слабо расчлененные массивы (Чуна-, Монче-, Волчьи и Панские тундры) либо цепочки отдельных куполовидных вершин (Кандалакшские и Колвицкие тундры, Кацкимтундра, Нюрмтундра, Лавнатундра, Парфаттундра, Туельмтундра). В данной работе рассматриваются самые крупные по площади средне- и низкогорные массивы (рис. 3.1, табл.3.1), относящиеся к этим двум группам.

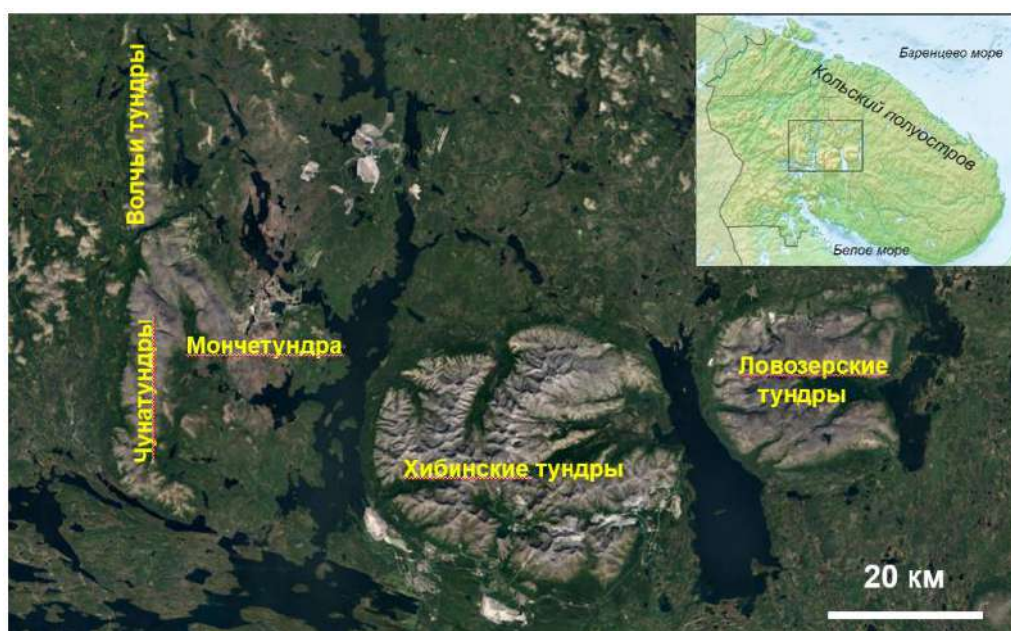


Рис. 3.1. Географическое положение ключевых горных массивов Кольского полуострова (источник снимка – Яндекс Карты)

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. Селевой рельеф в бассейне р.Малой Пайпудыны (Полярный Урал) // Геоморфология и палеогеография. — 2023. — Т. 54, № 3. — С. 14–25. DOI: 10.31857/S2949178923030088

Таблица 3.1
Основные орографические характеристики
ключевых горных массивов Кольского полуострова

Массив	Площадь, км ²	Протяженность, км		Относительная высота, м		Высшая точка, м
		С севера на юг	С запада на восток	Над окружающим и равнинами	Внутри массива	
Хибинские тундры	1400	40	45	700-800	250-300	1200 (г.Юдычвумчорр)
Ловозерские тундры	650	26	27	500-800	200-300	1126 (г. Ангвундасчорр)
Чунатундра	240	38	5-8	500-600	100-150	1114 (г.Эбручорр)
Мончетундра	150	26	4-6	400-600	100-150	965 (г.Хипик)
Волчы тундры	150	25	3,5-7,7	400-600	50-100	955 (г.Юкспор)

Горы Кольского полуострова расположены севернее полярного круга, в связи с чем наблюдаются явление полярного дня и полярной ночи. На этих широтах (66-67° с.ш.) число суток с незаходящим солнцем более 30, а со светлыми ночами - около 70. В зимнее время солнце не показывается над горизонтом, однако в течение 10 дней наблюдаются околополуденные сумерки.

Колебания продолжительности дневного освещения оказывают существенное влияние на все природные процессы. Кроме того, для этих массивов характерно низкое положение солнца над горизонтом – максимальная высота в середине июня составляет немногим более 40° (Рябцева, 1970). Низкое положение солнца над горизонтом обуславливает неравномерное поступление тепла на наклонные поверхности – в частности, склоны южной экспозиции летом получают значительно больше тепла, чем горизонтальные поверхности и склоны других экспозиций, что в значительной степени сказывается на распределении растительности и на особенностях снеготаяния, и, как следствие, на поступлении воды в русла постоянных и временных водотоков.

Число облачных дней в году в среднем составляет около 110. Влияние облачности на температурный режим неоднозначно: с одной стороны, пелена облаков задерживает солнечные лучи, с другой – предохраняет поверхность от излучения, способствуя сохранению тепла. Территория находится под воздействием холодных сухих арктических масс воздуха и более теплых и влажных полярных. Такое соотношение обуславливает резкие смены температур – зимой чередование оттепелей и морозных периодов, летом – смену жаркой погоды резкими похолоданиями (Климат России, 2001).

Годовое количество осадков составляет в среднем 800-900 мм, причем их распределение в пределах горных массивов различается: в долинах рек и днищах озерных котловин выпадает около 500 мм в год, на склонах 600-800 мм, а на вершинных поверхностях – до 1000 мм (рис. 3.2). Максимальное количество осадков наблюдается в летние месяцы, выпадают они преимущественно в виде морозящих дождей или незначительных снегопадов, в горах выпадение снега отмечается круглогодично (Пожиленко и др., 2002).

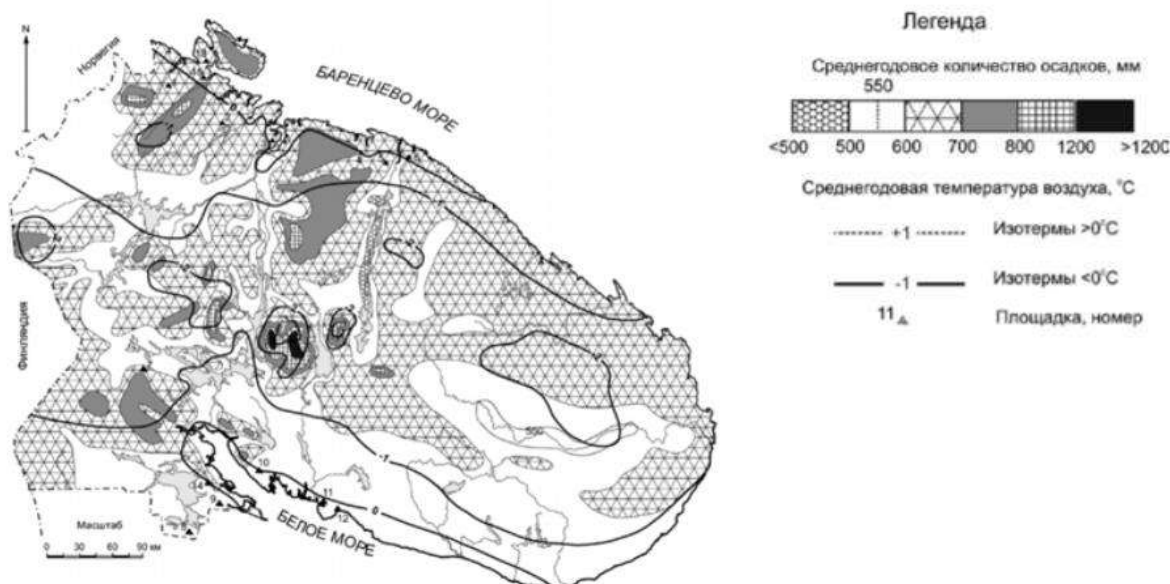


Рис. 3.2 Среднегодовое количество осадков и среднегодовая температура воздуха на Кольском полуострове (Пожиленко и др., 2002).

Количество выпадающих осадков повсеместно превышает их испаряемость примерно в 1,4 - 1,6 раза, поэтому территория полуострова испытывает избыточное увлажнение и относится к области с холодным гумидным (влажным) климатом. Большая относительная влажность (до 80%) и незначительное испарение приводят к заболачиванию территорий.

Средняя годовая температура воздуха составляет $-1,3^{\circ}\text{C}$ (табл. 3.2). Продолжительность зимнего периода здесь увеличивается на 8 дней при подъеме на 100 м. В среднем зимний период длится с конца октября до середины мая. Средние температуры января составляют $-11,2-13,6^{\circ}\text{C}$. Средняя температура июля составляет $+13-14^{\circ}\text{C}$, в отдельные жаркие дни температура может достигать $+35^{\circ}-37^{\circ}\text{C}$ (Климат России, 2001).

Таблица 3.2
Средняя годовая температура воздуха, зафиксированная на метеостанциях Ловозеро и Мончегорск (Романенко, Шиловцева, 2016)

Станция	Период наблюдений	Средняя за год температура воздуха, °С		Экстремумы средней за год температуры воздуха	
		За весь период наблюдений	За период 1961-1990	Максимум, год	Минимум, год
Мончегорск	1937-2009	-0,3	-0,6	2,4 (1938)	-3,1 (1955)
Ловозеро	1925-2009	-1,3	-1,7	1,2 (1938)	-3,9 (1955)

Высота снежного покрова в горах в среднем составляет 150-200 см (рис. 3.2), однако в значительной степени зависит от перераспределения снега ветром – для горных районов характерны сильные (10-11 м/с) ветры (рис. 3.3), которые сносят снег с возвышенностей в ущелья и понижения, где последний образует мощные скопления, которые нередко не успевают растаять в летние месяцы (снежники-перелетки). Кроме того, в верхних частях склонов образуются своеобразные карнизы из наметенного снега, которые затем обрушиваются, образуя снежные лавины. Около 80 % лавин сходит во время метелей и

снегопадов, а около 20 % приходится на период оттепелей и весеннего снеготаяния (Викулина, 2009). В Хибинских тундрах к лавиноопасным территориям относят большую часть территории массива (рис. 3.4).

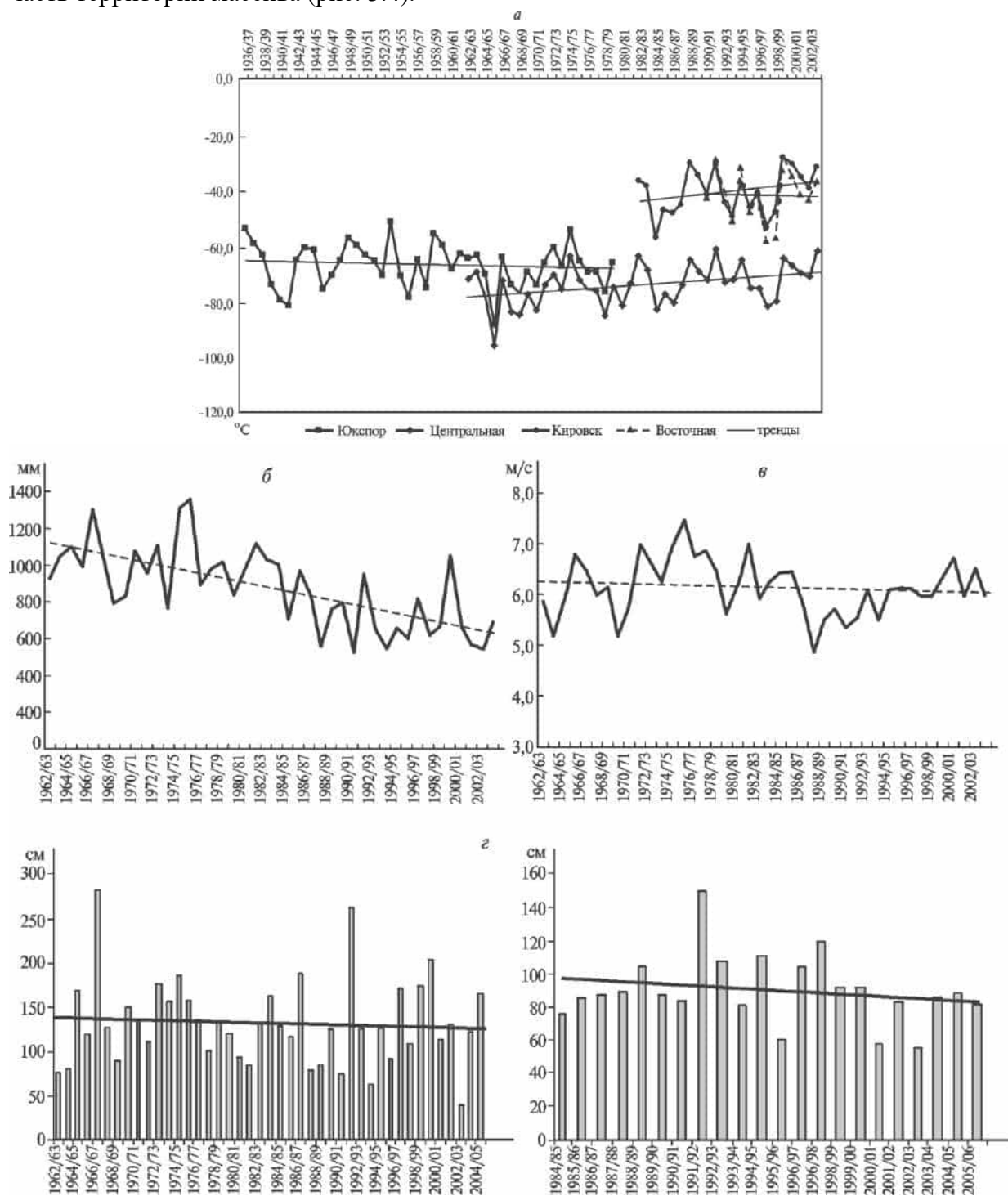


Рис. 3.3 Многолетний ход метеорологических наблюдений в Хибинах и тренды их изменения: а – суммы значений среднесуточных температур воздуха в зимний период в пунктах метеорологических наблюдений ЦЛБ ОАО «Апатит» за 1936 – 2004 гг., б – суммы осадков за зимний период на горно-лавинной станции «Центральной», в – средняя за зимний период скорость ветра на горно-лавинной станции Центральной, г – значения максимальной толщины снежного покрова на горно-лавинной станции «Центральной» (слева) и на учебно-научной станции МГУ (Трошкина и др., 2009).

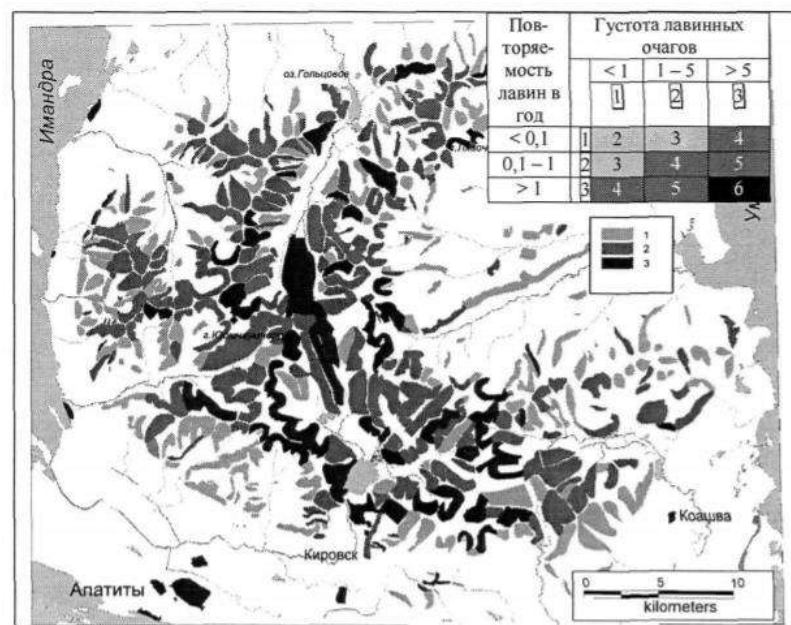


Рис. 3.4 Степень лавинной активности в Хибинах: 1-низкая, 2- средняя, 3 – высокая (Викулина, 2009).

В горах Кольского полуострова развита многолетняя мерзлота островного характера. Она встречается на абсолютных отметках выше 700–900 м глубоко в толще талого грунта (ледниковых отложений цирков) или скального массива, где глубина залегания мерзлых пород значительно превышает глубину сезонного промерзания. В результате этого смыкания слоев мерзлоты не происходит, и создаются условия для консервации линз реликтовых мерзлых пород (Романенко, Гаранкина, 2012).

Ландшафты горных массивов характеризуются четко выраженной структурой высотной дифференциации: горно-лесной пояс простирается до высоты 300-400 м, лесотундровые березовые редколесья и криволесья - до 500-600 м, горно-тундровый — до 700-800 м, а выше располагается арктический пояс. Границы между поясами непрямолинейны, так как распределение растительности зависит не только от климатических условий, но и от экспозиции и крутизны склона, защищенности его от ветра, степени увлажнения. На склоне в одном месте зона леса может подниматься достаточно высоко, а в другом — зона тундры может спускаться почти в днище долины.

Леса горно-лесного пояса представлены сосновыми и еловыми разреженными, местами сильно угнетенными древостоями с небольшой примесью березы, под которыми формируются подзолистые иллювиально-многогумусовые почвы (подбуры иллювиально-гумусовые и подзолы иллювиально-железистые), отличающиеся сильной каменистостью и завалуненностью, песчаным и супесчаным гранулометрическим составом мелкозема (Орлова, 2012). Неоднократно отмечалось очень высокое накопление органического углерода в минеральном профиле почв Хибинских гор, достигающее в верхней части иллювиальных горизонтов 25–30 % (Лукина, Орлова, 2008). Лесотундра представлена березовыми криволесьями и елово-березовыми редколесьями с кустарничково-мохово-лишайниковым покровом.

Горные лесотундровые березовые редколесья и криволесья в основном представлены березой извилистой, субарктической и мозолистой. Выделяется также своеобразный тип лесотундровых березняков — лишайниковые редколесья, которые

развиваются на каменистых склонах гор. Деревья в этих березняках растут редко, высота их колеблется от 1,5 до 5 м (рис. 3.5). В березняках вместе с вороникой и брусникой развиваются зеленые мхи и лишайники.



Рис. 3.5 Слева - березовое редколесье, постепенно переходящее в горно-лесной пояс на восточном макросклоне Ловозерских тундр, справа – горные тундры на вершинной поверхности Ловозерских тундр. Фото автора

В горной тундре растительный покров представлен кустарничково-мохово-лишайниковыми и кустарничко-лишайниковыми ассоциациями с сильно варьирующей мощностью и сомкнутостью. На каменистых, обдуваемых и малоснежных местоположениях напочвенный покров прижат к поверхности почвы, разрежен и разорван пятнами и полосами минерального грунта или каменистыми участками, занимающими от 2 до 50 % площади. На оптимальных по экологическим условиям местоположениям - местах, хорошо защищенных от ветров, в трещинах, на пятнах щебня и мелкозема - развиты густой кустарничковый ярус (высотой до 5-10 см) и мохово-лишайниковый ковер с отдельными пятнами грунта (Таргульян, 1971). В горной тундре преобладают почвы со свободным внутренним дренажем - с бурым неоподзоленным профилем (рис. 3.6).

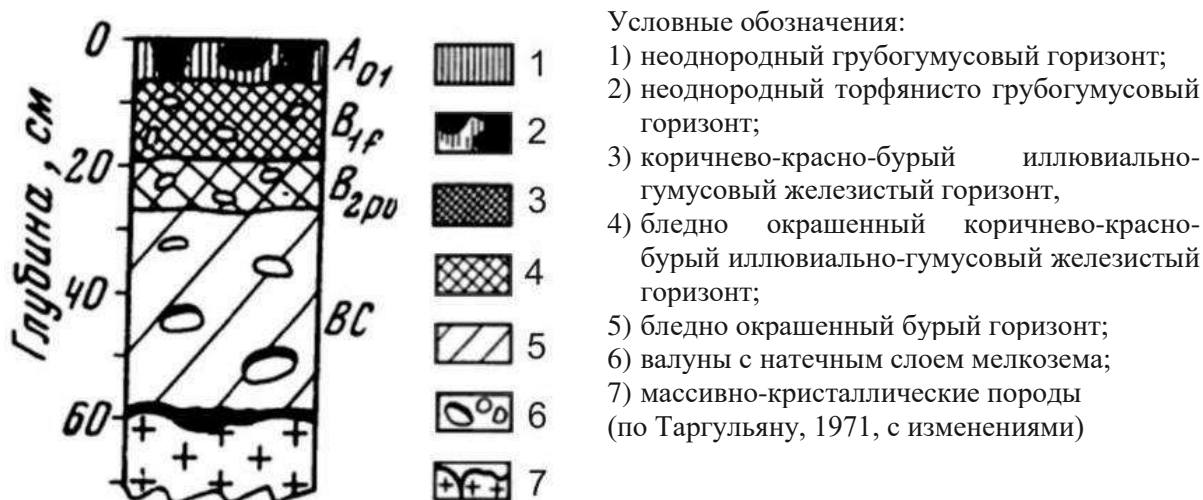


Рис. 3.6 Схематичный профиль почвы горных тундр Кольского полуострова (по Таргульяну, 1971, с изменениями).

Полярный Урал

К Полярному Уралу относится часть Уральских гор от г. Константинов Камень на северной оконечности до г. Колоколья на южной (рис. 3.7). Хребты имеют здесь юго-западное простирание, средние высоты 600-800 м, но отдельные вершины поднимаются выше 1000 м. Наивысшая точка — гора Пай-Ер (1492 м).

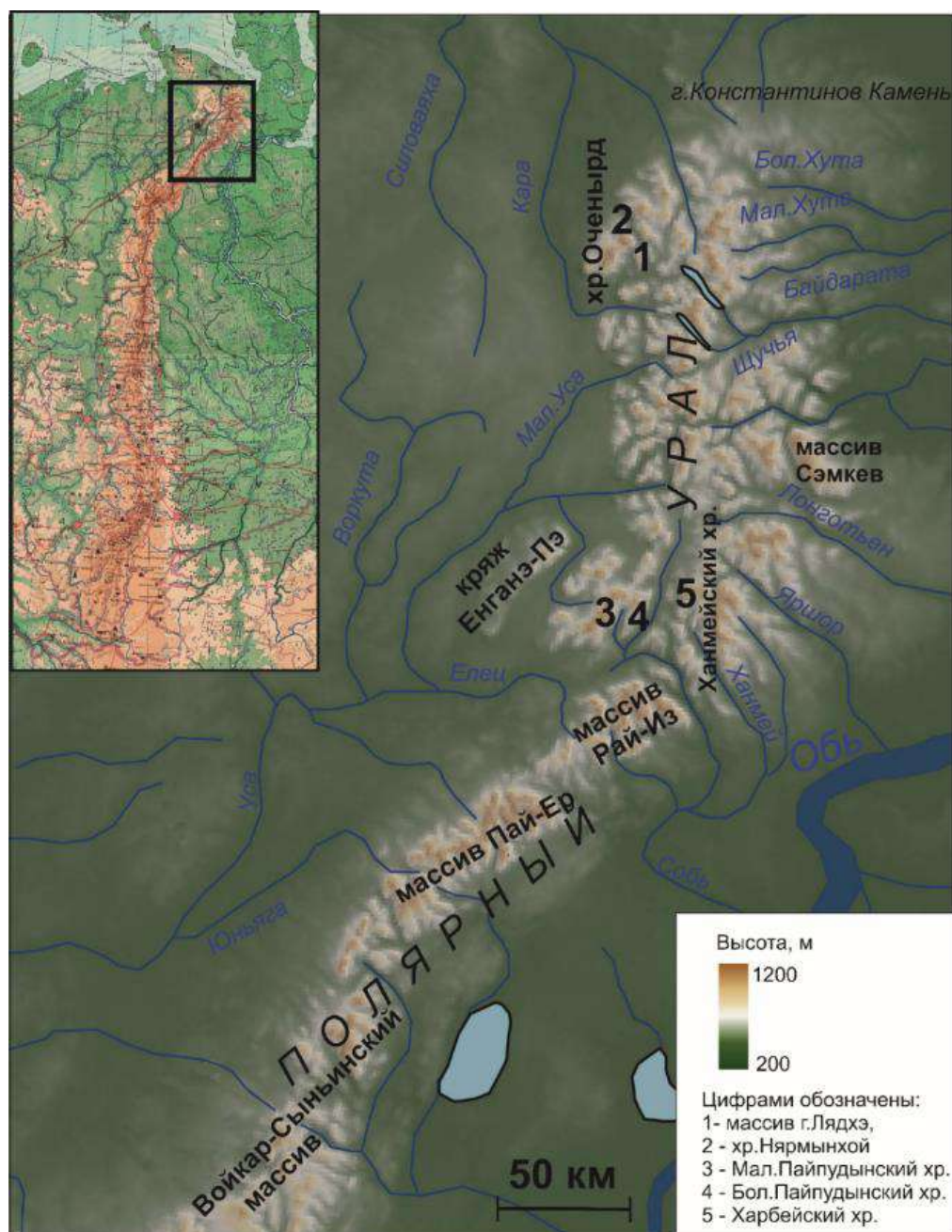


Рис. 3.7 Географическое положение Полярного Урала и его орографическое строение (источник карты-врезки – Атлас СССР, 1987, схема с основными орографическими объектами Полярного Урала составлена автором).

В соответствии с районированием Б.П. Алисова (Алисов, 1956), Полярный Урал расположен в двух климатических поясах: северная часть относится к атлантической области субарктического пояса, южная – к восточной подобласти атлантико-арктической области умеренного пояса. Холодный период года здесь длится с октября по май, теплый – с июня по сентябрь.

Климат Полярного Урала складывается под влиянием арктического воздуха и воздуха умеренных широт. Зимой средняя температура воздуха составляет -13°C , среднемесячная температура февраля (самого холодного месяца) колеблется от -18° до -26°C (рис. 3.8). Средняя температура воздуха летом составляет около 9°C (Климат России, 2001).

Атмосферная циркуляция в значительной мере зависит от положения барических полей в разные сезоны года. В летние месяцы из-за воздействия арктического антициклона сюда иногда проникает воздух умеренных широт (Алисов, 1956). Зимой горная часть Полярного Урала оказывается под единовременным влиянием исландско-карского минимума и сибирского антициклона. Из-за этого развивается активная циклоническая деятельность – зимой часто приходят циклоны с запада и северо-запада по ложбине исландско-карского минимума. Их прохождение сопровождается усилением ветра, повышением температуры воздуха, падением давления и выпадением осадков. В теплый период года сибирский максимум исчезает вследствие сильного нагрева материка, исландский минимум ослабевает, а над южной частью Русской равнины часто появляются ядра азорского антициклона (Оледенение Урала, 1966).

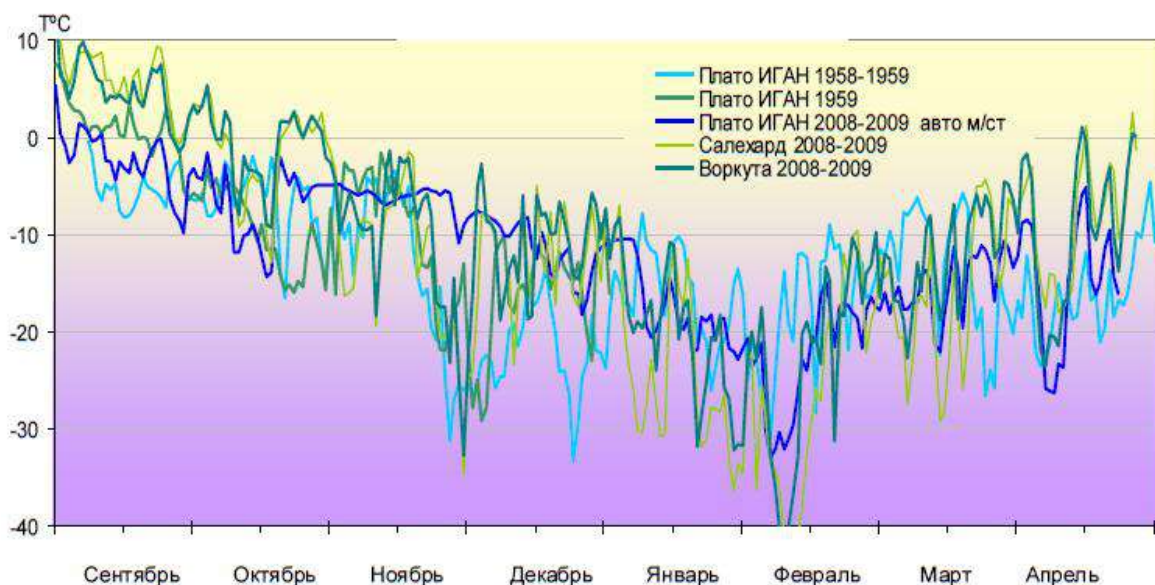


Рис. 3.8 Среднесуточные температуры воздуха на м/ст в холодный период (Иванов, 2013)

Поскольку Уральские горы представляют собой орографический барьер на пути движения воздушных масс с запада на восток, увлажнение макросклонов западной и восточной экспозиции существенно отличается – на западных склонах Полярного Урала выпадает свыше 1000 мм осадков в год, на восточных – около 800 мм в год. Максимум осадков приходится на теплый период. Мощность снежного покрова в горах Полярного Урала составляет в среднем около 2 м, максимальная высота снежного покрова наблюдается в мае (Гурская, 2018). Характерно интенсивное метелевое перераспределение снежного покрова и образование снежных лавин (Ходаков, 1961). Максимальной лавинной активностью характеризуются наиболее высокие и расчлененные хребты западного макросклона (Иванов, 2012).

Климатические особенности и орографические условия способствуют развитию на Полярном Урале, между 68° и 64° с.ш., малых форм современного оледенения - каждый ледник имеет площадь менее 1 кв. км. Площадь оледенения существенно сократилась за

последнее столетие. – с 1964 по 2009 гг. она уменьшилась с 20 до 15 кв. км (Иванов, 2013), за 2009-2016 – с 15 до 5 кв. км, при этом исчезли 44 ледника. На 2016 г. установлено существование 32 ледников, из них 26 расположены в северной части Полярного Урала, 6 – в южной (Черкасова, Иванов, 2020).

Для Полярного Урала характерно многолетнее промерзание грунта, мощность многолетнемерзлых толщ измеряется десятками и сотнями метров (Попов, 1967). Мощность мерзлого слоя увеличивается к северу от 100 до 200 м. По данным А. Т. Акимова (Акимов, Тютюнов, 1961), в долине р. Харбей температура мерзлого слоя на глубине 8-27 м изменяется от -3,0 до -4,4° С. В связи с потеплением климата в настоящее время наблюдается деградация многолетней мерзлоты

Разнообразие почвенно-растительного покрова Полярного Урала предопределено большой меридиональной протяженностью - он расположен в трех природных зонах (Растительный покров..., 2006): тундре (в подзоне субарктических тундр, подзональной полосе южных тундр), лесотундре и тайге (подзоне северной тайги). Перепад высот около 1500 м в сочетании с суровостью климата обусловил высотную дифференциацию природных комплексов и растительного покрова (табл. 3.3) и смещение зональных групп высотных поясов к югу.

Таблица 3.3
Положение границ высотных поясов растительности
на разных зональных отрезках Полярного Урала (Растительный покров ..., 2006)

Высотный пояс	Зональные участки		
	Тундра	Лесотундра	Тайга
Холодных гольцовых пустынь	От 500	От 500	От 600
Горно-тундровый	До 500	До 500	До 600
Подгольцовый	-	300	200-400
Горно-лесной	-	-	До 200

В северной тундровой части Полярного Урала выделяются два высотных пояса: горно-тундровый и холодных гольцовых пустынь. Растительный покров пояса холодных гольцовых пустынь характеризуется фрагментарностью и разреженностью. Преобладают группировки с низкой ролью цветковых растений, значительной ролью лишайников и литофильных мхов (Горчаковский, 1975). Растительность более низких уровней представлена горными тундрами – каменистыми, лишайниковыми, пятнистыми, кустарничково-моховыми и травяно-моховыми – переходящими у подножия гор сливающимися у подножия гор в тундры прилегающих равнин (Горчаковский и др., 2011). Местами встречаются небольшие участки лиственничных редколесий – например, в долинах рек Байдараты, Щучьей, Большой Хадаты (Растительный покров ..., 2006).

В зоне лесотундры верхние уровни гор также заняты гольцовыми пустынями и горными тундрами. В нижней части склонов узкой полосой локализован подгольцовый пояс, представленный главным образом горными редколесьями. На западном макросклоне для этого пояса характерно березовое криволесье с луговыми полянами и лиственничным редколесьем, а на восточном макросклоне – только лиственничное редколесье. (Чибилев, Чибилев, 2012, рис. 3.9). В долинах встречаются лесные сообщества, самый северный массив долинных лесов расположен в долине р. Няровой-Хадата на широте около 67,5° (Растительный покров ..., 2006).



Рис. 3.9 Лиственничный лес в долине р.Малой Пайпудыны. Фото автора

На южном отрезке Полярного Урала в северо-таежной подзоне в структуре высотной пояности выражены четыре высотных пояса: горно-лесной, подгольцовый, горно-тундровый и холодных гольцовых пустынь. Горные леса преимущественно еловые, а в подгольцовом поясе широко распространены низкорослые лиственничные редколесья. На границе горных мелколесий, на крутых склонах глубоко врезанных долин горных рек встречаются заросли кустарниковой ольхи. Однако большая часть территории и южного отрезка Полярного Урала лишена лесной растительности (Кулюгина и др., 2020).

За последние 50 лет в связи с потеплением климата наблюдается продвижение границы леса выше в горы (Шиятов, 2000; Мазепа, 2014). Степень облесенности в пределах подгольцового пояса выросла более чем на 30 % (рис.3.10, 3.11), а сомкнутость крон увеличилась в 2-3 раза (Мазепа, Шиятов, 2015).

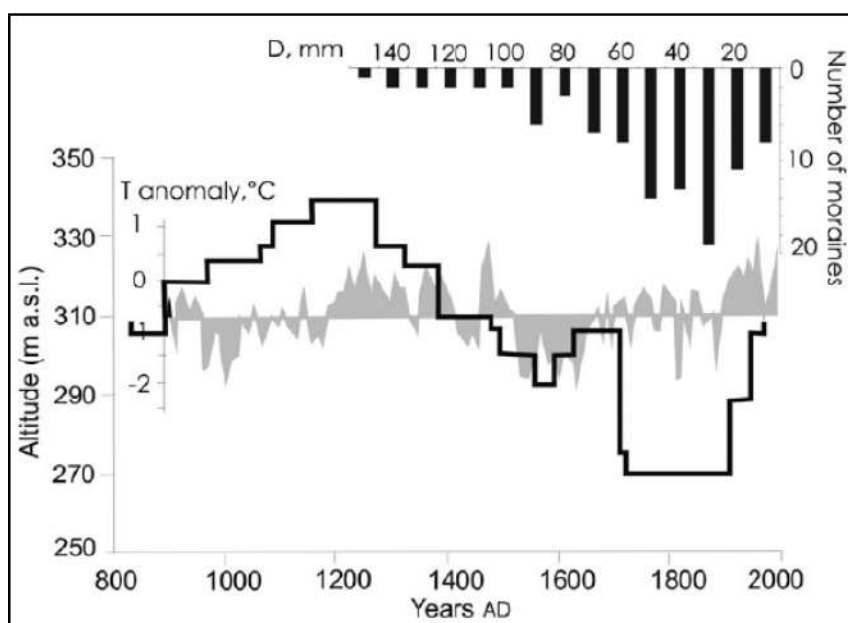


Рис. 3.10 Совмещенные кривые аномалий температуры воздуха на Полярном Урале, изменений высоты верхней границы леса и диаметра лишайников за 700 лет (Иванов, 2013 – по Briffa et al., 1995; Шиятову, 2002; Solomina et al., 2010)

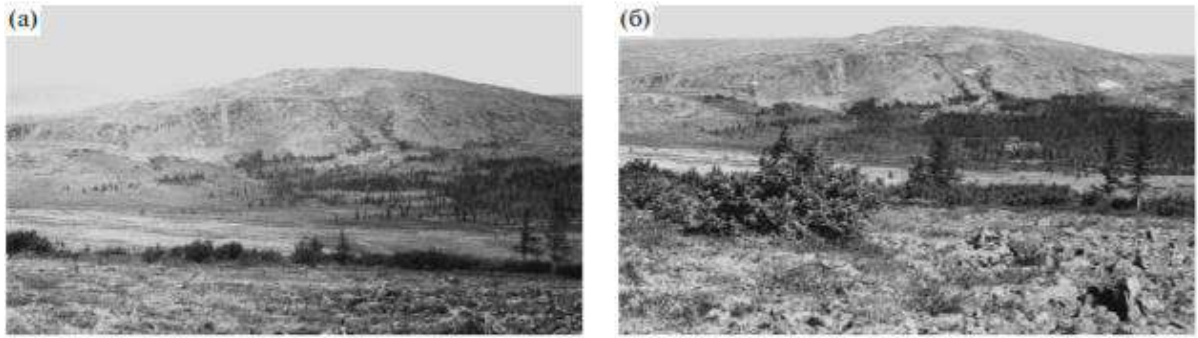


Рис. 3.11 Зарастающий древесной растительностью юго-восточный склон массива Рай-Из в 1962 (а) и 2004 гг. (б) (Фомин и др., 2015)

Почвенный покров в высокогорной части Полярного Урала представлен последовательностью от начальных стадий почвообразования – каменных глыб с покровом литофильных лишайников и мхов – до относительно плодородных почв в нижней части подгольцового и горно-лесного пояса.

В северной части Полярного Урала в поясе горных тундр формируются примитивные горно-тундровые глеевые, слабо оторфованные почвы со значительным содержанием щебня общей мощностью 20-40 см (Катаева, 2013), не образующие сплошного покрова. Профиль этих почв слабо дифференцирован на горизонты, не имеет признаков оподзоливания или оглеения. Иногда в местах увеличенного содержания мелкозема формируются дерновые горно-луговые почвы.

В предгорьях северной части Полярного Урала преобладают криоземы глеевые (оторфованные, торфянистые и торфяные) на суглинках и глинах, а также подбуры криогенные и подзолы альфегумусовые на песках. Болотные почвы представлены торфоземами криогенными и образуют отдельные вкрапления в понижениях рельефа среди глеевых криоземов и подзолов на водоразделах (Фирсова, Дедков, 1983).

В горной тундре в средней части Полярного Урала (в районе долин рек Бол. Пайпудыны и Соби) на плакорных позициях формируется два типа почв – со свободным и с затрудненным дренажем (рис. 3.12). Почвы со свободным дренажем формируются на сильнокаменистых субстратах. В верхней части горно-тундрового пояса почвы такого типа представлены главным образом подбурами иллювиально-гумусовыми с фрагментарным распространением – главным образом среди каменистых россыпей и останцов. В средней части склонов почвенный покров становится достаточно однородным. Мощность почвенного профиля варьирует от первых сантиметров до 25-30 см (Дымов, Жангуров, 2011). На границе с горно-редколесным поясом подбуры иллювиально-гумусовые сочетаются с подбурами оподзоленными иллювиально-гумусовыми, мощность подзолистого горизонта составляет 4–6 см (Таргульян, 1971). Подбуры оподзоленные формируются под ерниково-мохово-лишайниковой растительностью на пологих склонах, где возможен нисходящий сток влаги. Их профиль маломощный и редко превышает 30–40 см. С глубины около 30 см быстро нарастает каменистость, а на глубине 50–60 см вскрывается глинисто-щебенчатая толща с большим количеством пустот и мелкоземом, залегающим между глыбами и на их поверхности. Характерен аккумулятивный тип распределения общего органического углерода. Почвы с затрудненным дренажем – тундровые глеевые гомогенные почвы - формируются на суглинистом слабокаменистом

субстрате. Их оглеение начинается сразу под подстилкой, оно связано с высокой водоудерживающей способностью талой рыхлой толщи, затрудняющей внутренний дренаж почвы (Таргульян, 1971).

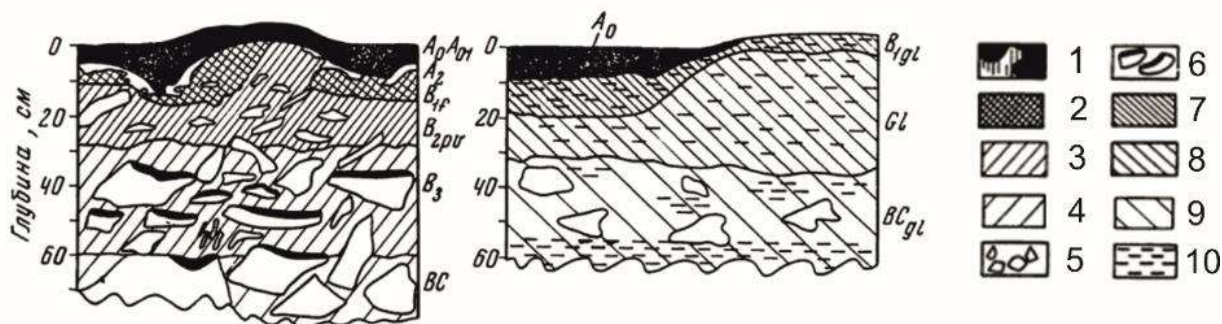


Рис. 3.12 Схематичные профили почв горной тундры Полярного Урала (слева – почвы со свободным дренажем, справа – почвы с затрудненным дренажем). Условные обозначения: 1 – неоднородные торфянисто-грубогумусовые горизонты, 2 – коричнево-красно-бурые иллювиально-гумусовые и железистые горизонты, 3 – бурые горизонты, 4 – бурые бледно окрашенные горизонты, 5 – неокатанный остроугольный плотно упакованный щебень, 6 – глыбы и плиты коренных пород с натечным слоем мелкозема, 7 – суглинистые горизонты с признаками переувлжнения, глеевые и глееватые, 8,9 – суглинистые горизонты с признаками переувлжнения, глеевые и глееватые, с изменением степени оглеения при переходе к породе, 10 – морфологические признаки оглеения (Таргульян, 1971).

3.2 Геолого-геоморфологические условия селеобразования

Горы Кольского полуострова.

Горные массивы Кольского полуострова в геологическом отношении соответствуют интрузиям разного возраста: Волчи, Чуна и Мончетундры – это раннепротерозойские карельские интрузии основного состава, а Хибинские и Ловозерские тундры – щелочные плутоны среднего состава девонского возраста (Приложение 3, ч. 1).

Формирование горных массивов произошло в результате дифференцированных новейших тектонических движений, деформировавших поверхность региональной поверхности выравнивания, сформированной здесь в общих чертах к концу мела – палеогену (Спиридонов, 1980). Территория относится к области относительных новейших поднятий со скоростями 4 – 6 мм/год (рис. 3.13). Суммарное неоген-четвертичное поднятие донеогенового пенеплена в Хибинских и Ловозерских тундрах составляет 600–1000 м (Граве, Граве, 1971). Суммарные послеледниковые поднятия горных массивов Кольского полуострова достигают 150–200 м, отмечаются локальные сеймотектонические и сейсмогравитационные деформации (рис. 3.14). В Хибинских тундрах установлен эпицентр землетрясения магнитудой до 5, однако есть свидетельства и о землетрясениях магнитудой более 7 (Калашник, Максимов, 2016).

Мощность рыхлого покрова очень непостоянна – на крутых склонах и частично на вершинах плато, а иногда и на равнинах и в предгорьях обнажаются скальные породы, в то время как в днищах некоторых цирков и троговых долин мощность рыхлых отложений может достигать нескольких десятков метров (Арманд, 1960).

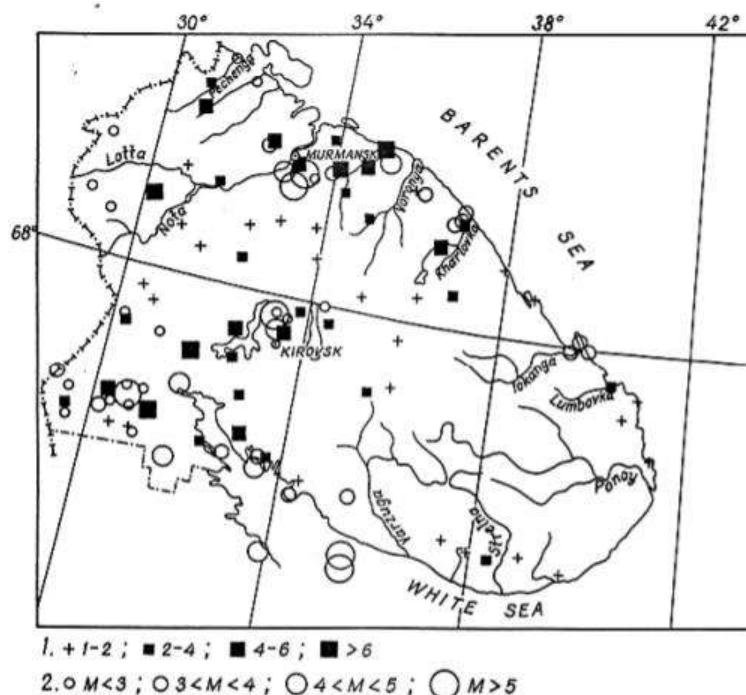


Рис. 3.13 Схема размещения максимумов палеосейсмодислокаций и эпицентров современных землетрясений на территории Кольского полуострова (Пожиленко и др., 2002): 1 – максимумы концентраций палеосейсмодислокаций (цифрами указана плотность сосредоточения палеосейсмодислокаций); 2 – эпицентры землетрясений, зарегистрированных с 1497 по 1991 гг. (M – магнитуда землетрясений)

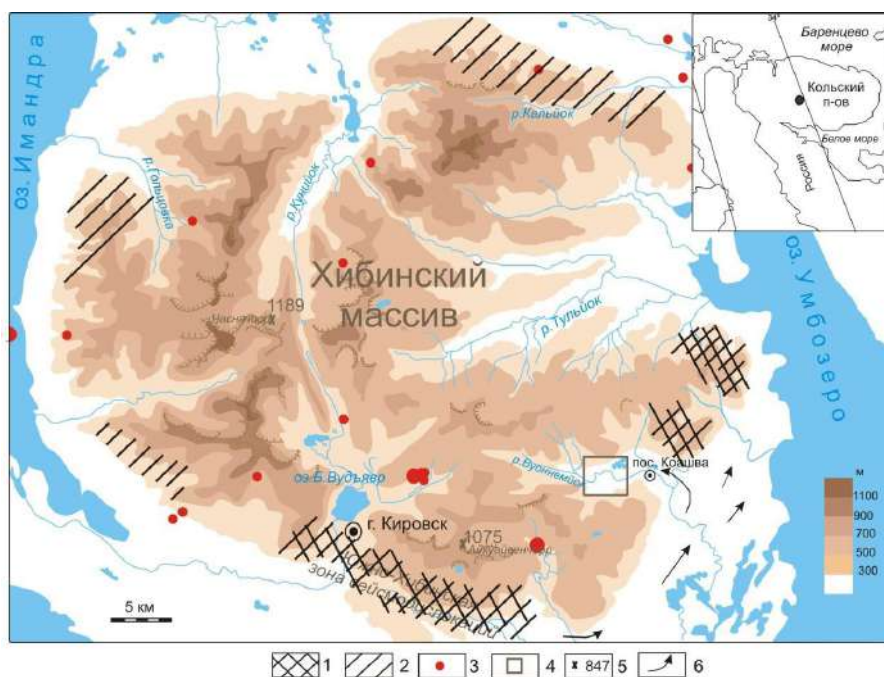


Рис. 3.14 Расположение районов развития палеосейсмодиформаций и эпицентров современных землетрясений Хибинского массива (Николаева, 2014). Районы развития палеосейсмодиформаций: 1 – установленные по (Авенариус, 1989; Николаева, 2003; Романенко и др., 2004); 2 – предполагаемые (по данным дешифрирования аэрофото- и космоматериалов); 3 – эпицентры землетрясений (по данным инструментальных наблюдений КФ ГС РАН с магнитудами (M) 0,19-2,80); 4 – участок исследований; 5 – высотные отметки рельефа в м; 6 – направление движения ледника в период стадияльного похолодания позднего дриаса.

Доледниковые образования редки, представлены линейными корами выветривания и элювиально-делювиальными отложениями. Среди осадков ледникового парагенетического ряда широкое распространение получили собственно ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые. К послеледниковым образованиям относят элювиально-делювиальные, аллювиальные, пролювиальные, селевые, озерные, биогенные и склоновые, в том числе солифлюкционные десерпционные (курумовые) и дерупций.

Горы Кольского полуострова расположены в зоне гидрослюдистого безкаолинитового типа выветривания (Афанасьев, Ермолаев, 1958). Из-за интенсивного физического выветривания нефелин достаточно активно разрушается, в результате на вершинных поверхностях формируется элювиальный чехол мощностью до 2 м. При этом химическое выветривание сравнительно слабое – сохраняются неустойчивые и слабо устойчивые минералы (Иванов, Силева, 2005). Несмотря на то, что габбро-нориты, слагающие Монче, Чуна и Волчьи тундры, также содержат в своем составе относительно неустойчивые к выветриванию минералы – плагиоклазы, оливин, роговую обманку, их противоденудационная устойчивость оценивается выше, чем у щелочных интрузивных пород (Динамическая ... , 1992).

Отложения ледникового парагенетического ряда сформировались главным образом в эпоху последнего оледенения. В это время происходило одновременное формирование Хибинского и Ловозерского горных ледников и продвижение на восток покровного ледника со Скандинавского полуострова (Семенова, 2004; Евзеров, Николаева, 2010). В позднем плейстоцене-начале голоцена в периоды межстадиальных потеплений происходило отчленение периферических областей от основного массива льда. В результате у краевой части активного льда формировалась приледниковые водоемы (рис. 3.15).

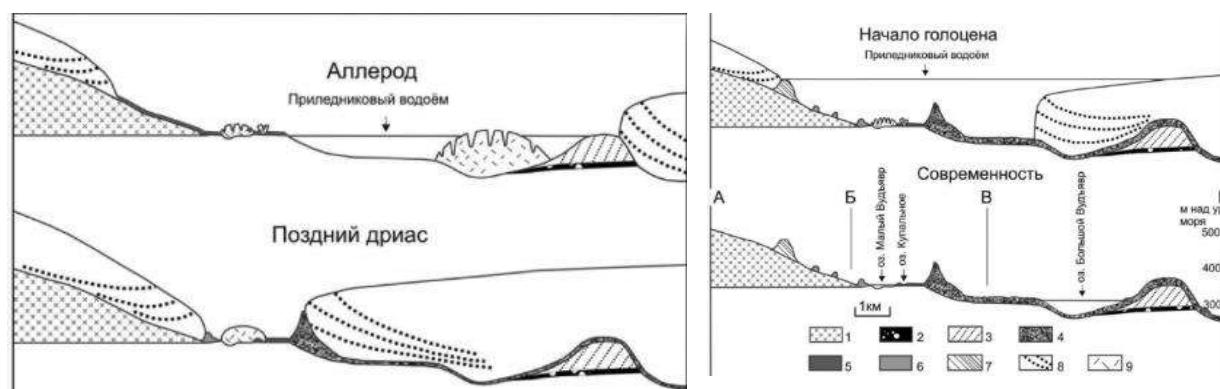


Рис. 3.15 Эволюция горного и покровного оледенений в крупных внутригорных долинах Хибин в позднем плейстоцене–начале голоцена (Евзеров, Николаева, 2010). Условные обозначения: а) покровное оледенение: 1 – морена и водно-ледниковые отложения, 2 – флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения, 3 – морена с фрагментарно развитым чехлом флювио-гляциальных и озерно-ледниковых отложений; б) горное оледенение: 4 – зандр, 5 – конечная морена и морена Де Геера); 6 – флювиогляциальная дельта; в) лед: 7 – активный, 8 – мертвый; г) коренные породы: 9 – нефелиновые сиениты Хибинского плутона

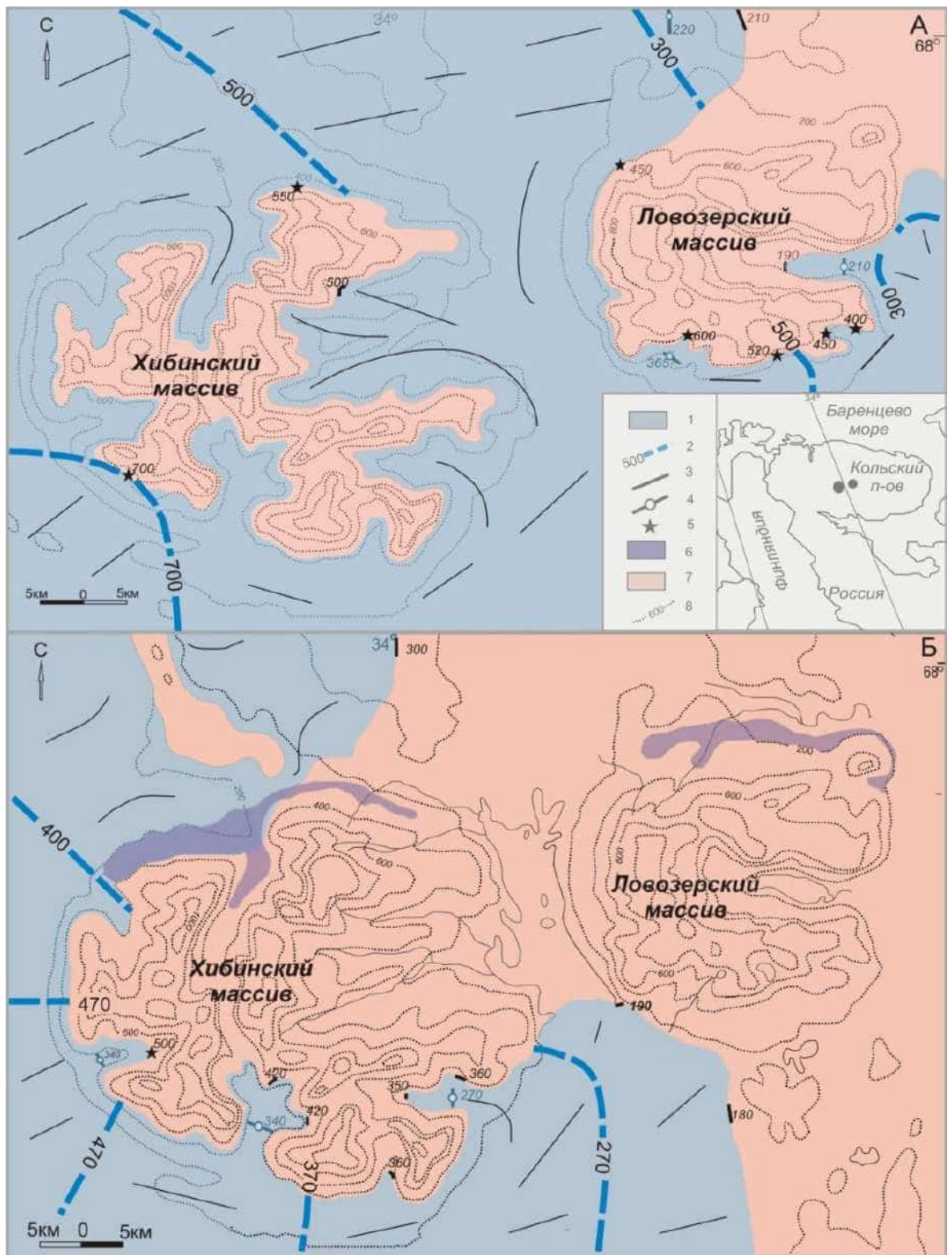


Рис. 3.16 Распространение и форма поверхности покровного ледника в районе Хибинского и Ловозерского горных массивов в периоды стадийных похолоданий среднего (А) и позднего (Б) дриаса. Цифрами обозначены: 1 – ледниковый покров; 2 – изолинии абсолютной высоты поверхности льда; 3 – гряда напорной морены; 4 – гряда напорно-насыпной морены; 5 – боковая морена покровного ледника, наиболее высоко расположенная; 6 – площадь распространения местного ледника подножий; 7 – территория, свободная ото льда; 8 - изолинии абсолютной высоты кровли кристаллических пород фундамента (Евзеров, 2015)

На склонах Хибинского массива более или менее сплошной покров ледниковых отложений последнего покровного оледенения прослеживается до высоты 550 -700 м. В Ловозерских тундрах отложения покровного ледника распространены у массива и прослеживаются в нижней части его внешних склонов до высот 300-400 м (рис. 3.17). У западного и восточного подножия Волчьих тундр, а также к востоку от хр. Мончетундры залегают краевые морены покровного оледенения – валунные супеси с высоким содержанием обломочного материала (Приложение 3, ч. 2). Морены покровного ледника представлены валунными супесями со средней мощностью до 40–50 м, местами перекрытыми водно-ледниковыми песками и галечниками (их мощность несколько меньше – до 20 м). Содержание обломков эрратических пород может составлять от 30 до 95 % (Евзеров, 2010; Евзеров, 2015). Озерно-ледниковые отложения представлены песчаными пачками либо слоистыми алевритами (рис. 3.18, 3.19) мощностью в отдельных долинах до 20–50 м.

Наиболее древние (довалдайские) отложения горного оледенения в Хибинских тундрах вскрываются в южной части массива (Арманд, 1965). Морена местных горных ледников обычно серого цвета с голубоватым оттенком. Она представлена разнозернистым пылеватым песком с галькой и валунами плохой окатанности, содержание которых варьирует от 20 до 70 %. В крупнообломочном материале на долю местных пород приходится около 95 % (Евзеров, 2015).

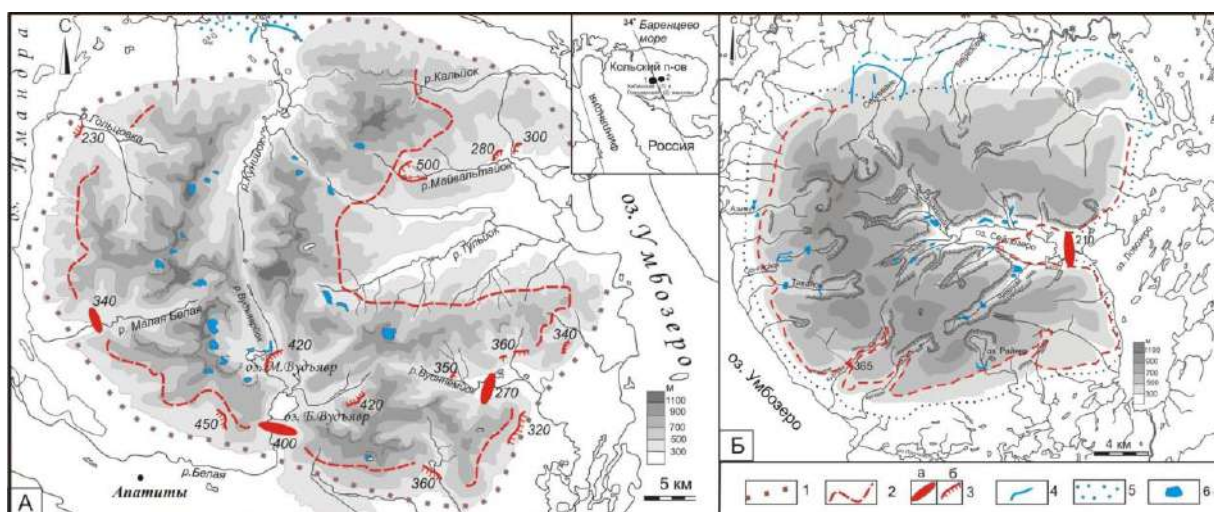


Рис. 3.17 Геолого-геоморфологическая схема районов Хибинских (А) и Ловозерских (Б) тундр. Границы распространения: 1 – нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского плутонов, 2 – морены поздневалдайского покровного оледенения; 3 – напорно-насыпные (а) и напорные (б) гряды конечных морен поздневалдайского покровного оледенения; 4 – граница распространения ледника подножий; 5 – отложения ледника подножий; 6 – моренные холмы и гряды горных ледников (Евзеров, 2015).

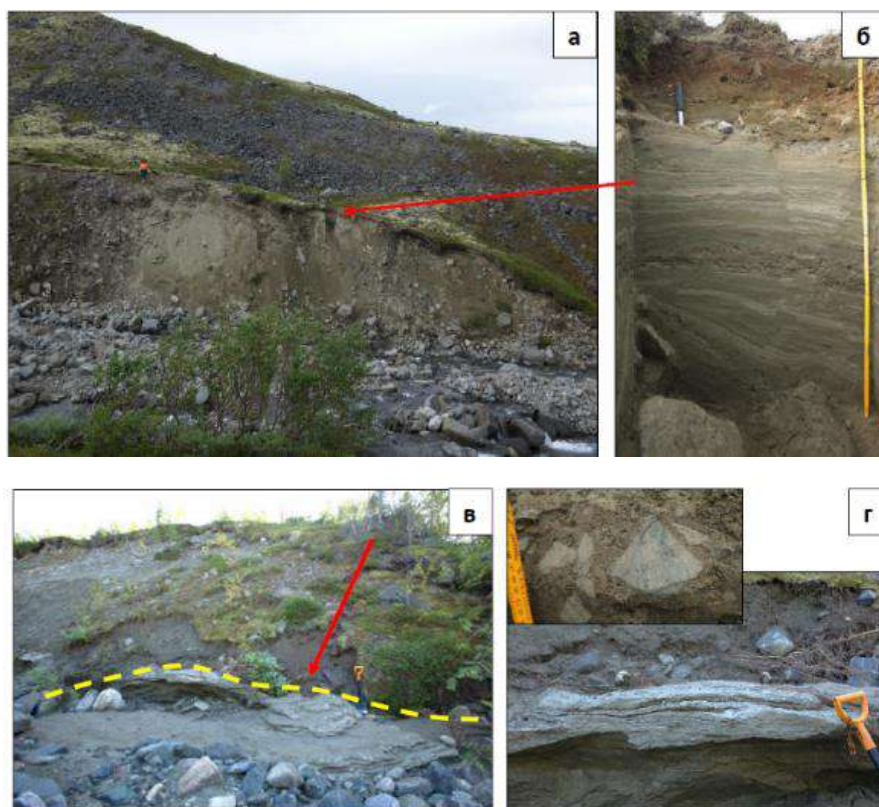


Рис. 3.18 Озерно-ледниковые ритмично слоистые осадки: а) прислоненные алеврито–песчаные террасы в верхнем течении р. Сенгисйок, б) сбросы в них. в) сцементированные тонкослоистые алевриты в среднем течении, г) прослой, обогащенные остроугольными обломками алевритов (составлено Е.В. Гаранкиной, фондовые материалы)



Рис. 3.19 Слоистые озерно-ледниковые алевриты, вскрытые руслом р. Малой Белой в 1 км ниже впадения р. Алявумйок. Фото автора

Послеледниковые отложения имеют существенно меньшие мощности. Голоценовый аллювий представлен галькой, гравием, валунами, песками и супесями суммарной мощностью первые метры (Государственная..., 2008). Селевые отложения представлены плотно упакованными пачками щебнисто-глыбового либо галечно-валунного материала с заполнением дресвяно-песчаной смесью (рис. 3.20), нередко чередующейся с линзами более тонкого дресвяно-песчаного материала – материалом наносоводных паводков, часто проходящих в конце селевого эпизода. Подобное переслаивание обычно свидетельствует о формировании толши в результате нескольких селевых событий. Суммарная мощность селевых отложений одной генерации может достигать 2-3 метров (Возовик, 1967).



Рис. 3.20. Карьер, заложенный в теле флювиогляциальной дельты при впадении руч. Снежного в р. Кукисьок (а) и комплекс отложений потоков на ее поверхности: б) аллювий, выполняющий ложбину между погребенными селевыми грядами; (в-г) селевая пачка, перекрытая чередованием оторфованных горизонтов и отложений наносоводных паводков (составлено Е.В. Гаранкиной)

Отложения современных озер представлены в верхней части сапропелями, в нижней – переслаиванием песков и опесчаненных алевритов и диатомитов, их мощность для наиболее крупных озер может достигать порядка 10 м (Шилова и др., 2019), но чаще – не превышает первых метров (Ильяшук и др., 2007). Биогенные отложения представлены главным образом торфами максимальной мощностью до 7 м. Коллювиальные отложения образуют скопления глыб, щебня и гравия у подножий внешних склонов массива и в тыловых швах днищ горных долин. Мощность таких образований составляет в среднем до 5 м (Государственная ... , 2008).

Геоморфологическое строение всех горных массивов Кольского полуострова обладает известным сходством, которое выражается в едином наборе генетических типов рельефа, хотя соотношение этих типов и роль их от массива к массиву варьируют. Один из преобладающих генетических типов рельефа в горах Кольского полуострова – тектоно-денудационный и структурно-денудационный, представленный вершинными поверхностями комплексной денудации и тектоно-денудационными склонами. В Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах это округловершинные гребни либо фрагменты пологовыпуклых и платообразных вершинных поверхностей на преобладающих высотах от 600 до 900 м. В

Хибинских тундрах степень расчлененности вершинных поверхностей меняется по территории массива. Для его западной части характерны сравнительно небольшие по площади плоско- и округловершинные водораздельные поверхности (площадью отдельных фрагментов менее 1 кв. км), соединенные между собой округло- и островершинными гребнями (рис. 3.20). В центральной и, в меньшей степени, восточной части массива преобладают массивные платообразные вершинные поверхности площадью до 5-6 кв. км с плосковершинными отрогами. Для Ловозерских тундр наиболее типичны субгоризонтальные или пологовыпуклые платообразные вершинные поверхности на высотах от 700 до 1000 м (рис. 3.21). Округловершинные гребни встречаются реже, они расположены в основном на западном макросклоне массива на высотах 500–700 м.



Рис. 3.20 Сравнительно узкие фрагменты вершинных поверхностей в южной части Хибин (вид с Южного Юкспорра на котловину Большого Вудъявра). Фото автора

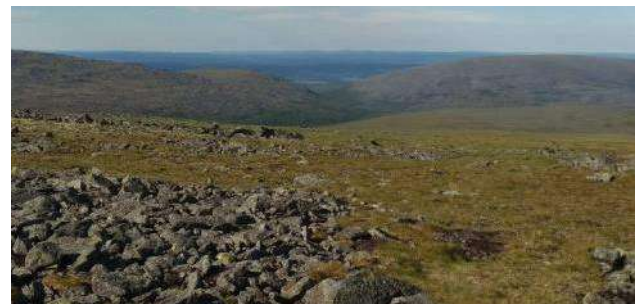


Рис. 3.21 Пологонаклонные выположенные вершинные поверхности севера-восточной части Ловозерских тундр. Фото автора

Крутизна тектоно-денудационных склонов меняется от $15-20^\circ$ до $20-30^\circ$ на южном и восточном макросклонах. В Ловозерских тундрах эти склоны в основном имеют выпукло-вогнутый поперечный профиль, иногда осложненный отвесными структурными ступенями высотой от 1–1,5 до 5-8 м – так проявляется внутренняя расслоенность массива (рис. 3.22). У других горных сооружений тектоно-денудационные склоны в основном имеют прямой либо вогнутый продольный профиль.

Тектоно-денудационные склоны гор Кольского полуострова могут быть разделены на три категории: это относительно крутые внешние склоны, более пологие склоны между разными уровнями вершинных поверхностей и придолинные склоны междуречий, примыкающие к прибровочным частям эрозионных и троговых долин. Все типы склонов подвержены курумовой и курумово-солифлюкционной моделировке.



Рис. 3.22 Ступенчатый участок на внешнем северном склоне Ловозерских тундр. Фото автора

Тектонический рельеф на территории гор Кольского полуострова представлен ущельями разной величины (рис. 3.23), тектоническими трещинами и рвами. Длина тектонических ущелий меняется в пределах от сотен метров до первых километров, глубина – от десятков до первых сотен метров. В краевых частях массивов расположены зоны сейсмодислокаций, представленных разрывными нарушениями – рвами, трещинами, уступами в кристаллических породах (рис. 3.24). Тектонические формы в различной степени преобразованы последующими процессами.



Рис. 3.23 Вид на ущелье Ферсмана с юго-востока, из верховьев долины Индичйока, Ловозерские тундры. Фото А.Л. Гуринова



Рис. 3.24 Зона Южно-Хибинских сейсмодислокаций (Гаранкина, Лукашов, 2018): а — подножие Айкуайвенчорра (фото Н.Г. Константиновой); б - зияющие трещины и стенка тектонического ущелья, вероятно, разрушенного сейсмическим воздействием (фото И. Доценко).

Экзарационный рельеф представлен карами, цирками и троговыми долинами. В линейно вытянутых, узких и, потому, массивных Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах распространение этого типа рельефа не слишком широко – он представлен, главным образом, небольшими висячими карами и несколькими троговыми долинами в южной и восточной части Чунатундр и на севере Мончетундры. В Хибинских и Ловозерских тундрах распространение экзарационного рельефа намного шире. На высотах более 700 м широко распространены кары и ледниковые цирки (рис. 3.25). Цирки часто состоят из нескольких камер, приуроченных к разным высотным уровням, которые могут различаться на 100-150 м. Стенки каров и цирков имеют высоту до 200-300 м, крутизну 50-70°, местами – до отвесных, вследствие чего они часто становятся ареной развития обвальных процессов.



Рис. 3.25 Вид на котловину оз. Малый Вудъявр и на кары и цирки восточного склона хр. Тахтарвумчорр. Плоское днище котловины выполнено мощной толщей рыхлых отложений. В левой нижней части снимка - моренный вал. Фото автора

Самые крупные формы экзарационного генезиса представлены троговыми долинами, радиально расходящимися от центральной части массивов к их периферии: в Хибинах это долины Кунийока, Кукисийока, Гольцовки, Малой Белой, Вуонемйока, Тульйока, Каскаснюйока, трог Большого Вудъявра, в Ловозерских тундрах – долины Тавайока, Киткуая, Чивруая, Эльморайока и Сейдъяврский трог. Троговые долины Хибин – самые крупные на рассматриваемой территории. Их длина - до 12-15 км, ширина по бровкам до 4–5 км, по днищу – до 2 км, характерная глубина 450-600 м, а максимальная – до 700 (например, в Центральной долине). Типичные параметры для троговых долин в Ловозерских тундрах: длина - 4-7 км, ширина по бровкам до 1,3–1,5 км, по днищу 300–500 м, глубина 400–500 м. Следы ледниковой аккумуляции выражены в виде холмисто-западинного и грядово-ложбинного моренного рельефа и моренных валов. Первый наблюдается преимущественно в днищах троговых долин и в нижней части внешних склонов массива. Гряды полого-выпуклые, их высота в низовьях долин достигает 7–10 м, крутизна склонов до 15–20°. В межгрядовых ложбинах нередко наблюдаются изометричные в плане озера диаметром до 5–10 м и глубиной менее 1 м. Длина гряд, как правило, составляет первые десятки метров. В устьевой части трогов выделяются конечно-моренные валы, которые имеют длину в первые сотни метров, а высоту – до 20 м и более (например, самый высокий на территории Вудъяврский конечно-моренный вал имеет относительную высоту около 100 м). Водно-ледниковый рельеф представлен флювиогляциальными дельтами (например, в долинах рек Поачвумйок и Вудъяврйок), террасами приледниковых озер и долинными зандрами.

В горах Кольского полуострова также наблюдаются нивальные формы разного размера. Это могут быть изометричные в плане нивальные цирки с поперечником от 1 до 2,5 км и глубиной более 100 м, в которые вложены троговые долины. Встречаются и небольшие нивальные ниши диаметром первые сотни метров.

Озерный рельеф представлен комплексом озерных террас, примыкающих к берегам Имандры, Умбозера, Ловозера, Сейдозера (рис. 3.26), Большого и Малого Вудъявра. Это плоские или пологоволнистые поверхности, иногда наклоненные в сторону уреза на 2–3°, в

настоящее время заторфованные и занятые болотами. Как правило, они осложнены фрагментами древних береговых линий – озерными валами. На аккумулятивных участках озерных берегов образуются пляжи песчаного или галечного состава, а на абразионных – уступы высотой до 1,5 м.



Рис. 3.26 Заболоченная поверхность озерной террасы в низовьях р. Эльморайока, Ловозерские тундры. Фото Ю.Р. Беляева

Рельефообразующая деятельность водотоков выражается в создании как аккумулятивных, так и эрозионных форм. Эрозионные представлены долинами, которые по их морфологическому облику можно условно разбить на две группы. К первой относятся долины с преимущественно V-образным поперечным и прямым, иногда ступенчатым продольным профилем со значительным уклоном. Такие долины, судя по их облику, подверглись крайне незначительной экзарационной обработке в верховьях либо не подвергались ей вовсе. К этому типу относится более 90 % долин Монче-, Чуна- и Волчьих тундр и примерно половина долин Хибинских и Ловозерских тундр. Ко второй группе относятся долины с U-образным поперечным и ступенчатым продольным профилем, что свидетельствует о значительном преобразовании их морфологии ледниковыми процессами. Фактически, это троговые долины, иногда в верховьях сопряженные с ледниковыми цирками. Современные водотоки лишь осваивают днища таких цирков и трогов, практически не взаимодействуя с их бортами. Степень флювиальной переработки в таких долинах различна – русло реки может быть глубоко врезано в моренные или моренно-водноледниковые толщи и активно создавать формы флювиального рельефа (рис. 3.27) или, напротив, следы флювиальной переработки могут практически отсутствовать. В днищах долин обеих групп нередко формируются донные врезы, глубина которых может достигать от 3-4 до первых десятков метров. Врезы, формирующиеся в скальных породах, обычно наследуют тектонические нарушения либо зоны повышенной трещиноватости; для таких участков русел характерны повороты под прямым углом, пороги и водопады. В рыхлых отложениях вырабатываются врезы V-образного, реже теснинообразного поперечного профиля. Борта донных врезов часто становятся ареной развития обвально-осыпных процессов.



Рис. 3.27 Водопад в русле руч.Рисйок (слева) и подмываемый осыпной склон в долине руч.Петрелиуса, Хибины. Фото автора.

Аккумулятивные флювиальные формы представлены побочными, осередками (рис. 3.28), фрагментами пойм и дельтовыми образованиями. Высота побочной и осередков над урезом обычно не превышает 0,5 м, высота поймы не превышает 1 м. Эти формы обычно возникают в долинах водотоков третьего и более высоких порядков в нижнем течении при невысоких уклонах русла. Значительная часть долин рек и ручьев несет следы активной селевой переработки и имеет в своем строении формы селевого рельефа. Более подробно селевой рельеф территории будет охарактеризован в главе 4 настоящей работы.



Рис. 3.28 Побочни в среднем течении руч. Петрелиуса, Хибины. Фото автора

Полярный Урал

Территория сложена в основном сильно метаморфизированными осадочными и эффузивно-осадочными образованиями, прорванными интрузиями кислых, основных и ультраосновных пород. В северной части Полярного Урала при движении с севера на юг на западном макросклоне интрузивные и осадочно-вулканогенные породы основного и среднего состава, образовавшиеся на рубеже рифея и венда, сменяются осадочно-метаморфическим комплексом кембрийско–селирийского возраста, представленным песчаниками, конгломератами, известняками и доломитами. Восточный склон горной страны представлен кварцитами и песчаниками рифей-вендского возраста, прорванными относительно древними (рифей–вендскими) основными и более молодыми кислыми

интрузиями, возникшими в конце каменноугольного-начале пермского периода. В южной части Полярного Урала осевая зона представлена смятыми в складки ордовико–силурийскими осадочно-метаморфическими породами, в предгорной части сменяющимися сформированным в конце карбона-начале перми мощным (до 1000 м) переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Восточный макросклон в этой части представлен интрузивными образованиями кислого, основного и ультраосновного состава, сформировавшимися с ордовика по ранний карбон. Большая пестрота геологического состава обеспечивает сочетание в единых орографических комплексах пород разного возраста, состава и устойчивости к разрушению.

В эпоху герцинской складчатости на территории современного Урала 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 сnivelированы до состояния пенеплена. Современный облик Полярного Урала сформировался в результате неоген–четвертичных деформаций, суммарная амплитуда которых оценивается в 700–1000 м (Оледенение Урала, 1966). Скорость современных вертикальных движений для северной части увеличивается в северо-восточном направлении – она составляет от -1-0 мм/год у подножия западного макросклона до +6 мм в год у подножия восточного макросклона. Для южной части Полярного Урала, напротив, характерно опускание, составляющее до 1 мм в год. Области сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя и Полярного и Приполярного Урала (горный узел Народ-Из) относятся к потенциально сейсмическим районам, в пределах которых отмечалось формирование землетрясений силой до 5 баллов по шкале MSK (Гуляев, 2016).

Четвертичные отложения Полярного Урала представлены элювиальными, ледниковыми, водно–ледниковыми и озерно–ледниковыми отложениями, аллювиальными отложениями, селевыми отложениями и комплексом склоновых образований среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена. Более древние образования на дневной поверхности не представлены. Максимальные мощности четвертичных отложений в пределах Полярного Урала характерны для сквозных долин – например, в долине р. Сось их суммарная мощность составляет более 150 м (Государственная ... , 2013).

В четвертичное время Полярный Урал несколько раз становился областью развития покровного и горного оледенения (рис. 3.29). Последнее покровное оледенение региона относится к ранневалдайскому времени (Svendsen et al., 2014). Центром оледенения был Карский шельф (рис. 3.30). Ледниковые потоки обтекали Полярный Урал, формируя отдельные языки, продвигавшиеся вверх по горным долинам. Отложения покровного ледника прослеживаются по долинам до высот 260-520 м. Между 67 и 65,5° с.ш. хребет Полярного Урала расчленен несколькими сквозными трогами с моренами перекидных ледников (Астахов, 2017).

Морены покровного ледника представлены валунными суглинками мощностью до 20-30 м. Петрографический состав руководящих валунов меняется при движении с севера на юг: от северной оконечности горной страны до края Енганэпэ они представлены в основном известняками, а южнее – кварцитами (Шишкин, 2007). Во время деградации покровного ледника у подножия гор и в крупных долинах были сформированы водно-ледниковые пачки мощностью до 10 м, представленные гравийно-валунно-галечной смесью, и озерно-ледниковые пески, супеси и торфа мощностью до 5 м.

Одновременно с покровным развивалось горное оледенение. В северной части Полярного Урала ледники были главным образом сосредоточены в долинах и цирках, в то

время как вершинные поверхности были свободны от льда (Астахов, 2017). В южной части Полярного Урала ледники выходили из горных долин на окружающую равнину, формируя моренные образования булавовидных плановых очертаний. Морены самых крупных горных ледников выходят из горных долин на несколько километров. Горная морена представлена щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80 %) плохи и средне-окатанных глыб, валунов, щебня и гальки. Размер отдельных валунов 0,8 м. Петрографический состав горной морены различается на разных макросклонах массива – на западном макросклоне доминируют обломки гранитов, на восточном – габброидов и ультрабазитов (Шишкин, 2007).

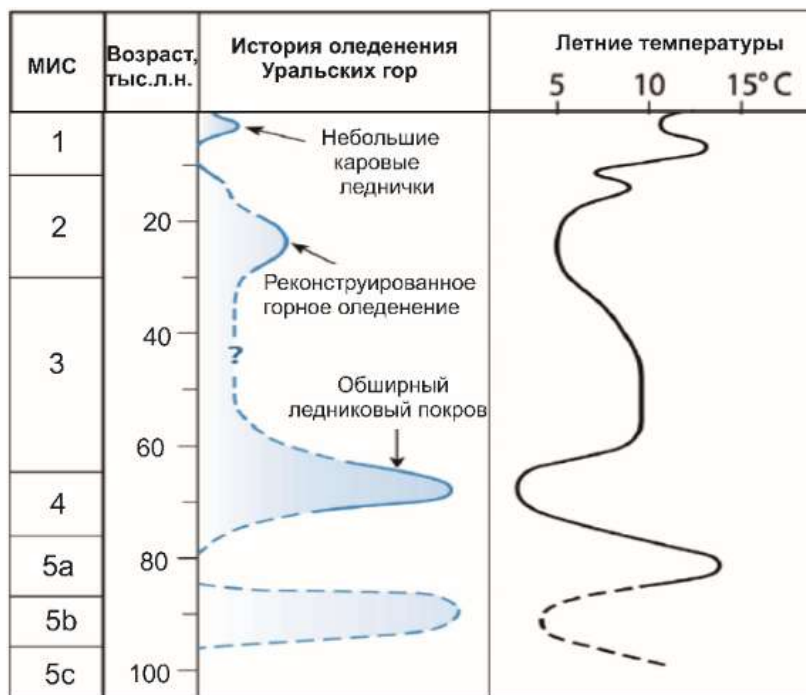


Рис. 3.29 Изменения природной среды Полярного Урала и окружающих территорий за последние 100 тыс. лет. (Svendsen et al., 2014)



Рис. 3.30 Реконструкция положения ранневалдайского покровного ледника и местных горных ледников Полярного Урала в МИС 4. Белым цветом показано распространение ледника, голубым - приледниковые озера (Svendsen et al., 2014)

Во время второй морской изотопно-кислородной стадии (МИС-2) на Полярном Урале развивалось главным образом каровое и горно-долинное оледенение. Результаты определения возраста конечных моренных образований современных ледников Полярного Урала в его северной части (Mangerud, 2008, Svendsen, 2011) показывают, что даже в период максимума позднеплейстоценового оледенения 18–20 тыс. л. н. длина ледников превышала современную всего на 1 км (Иванов, 2012а), ледники были локализованы главным образом в карах и цирках (рис. 3.31) и не спускались по долинам ниже отметок абсолютной высоты в 400–500 м. С начала позднего дриаса ледники постепенно деградировали, а в период оптимума голоцена исчезли (Сурова и др., 1974, 1975).

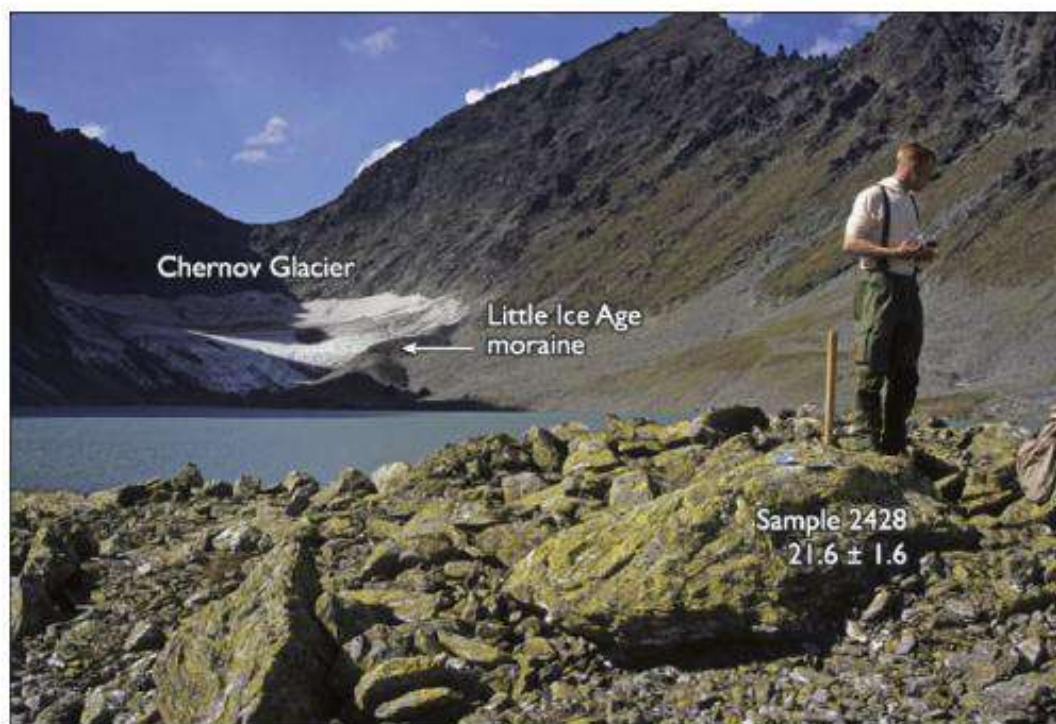


Рис. 3.31 Горная морена последнего ледникового максимума (на переднем плане), образованная ледником Чернова (Mangerud et al., 2008)

Установлена активизация горных ледников в Малом ледниковом периоде. Морены голоценовых ледников распространены на участке между 67 и 65,5° с.ш., своего максимального размера ледники достигали в XVI-XVII вв. (Иванов, 2013). Отложения голоценовых ледников чаще всего представлены несортированными дресвяно-щебнистыми отложениями с валунами и примесью суглинков и супесей мощностью до 3-5 м. Обычно тяготеют к достаточно высоким гипсометрическим уровням – выше 600 м.

Водораздельные поверхности и привершинные склоны хребтов и массивов покрыты элювиальным чехлом, сформировавшимся с позднего плейстоцена –смесью глыб и щебня с супесчаным либо суглинистым наполнителем мощностью до 5 м. Нижние части относительно крутых склонов (на высотах менее 500-600 м) сложены коллювиальными отложениями, представленными глыбами и щебнем мощностью от первых метров до 20-30 м. На более пологих склонах, подверженных курумово-солифлюкционной моделировке, широко развит чехол десерпция, представленного 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).

Русловая фация аллювия представлена главным образом галечной фракцией (рис. 3.32, пойменная – песчаными отложениями с примесью дресвы (рис. 3.32). Обычно суммарная мощность аллювия в долинах не превышает 3-4 м (Государственная ... , 2013).

Селевые отложения обычно представлены плотно упакованной несортированной галечно-валунной толщей с поровым заполнением песчаным материалом (рис. 3.33), они плащеобразно залегают поверх ледниковых и водноледниковых отложений, выполняющих днища горных долин. Обычно мощность селевых отложений не превышает 1-2 м, реже – 5 м (Государственная ... , 2013).

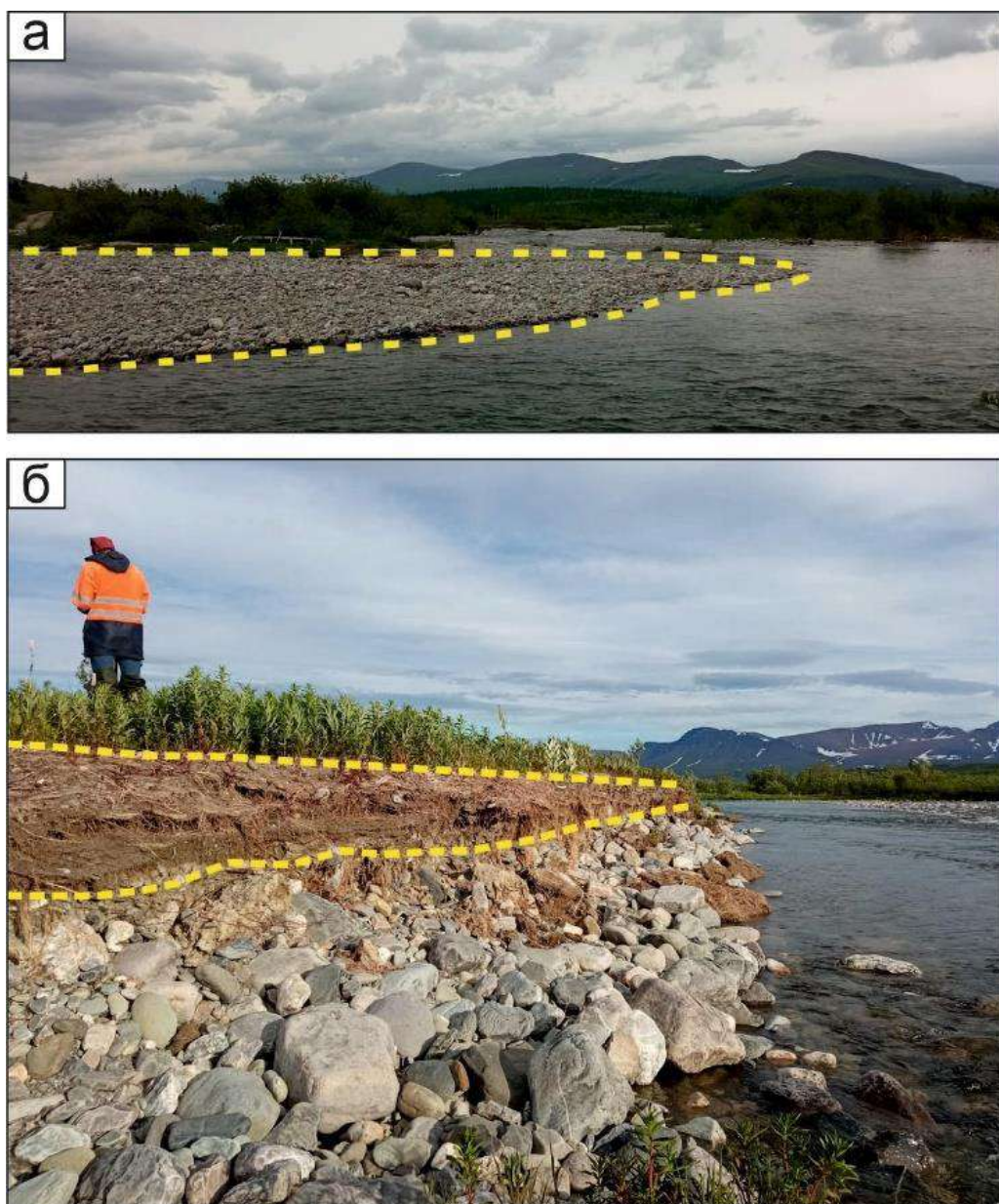


Рис. 3.32 Аллювиальные отложения в долине р.Малой Пайпудыны (а – галечный побочень, сложенный русловой фацией аллювия, оконтурен желтой пунктирной линией; б – пойменный аллювий, представленный песком с примесью растительного детрита (окотурен желтой пуктирной линией). Фото автора

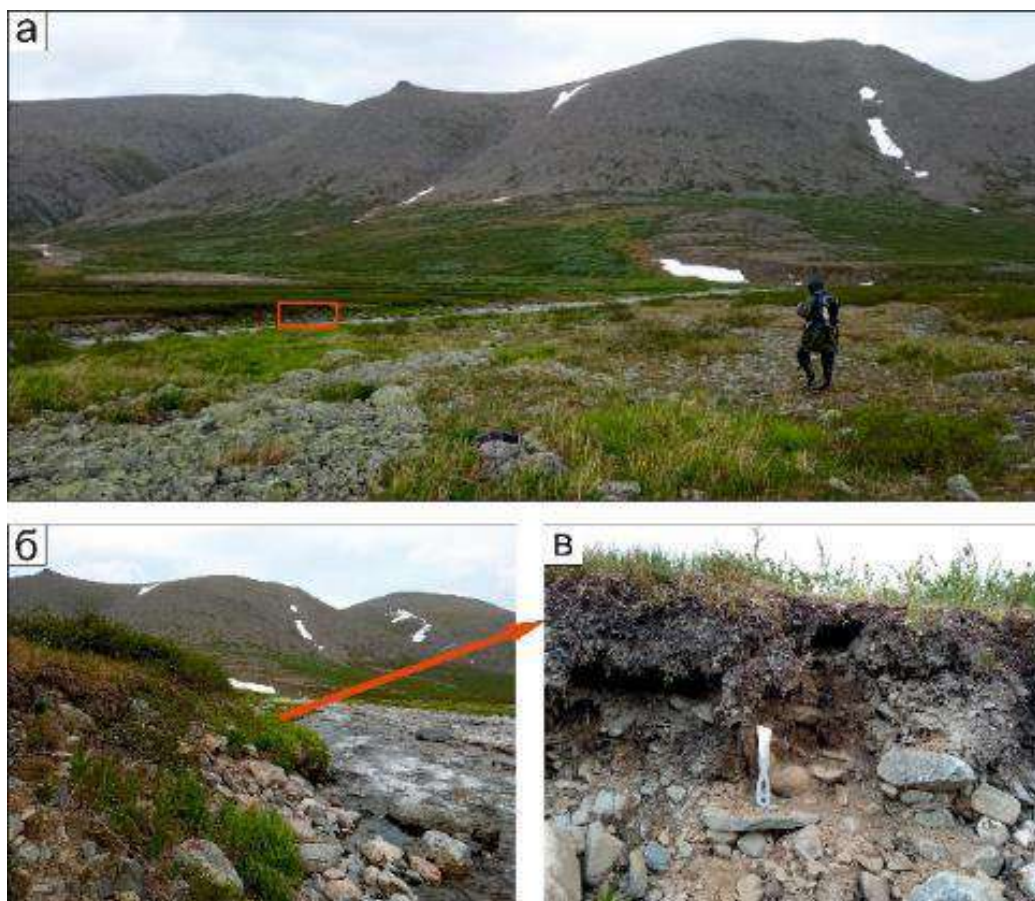


Рис. 3.33 Селевые отложения в долине руч. Третьего, правого притока р. Малой Пайпудыны: а – местоположение обнажения в теле селевого конуса выноса, б, в – плотно упакованная галечно-валунная толща с поровым песчаным заполнением, вскрывающаяся в обнажении на левом борту руч.Третьего. Фото автора

Меридианальная зональность геологических структур и значительная раздробленность субстрата стали причиной формирования структур блокового типа. Из-за разной активности этих структур сформировались своеобразные орографические «волны», обусловившие ярусность вершинных поверхностей междуречий (Ананьев, 1980).

Северная часть Полярного Урала характеризуется глубоко расчлененным рельефом – днища долин и межгорных депрессий даже в центральной части хребта имеют те же абсолютные высоты, что и на предгорных равнинах - от 150 до 250 м. В верховьях рек Соби, Большой Хадаты, Малой Усы и Малой Кары расположено множество сквозных долин, открывающихся одновременно на оба склона и «секущих» главный водораздел. Поперечные и продольные депрессии (ширина некоторых из них достигает 3-4 км) и долины рек разделяют северную часть Полярного Урала на отдельные хребты и массивы – например, массив Оченырда, Большой и Малый Пайпудынский хребты, Ханмейский хребет, кряж Енганэпэ. Главный водораздел в северной части Полярного Урала сильно смещен к западу. Западный склон круче восточного – почти на всем протяжении он резко обрывается к предгорным депрессиям, отделяющим подножия гор от предгорных увалов с абсолютными высотами до 250-300 м. Восточный склон более плавно спускается к предгорной равнине, образуя несколько ярусов, и существенно слабее расчленен.

Южная часть Полярного Урала представляет собой водораздельный хребет шириной до 30-40 км, состоящий из отдельных массивов (с севера на юг): Рай-Из, Пай-Ер, Войкар-Сыннинский. Абсолютные высоты хребта составляют 1100-1200 м, относительные до 700-

900 м; наивысшая точка – г. Пай-Ер (1499 м). Он имеет характер плато, расчлененного долинами, трогами и карами на глубину до 600-800 м.

Одним из ведущих генетических типов рельефа на Полярном Урале, как и в горах Кольского полуострова, можно считать структурно-денудационный и тектоно-денудационный. Морфологический облик вершинных поверхностей неодинаков. В западной части горной страны они в основном представлены пологовыпуклыми вершинными поверхностями (рис.3.34). Восточнее главного водораздела плановые очертания вершинных поверхностей становятся ближе к квазиизометричными, они образуют разновысотные уровни, различающиеся на сотни метров (рис. 3.35).



Рис. 3.34 Округловершинные гребни восточных отрогов Малого Папудынского хребта. Фото автора



Рис. 3.35 Массив Рай-Из, к югу от долины Соби. Фото А. Бончук

Формы ледникового рельефа также распространены неравномерно. Наиболее широко распространен альпинотипный экзарационный рельеф – кары и многоуровневые ледниковые цирки с четко выраженными ригелями (рис. 3.36) – представлены на западном склоне в северной части Полярного Урала (хребет Оченырда, район Большого и Малого Щучьих озер, долины Большой и Малой Хадаты). Стенки каров имеют высоту до 600 м, площадь камер меняется от 0,7 до 3 кв. км. На восточном склоне формы ледниковой экзарации встречаются намного реже. В южной части Полярного Урала достаточно широко распространены троговые долины. Их глубина достигает 500-700 м, ширина по бровкам в среднем составляет до 3-4 км, по днищу 1-2 км (рис. 3.37). Ледниковая аккумуляция горных ледников обычно выражена в виде холмисто-западного моренного рельефа в днище цирков, каров и троговых долин (рис. 3.38). Такие формы обычно имеют высоту несколько метров и длину до 10 м. Формы, сформировавшиеся покровным оледенением, представлены в виде комплексов холмистых и холмисто-грядовых моренных равнин у подножий внешних склонов Полярного Урала (на таких участках относительная высота моренных холмов может достигать 50 м) и крупными моренными валами некоторых долинах (например, долинах рек Большая и Малая Кара расположены конечные моренные валы, обращенные выпуклой стороной вверх по долине). В днищах троговых долин можно наблюдать субгоризонтальные участки – следы озерно-ледниковой аккумуляции (рис. 3.39) – и серии долинных задров, наклоненных по периферии конечно-моренных валов (Шишкин, 2007).



Рис. 3.36 Альпийский рельеф массива Оченырды (Ivanov, 2012).



Рис. 3.37 Троговая долина, в днище которой расположено оз. Большая Хадата (Растительный покров... , 2006)



Рис. 3.38 Комплекс конечных морен ледника Южный Карский (Иванов, 2013).



Рис. 3.39 Выположенная поверхность озерной аккумуляции в долине р. Енга-ю (Ivanov, 2012).

Флювиальный денудационный рельеф представлен эрозионными долинами водотоков низких порядков. Такие долины прорезают склоны горных массивов и хребтов (рис. 3.40). Поперечный профиль долин в основном V-образный, а продольный профиль – ступенчатый либо прямой.



Рис. 3.40 Долина одного из притоков руч.Левого, прорезающая северный склон Большого Пайпудынского хребта. Фото Ю.Р.Беляева.

Характерные для Полярного Урала аккумулятивные формы флювиального генезиса – это пролювиально-селевые конусы выноса временных водотоков и комплекс аллювиальных аккумулятивных форм, характерный для долин крупнейших рек. Максимальное количество уровней аллювиальной аккумуляции наблюдается в долине р. Собь – пойма шириной до 300-500 м и три уровня надпойменных террас. Относительная высота террас над урезом не выдержана, они нередко имеют коренной цоколь. Русловые аккумулятивные формы представлены побочнями (рис. 3.41) и осередками, в устьях рек нередко формируются дельтовые образования.

Селевой рельеф территории будет подробно охарактеризован в главе 4 настоящей работы.



Рис. 3.41 Побочень (слева) и уступ высокой поймы (справа) в нижнем течении руч. Развильного (правого притока р. Большой Пайпудыны). Фото автора

3.3 Антропогенная деятельность

Горы Кольского полуострова

Началом хозяйственного освоения гор Кольского полуострова можно считать строительство Мурманской железной дороги в 1915-1916 гг. Рельсы проложили по восточному берегу оз. Имандра, у подножия западного макросклона Хибинских тундр. В 1920-е группа геологов под руководством А.Е. Ферсмана обнаружила крупные залежи апатитово-нефелиновых руд в пределах Хибинского массива. В 1929 г. на берегу Большого Вудъявра была построена первая апатитово-нефелиновая обогатительная фабрика (АНОФ-1), работающая на базе Кировского рудника (рис. 3.42).

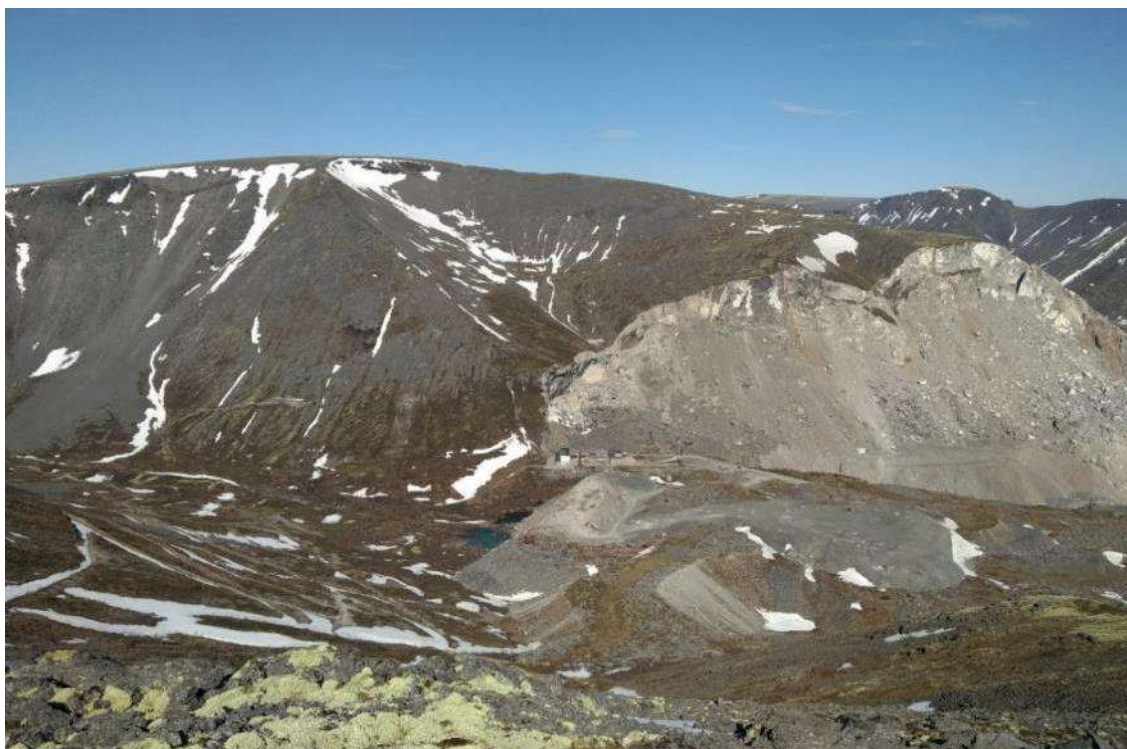


Рис. 3.42 Отвалы Кировского рудника, перегородившие долину руч. Ворткеуай. В правой части снимка – зона обрушения над рудником. Фото автора

Одновременно с фабрикой был построен рабочий поселок Хибиногорск, в 1931 г. получивший статус города (с 1934 переименован в г. Кировск, в настоящее время население составляет 26 тыс. чел.). В послевоенное время были построены Юкспоррский и Расвумчоррский рудники, а в 1963 г. у подножия г. Вудъяврчорр начала работу фабрика АНОФ-2. В дальнейшем были введены в эксплуатацию рудники Центральный на плато Расвумчорр и Восточный в долине р. Вуоннемйок и построена третья обогатительная фабрика АНОФ-3. В 1990-е гг. уровень горной добычи существенно снизился. В настоящее время функционируют (рис. 3.43): Кировский (месторождения Кукисвумчорр и Юкспор), Расвумчоррский (месторождения Апатитовый цирк и плато Расвумчорр), Восточный (месторождения Коашва и Ньоркпахк) рудники и рудник Олений ручей. Добыча полезных ископаемых ведётся как подземным, так и открытым способом, хотя количество открытых горных работ снижается и вскоре разработка месторождений будет вестись только подземным способом (Пожиленко и др., 2002).

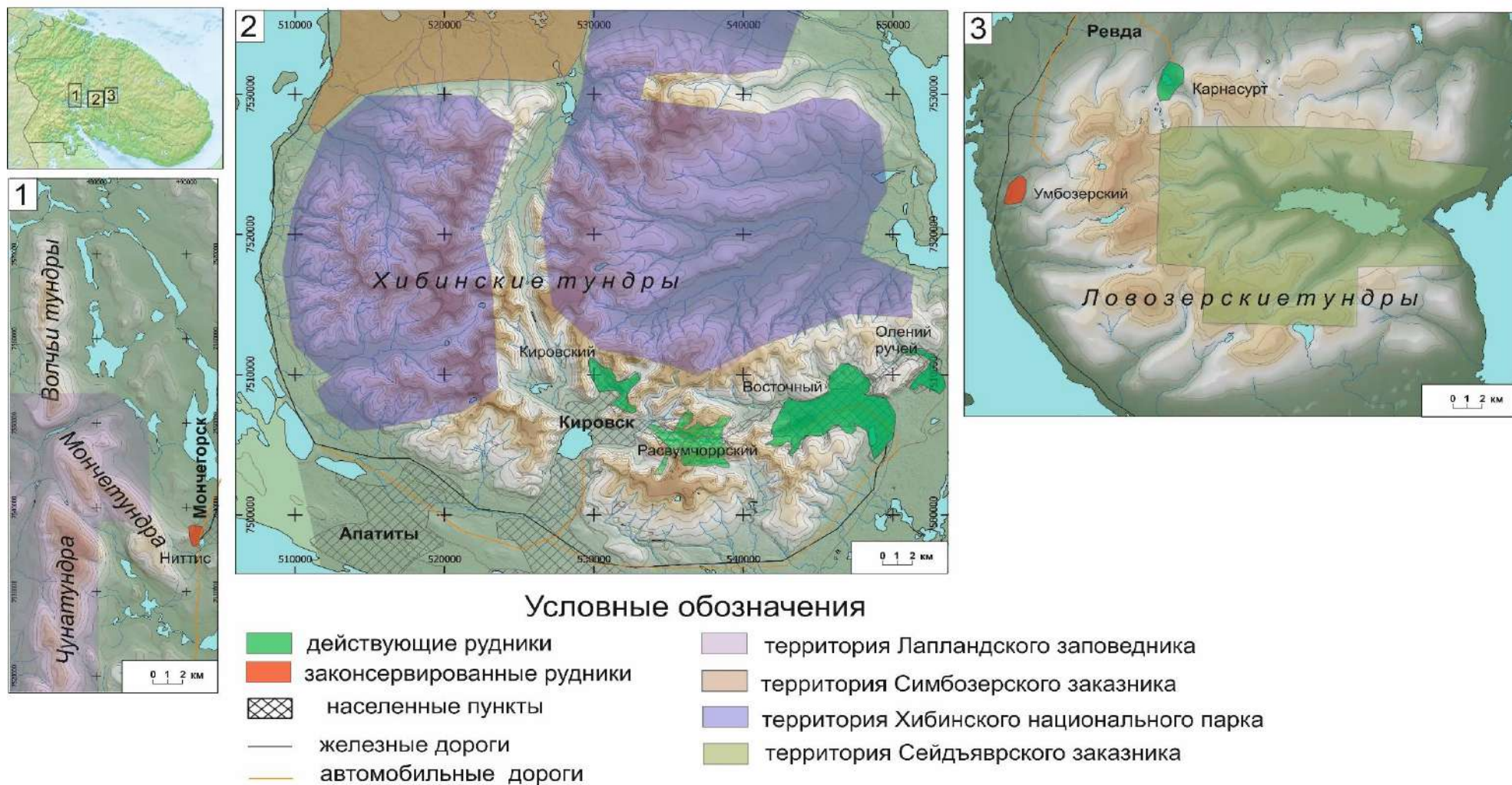


Рис. 3.43 Схема хозяйственного освоения горных массивов Кольского полуострова

В 1930-х годах было установлено, что лопаритосодержащие породы (источник титана, ниобия, тантала и редкоземельных элементов) прослеживаются практически по всему периметру Ловозерских тундр (Пеков, 2001). Лопаритосодержащие россыпи – Сергеваньская, Сейдозерская и Райяврская (Пожиленко и др., 2002) – имеют суммарную площадь около 37 кв. км. В 1940 г. начались работы по созданию Ловозерского горно-обогатительного предприятия – обогатительная фабрика и небольшие поселки для рабочих. В 1941 г. была получена первая партия лопаритового концентрата. В 1950 г. у северного подножия Ловозерского массива был основан поселок Ревда (население на 2020 год – около 8000 человек), градообразующим предприятием которого стал Ловозерский ГОК. В 1967 г. для нужд комбината была заложена Умбозерская промышленная площадка, а в 1974 – площадка Карнасурт. В 1990-е гг. работа Ловозерского ГОКа была приостановлена с последующим возобновлением в 1999 г. В 2009 г. было принято решение о ликвидации Умбозерского рудника. В настоящее время Ловозерский ГОК работает только на базе рудника Карнасурт.

Полярный Урал.

Промышленное освоение Полярного Урала началось в 1936 г. с началом освоения Печорского угольного бассейна в Предуралье. В 1947 г. началось строительство участка «Елецкий-Лабитнанги» Трансполярной магистрали. Железнодорожное полотно было проложено по днищу долины р. Сось. В послевоенные годы начинается планомерная разведка месторождений региона. В 1950-1960-е гг. было детально изучено редкометальное месторождение Тай-Кеу, хромитовые залежи массива Рай-Из и медно-цинковые руды Верхнеелецкого месторождения, в 1976 г. открыто Саурейское свинцово-цинковое месторождение (рис. 3.44). Из-за ограниченной транспортной доступности интенсивных разработок на этих месторождениях не происходило – исключение составляет лишь массив Рай-Из, где в 1994 г. началась эксплуатация месторождения Центральное, и с 1996 г. ежегодная добыча составляет от 15 до 25 млн. т. С 2004 г. добыча ведется открытым способом (Грязнов, 2016).



Рис. 3.44 Схема расположения разведанных месторождений полезных ископаемых на Полярном Урале (по Прокину, 2002, с изменениями)

На Полярном Урале существует семь ООПТ, планируется создание еще четырех (рис. 3.45). Туристическая инфраструктура фактически не развита, несмотря на популярность территории у поклонников «дикого туризма».

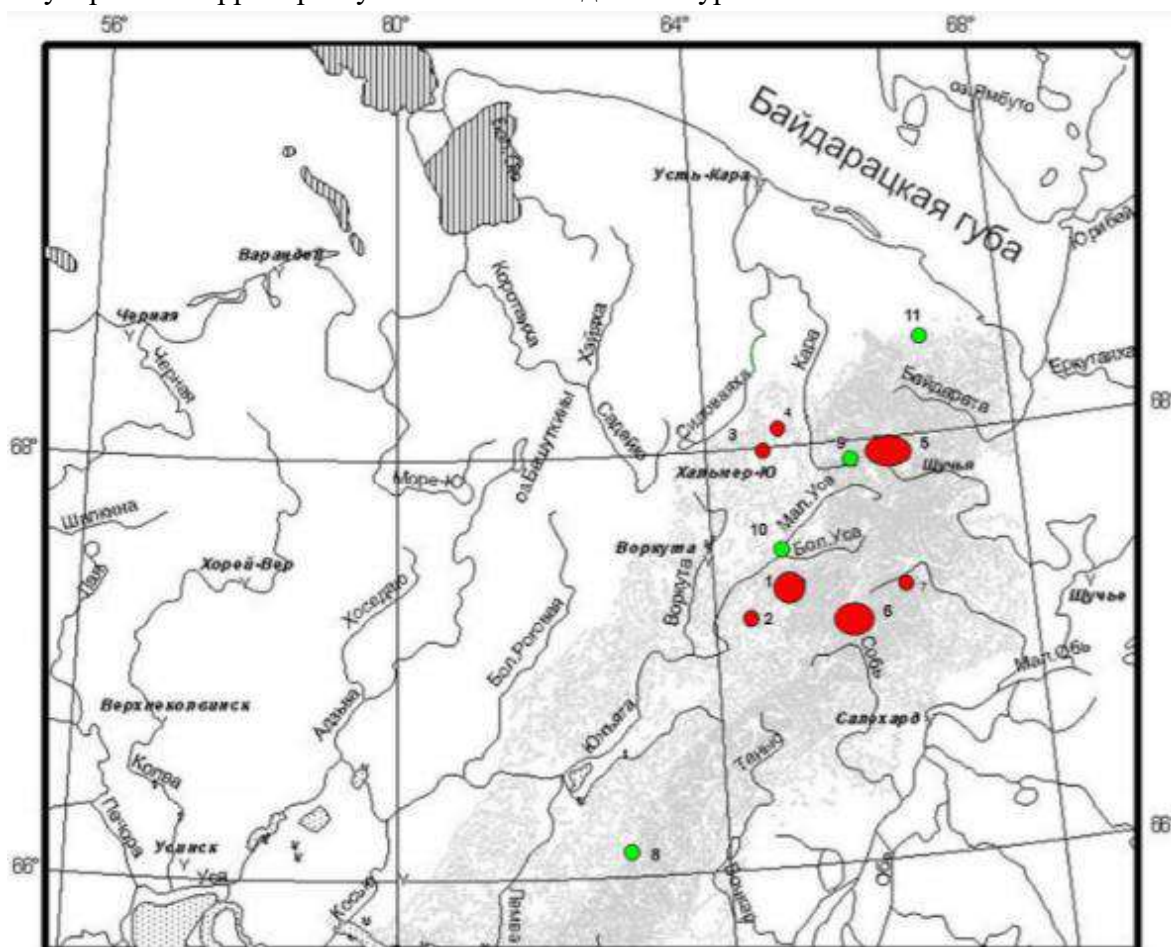


Рис. 3.45 Современная и перспективная сеть ООПТ на Полярном Урале (Дегтева и др., 2015). Действующие резерваты: 1 – комплексный заказник «Хребтовый», 2 – лесной заказник «Енганэпэ», 3 – гидрологический памятник природы «Водопад на р.Хальмерью», 4 – геологический памятник природы «Паэмбой», 5 – Горнохадатинский региональный заказник, 6 – Полярно-Уральский региональный заказник, 7 – геологический памятник природы регионального значения «Харбейский». Участки, перспективные для создания ООПТ: 8 – ландшафтный заказник в окрестностях оз. Большая Лохорта, 9 – комплексный заказник в верховьях р. Кара, 10 – каньон в нижнем течении р. Ния-Ю, 11 – комплексный заказник в окрестностях горного массива Константинов Камень

3.5 Сравнительная характеристика условий селеформирования гор Кольского полуострова и Полярного Урала

К наиболее значимым ландшафтно-климатическим аспектам селеформирования рассмотренных районов можно отнести следующие (табл. 3.4).

Образование снежного покрова и его перераспределение в горах Кольского полуострова и на Полярном Урале происходит схожим образом – оба района характеризуются продолжительными зимами с преобладанием отрицательных температур воздуха, в результате чего своей максимальной мощности снежный покров обычно достигает в апреле-мае. В течение зимних месяцев снежный покров интенсивно

перераспределяется метелевым переносом. В зимнее и весеннее время на обеих территориях формируются лавины. Таким образом, к весенним оттепелям снежный покров сохраняется, при этом в областях с расчлененным рельефом (на западном склоне Полярного Урала, в большей части Хибинского массива, на западном макросклоне и в центральной части Ловозерских тундр) образуя скопления повышенной мощности на пониженных участках – в ущельях и днищах долин, на подветренных склонах и в ветровых ловушках (Ходаков, 1964; Ходаков, Ильина, 1989). Таким образом создаются благоприятные условия для формирования водоснежных потоков как гравитационного, так и гидронапорного типа (Мягков, 1967, Ржевский, 1970). При этом следует заметить, что в слаборасчлененных массивах типа Монче- и Чунатундры перераспределение снежного покрова будет иметь меньшее значение, поскольку сама морфология рельефа меньше способствует формированию областей скопления снега.

Таблица 3.4
Наиболее значимые условия селеобразования
в горах Кольского полуострова и на ключевых участках Полярного Урала

Группа условий	Конкретное явление
Ландшафтно-климатические	Перераспределение снежного покрова
	Распространение многолетнемерзлых пород
	Высотная дифференциация ландшафтов
Геолого-геоморфологические	Скорость и амплитуда новейших тектонических движений
	Сейсмическая активность территории
	Устойчивость горных пород к разрушению
	Распределение рыхлых отложений
	История четвертичных оледенений
	Морфологические характеристики рельефа
Антропогенное воздействие	Характер хозяйственной деятельности

Многолетнемерзлые породы препятствуют просачиванию воды в грунт, в результате чего при прочих равных условиях создается водоупорный горизонт и интенсифицируется поверхностный сток, что приводит к формированию потенциальных селевых массивов в селевом очаге – то есть массивов рыхлообломочных отложений, способных при благоприятном условии обводнения стать очагом твердого питания селевого потока (СП 479.1325800.2019, Генсировский и др., 2020). Практически повсеместное распространение мерзлых пород на Полярном Урале, обуславливает значимую роль этого фактора селеформирования. Островная мерзлота в горах Кольского полуострова не играет в настоящее время значительной роли в селеформировании.

Лесные ландшафты более устойчивы к денудации склоновыми и флювиальными процессами (Кондакова, 1971, Рахманов, 1984), в то время как для пояса арктических пустынь и горной тундры характерна высокая интенсивность склоновых процессов и плоскостного смыва из-за фрагментарного распространения мохово-кустарничкового покрова. В связи с этим в условиях Субарктики селевые очаги чаще всего располагаются выше границы леса. В горах Кольского полуострова эти ландшафты располагаются на высотах более 700-800 м. На Полярном Урале высотное положение горных тундр меняется в меридиональном направлении: в северной части они распространены на высотах более 500 м, в южной – на высотах более 600 м. Из этого следует, что распространение благоприятных для селеформирования ландшафтов на Полярном Урале более широкое, чем

на Кольском полуострове. В то же время для Полярного Урала характерно продвижение границы леса на более высокие гипсометрические уровни, что способствует удержанию воды в грунте и в целом неблагоприятно для селеформирования.

Считается, что землетрясения могут становиться триггером для селевых событий – например, при спровоцированных сейсмообвалами выплесках воды из акваторий горных озер (Гаранкина, Лукашов, 2018, Романенко и др., 2011). Суммарные неоген-четвертичные деформации обоих районов сопоставимы, однако если горные массивы Кольского полуострова в настоящее время продолжают довольно интенсивно воздыматься, то значительная часть Полярного Урала (за исключением его северо-восточной части) сравнительно стабильна в этом отношении. Сейсмическая активность как фактор селеформирования играет существенно большую роль в горах Кольского полуострова, поскольку потенциальная интенсивность землетрясений здесь более высокая.

Устойчивость горных пород к разрушению влияет на скорости выветривания, и, как следствие, на скорость подготовки материала для формирования селевых потоков. Выветривание вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических пород, как правило, происходит быстрее, чем интрузивных – в связи с чем коренные породы на значительной части площади Полярного Урала (в первую очередь, на западном макрослоне в северной части и в осевой зоне южной части) разрушаются быстрее, формируя элювиальный чехол большей мощности и интенсивнее подвергаясь размыву.

Одним из главных, если не главным источником твердой фазы для селевых потоков в горах Европейской Субарктики являются морены покровных и горных ледников. В зоне зарождения особую роль как в качестве очага твердого питания селей играют горные морены. Наибольшие (до 900 м) высоты их расположения характерны для Хибинских и Ловозерских тундр. В Монче-, Чуна и Волчьих тундрах ледниковые отложения не наблюдаются на высотах более 600 м, на Полярном Урале ледниковые отложения - на высотах более 500 м. Таким образом, потенциально в горах Кольского полуострова более широкий диапазон высот, благоприятных для селеформирования.

Ледниковая история районов существенно отличается. Последнее обширное оледенение на территории Полярного Урала завершилось около 70 тыс. л. н., в то время как на Кольском полуострова деградация последнего оледенения относится к началу голоцена. Таким образом, время формирования селевого рельефа в горных долинах, начавшееся с началом деградации оледенения, разное (Svendsen, 2004) – селевой рельеф Полярного Урала начал формироваться в середине позднего неплейстоцена, а на отдельных участках, например, в пределах Енганэпэ – еще ранее, в начале позднего неплейстоцена (МИС-5е), селевой рельеф гор Кольского полуострова – в голоцене. При этом начавший формироваться в середине позднего плейстоцена (МИС-3) на Полярном Урале селевой рельеф мог быть преобразован и даже частично уничтожен в ходе активизации горных ледников во время последнего ледникового максимума.

Установлена активизация горных ледников в голоценовое время – для Хибинских ледников установлены подвижки в суббореальный, субатлантический и малый ледниковый период (Евзеров, 2015), для Полярного Урала – активизация в малом ледниковом периоде (Иванов, 2013). Область современного оледенения наблюдается только в северной части Полярного Урала. Увеличение ледников сопровождается формированием напорных морен – потенциальных источников материала для селевых потоков, а деградация ледников (особенно их быстрое таяние) означает новый источник воды для формирования селей.

Деграция ледников может сопровождаться кратковременной сменой господствующего генетического типа селевых потоков со снегового на ледниковый.

Рельеф территории определяет морфометрические параметры селевых бассейнов (площади водосборов и характер их плановых очертаний, уклоны селеносных тальвегов, плановые очертания зон разгрузки). Несмотря на распространение сходных генетических типов рельефа, Полярный Урал характеризуется существенно большим морфологическим разнообразием форм каждого генетического типа, в связи с чем и морфологические характеристики бассейнов могут быть более разнообразными.

Воздействие деятельности человека на развитие селевых процессов носит как прямой, так и опосредованный характер (Перов, 2012). Под прямым воздействием подразумевается непосредственное создание очагов твердого питания селей (например, складирование отвалов горных выработок). Опосредованно человек влияет на ландшафтные условия формирования селей – к такому типу воздействия относятся, в первую очередь, сведение лесов и интенсивная распашка склонов. На Кольском полуострове роль антропогенного фактора в селеформировании наиболее велика в Хибинах, поскольку именно этот массив характеризуется наибольшим числом действующих горнодобывающих площадок и наибольшей площадью отвалов. В частности, целая серия долин тут была полностью преобразована деятельностью человека – исходного рельефа в них практически не сохранилось. Воздействие человека на формирование селей Полярного Урала сравнительно невелико в связи узкой локализацией инфраструктуры горнодобывающей промышленности (в северо-восточной части массива Рай-Из) и транспортных путей. Тем не менее, разработка новых месторождений и строительство необходимых для этого объектов транспортной и иной инфраструктуры в будущем возможны в рамках реализации мегапроекта «Урал промышленный-Урал Полярный» (Литовский, 2011). В этом случае преобразование существующего рельефа и, как следствие, существующих потоков транспортировки вещества неизбежно увеличит роль антропогенного воздействия на процессы селеобразования Полярного Урала

Глава 4. Стрoение селевых бассейнов и селевой рельеф гор Европейского сектора Российской Субарктики³

4.1. Селевые бассейны ключевых горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики

Селевой рельеф распространен во всех рассмотренных горных массивах Европейского сектора Российской Субарктики (табл. 4.1, рис. 4.1, 4.2).

Таблица 4.1
Общая информация о селевых бассейнах
ключевых горных массивов
Европейского сектора Российской Субарктики

Количество	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр.Оченьрд, 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 водосборных бассейнов	196	44	90	62	38	74
Бассейнов без признаков селепроявлений	44	9	47	22	9	15
Селевых бассейнов	151	35	43	40	30	59
в том числе первого порядка	79*	28	32	30	20	41
в том числе второго порядка	38*	7	9	9	10	17
в том числе третьего порядка	20*	0	1	1	0	1
Доля селевых бассейнов в общем числе водосборных бассейнов, %	77	80	47	64	79	80

*порядки селевых бассейнов в Хибинах определены для бассейнов без антропогенного преобразования

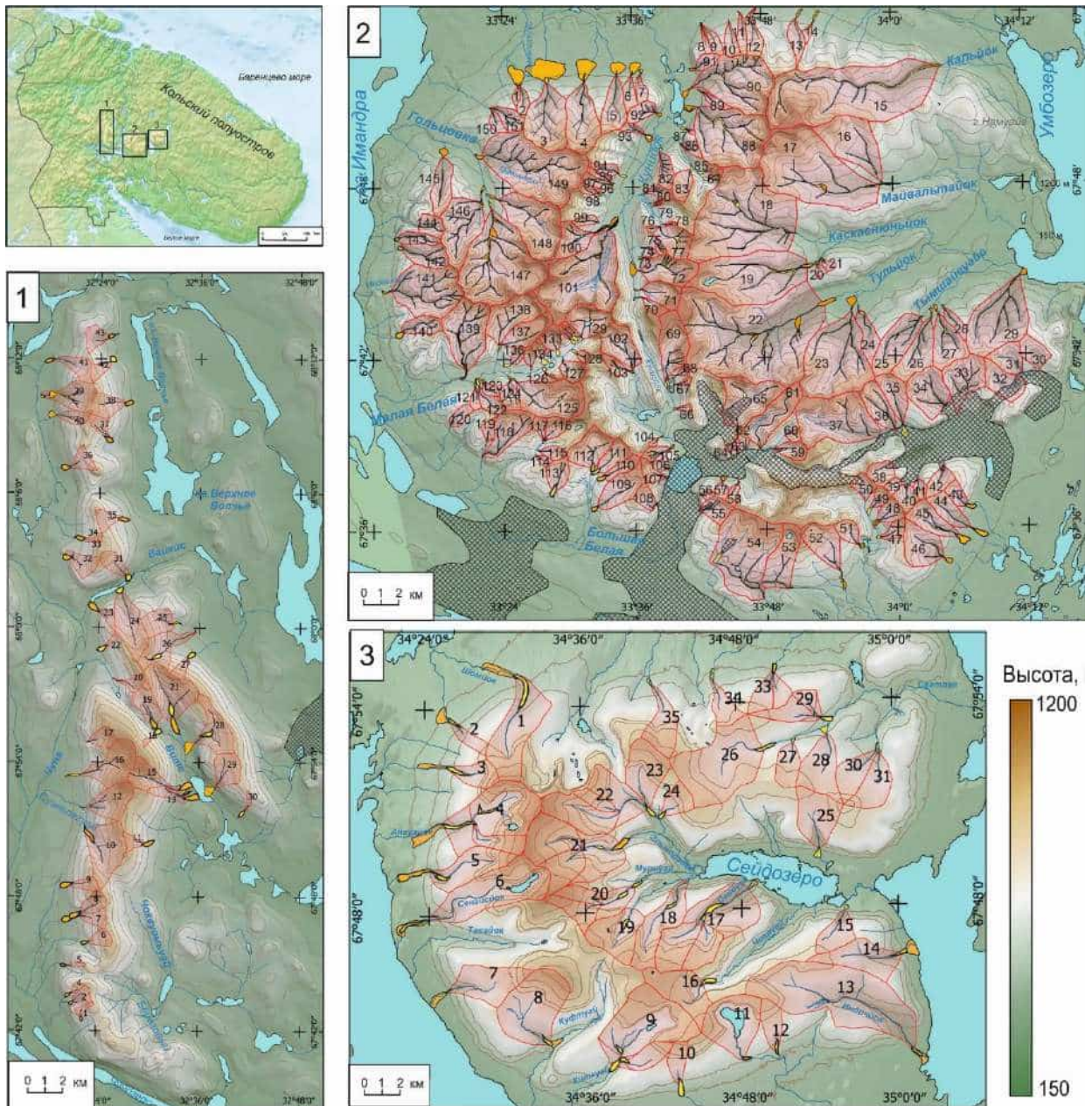
В Хибинах расположено максимальное число селевых бассейнов среди рассматриваемых массивов, однако доля их от общего числа водосборных бассейнов, хоть и составляет 77 %, не максимальная. Селевые бассейны восточной части массива характеризуются наибольшими площадями (до 35 кв. км). Довольно крупные бассейны (до

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. Морфометрические характеристики селевых бассейнов Европейского сектора Российской Субарктики // Известия РАН. Серия географическая. – 2022. – Т.86. – №5. – С. 746-762. DOI: 10.31857/S2587556622050107

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В. Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2022. – № 2. – С.119-132.

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. Селевой рельеф в бассейне р.Малой Пайпудыны (Полярный Урал) // Геоморфология и палеогеография. — 2023. — Т. 54. — № 3. — С. 14–25. DOI: 10.31857/S2949178923030088



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Морфодинамические зоны селевых бассейнов

- Зоны транзита
- селеносные русла
- Зоны аккумуляции
- молодые конусы выноса и внутренние дельты
- древние конусы выноса

Прочие обозначения

- селевые бассейны
- озера
- водотоки
- изогипсы
- антропогенно преобразованные территории

Рис. 4.1 Селевые бассейны гор Кольского полуострова (1 – Монче, Чуна- и Вольчи тундры, 2 – Хибины, 3 – Ловозерские тундры). Номера бассейнов соответствуют Каталогу (Приложение В, ч.В.1-В.3).

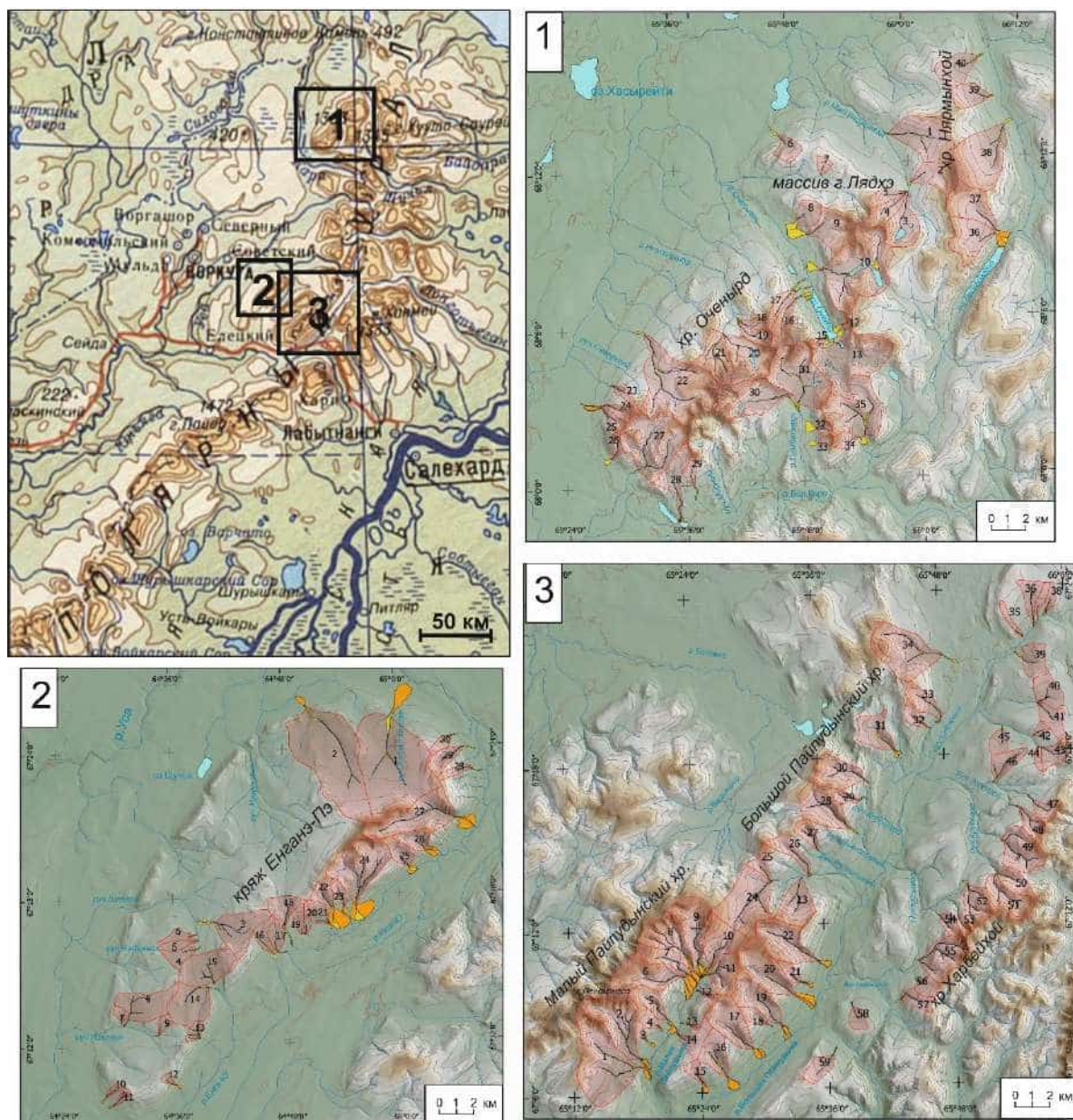


Рис. 4.2 Селевые бассейны ключевых участков Полярного Урала (1 – хр.Оченырды, массив г.Лядахэй, хр.Нярмынхой, 2 – кряж Енганепэ, 3 – хребты Мал. Пайпудыский, Бол. Пайпудынский, Харбейский). Номера бассейнов приведены в соответствии с Каталогом (Приложение В4-В6). Условные обозначения см.рис. 4.1.

20 кв. км) также расположены в северо-западной части массива, в то время как в его центральной и южной частях преобладают водосборы площадью около 5-7 кв.км. Следы развития селей в Хибинах отмечаются главным образом во внутренней части массива – селевая аккумуляция на подгорной равнине характерна только для бассейнов северного макросклона Хибин (№ 1-13 по каталогу, Приложение В1), в меньшей степени - для юго-восточного макросклона (№ 43-46).

Ловозерские тундры отличаются широким (80 % всех водосборных бассейнов) распространением относительно просто устроенных и одновременно достаточно крупных селевых бассейнов (характерный диапазон водосборных площадей простых бассейнов 2-6 кв.км), многие из которых открываются непосредственно на обрамляющие массив равнины, формируя крупные конусы выноса длиной до 2 км (бассейны № 1, 6, 13, 14 –

бассейны ручьев Шомйока, Сенгисйока, Индичйока и Куансуая соответственно). Однако на востоке и северо-востоке (бассейн р. Светлой) селепроявления сосредоточены лишь в самых верховьях ящико- и корытообразных долин ввиду низких продольных уклонов, отсутствия глубоких врезов, общей распластанности и небольшой протяженности современных зон транзита. По тем же причинам и наиболее крупные трюги чаще вовсе лишены следов селепроявлений в русле главного водотока (долины Тавайока, Куфтуая).

Минимальная доля селевых среди общего числа водосборных бассейнов (47 %) приходится на Монче-, Чуна- и Волчьих тундр. В пределах этих массивов выделяется лишь три орографических узла, где отмечено значительное количество селевых очагов: северная часть Волчьих тундр, северная и центральная часть Чунатундры и западная и северо-западная часть Мончетундры. Это наиболее приподнятые части горных массивов с высотами около 1000 м над у.м. и более, с максимальными контрастами поля высот, достаточно расчлененные, с хорошо выраженными водосборными воронками (в т. ч. в виде циркообразных углублений в верхней части склонов). На остальных участках следов развития селей практически не установлено – по-видимому, к числу основных лимитирующих селеформирования факторов можно отнести отсутствие эрозионного, ледникового или тектонического расчленения на восточных и южных склонах Мончетундры и недостаточные фоновые углы наклона поверхности в большей части восточного склона Чунатундры и в пониженной центральной части Волчьих тундр. Другой возможной причиной сравнительно ограниченного развития селевых процессов может служить малое число очагов твердого питания селей – горных морен, склоновых шлейфов на бортах горных долин.

На Полярном Урале селевой рельеф представлен более равномерно на всех ключевых участках. Наименьшая доля селевых бассейнов (64 %) характерна для самого северного из них (хр. Оченырда, массив г. Лядхэй, хр. Нярынхой). Большая часть селевых бассейнов этого ключевого участка расположено на склонах хр. Оченырда. Селепроявления отсутствуют лишь в нескольких долинах на внешнем северо-западном макросклоне, а на южном макросклоне – в некоторых ледниковых цирках на правобережье р. Лимбатаяхи. При этом наиболее крупные по площади селевые бассейны тяготеют именно к комплексам ледникового рельефа – ледниковым циркам в верховьях р. Лимбатаяхи, руч. Моренного, р. Сидьямбтосё.

На территории кряжа Енганэпэ характерна четкая дифференциация селевых бассейнов по площади – два самых крупных бассейна с площадью около 30 кв. км (№ 1-2) расположены в северо-западной его части, в то время как юго-восточный макросклон занят бассейнами с существенно меньшими площадями – максимум до 13,6 кв. км (№ 26).

Наибольшее число селевых бассейнов выявлено на южном ключевом участке: 9 на юго-западном макросклоне Малого Пайпудынского хребта, 25 – на склонах Большого Пайпудынского хребта и 25 – в пределах Харбейского хребта. Максимальной площадью характеризуется бассейн № 1 (18,9 кв. км), следующий по величине – бассейн № 2 (8,9 кв. км). Площадь остальных бассейнов существенно меньше – от 2 до 10 кв. км.

На территории всех рассмотренных горных сооружений преобладают селевые бассейны первого порядка, то есть представляющие собой простые селевые бассейны. Их доля минимальна (чуть более 50 %) в Хибинских тундрах, в остальных массивах она достигает 70-80 %. 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 кв. км, в то время как для остальных массивов наиболее характерные значения составляет от 0.2 до 5-7 кв. км (табл. 4.2). 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 кв. км (табл. 4.2). Площади бассейнов третьего порядка в пределах Хибин могут различаться на два порядка (табл. 4.3).

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 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 (рис. 4.3). 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.

Во всех горных сооружениях длина селеносных тальвегов первого порядка не превышает 6 км, в среднем их длина составляет менее 3 км. Длина большей части тальвегов второго порядка в рассматриваемых массивах составляет менее 2 км. В Хибинах, Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах, в пределах кряжа Енганэпэ, Харбейского, Большого и Малого Пайпудынского хребтов выделяется группа тальвегов длиной от 3 до 5 км, в Хибинах в одном из бассейнов (№ 15) наблюдается тальвег второго порядка длиной около 9 км.

Таблица 4.2

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	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол.Пайпудынский, Харбейский
Общий диапазон значений / наиболее характерные значения (95 % значений)						
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, кв.км	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, °	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	0,1-4,5 /0,1-2,4	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, кв.км	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
То же - древних зон аккумуляции, кв.км	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 /0,11-0,47	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
То же - древних селевых отложений 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

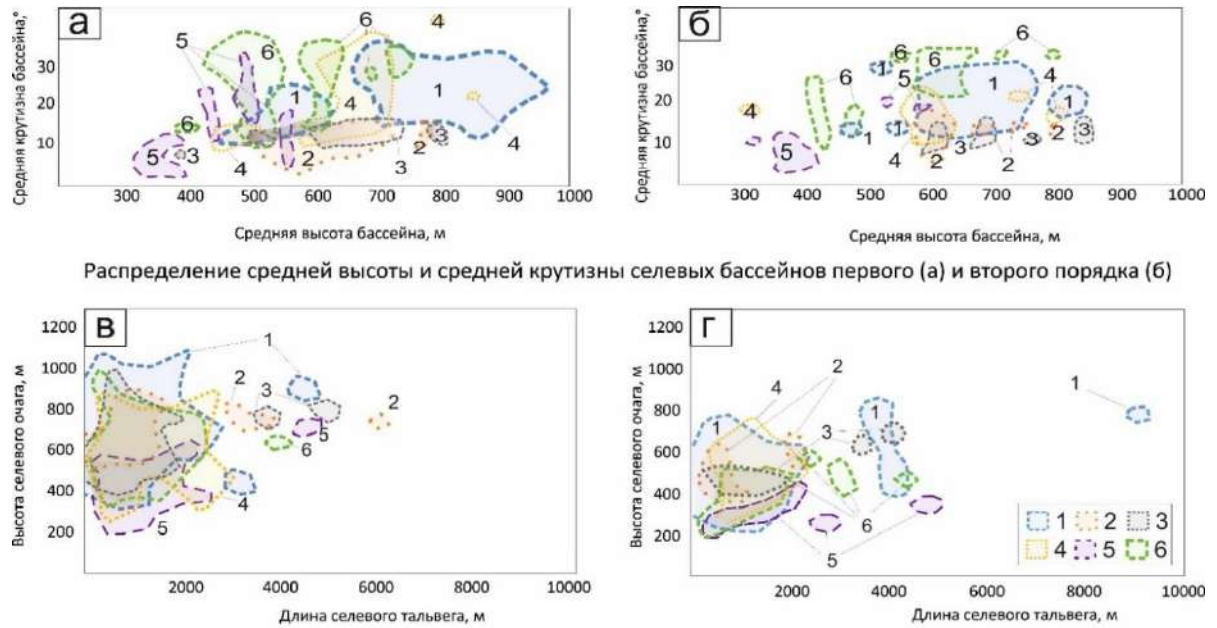
Таблица 4.3

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	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол.Пайпудынский, Харбейский
	Общий диапазон значений / наиболее характерные значения (95% значений)					
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, кв.км	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, °	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	0,1-9,0/0,1-3,3	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, кв.км	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
То же - древних зон аккумуляции, кв.км	0,002-2,57/0,002-2,04	0,03-0,25/0,03-0,13	0,03-0,57/0,03-0,52	0,01-0,03/-	0,01-1,65/0,01-1,10	0,10-0,42/0,18-0,42
Дальность выноса молодых селевых отложений от подножия горных сооружений, км	0,0-4,3/0,0-1,2	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
То же - древних селевых отложений 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 4.4
Морфометрические характеристики
селевых бассейнов третьего порядка

Морфометрический показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой	кряж Енганэпэ	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол.Пайпудынский, Харбейский
	Общий диапазон значений / наиболее характерные значения (95 % значений)					
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, кв.км	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, °	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, кв.км	0,01-0,10 /0,01-0,08	-	0,00 /-	0,00 /-	-	0,00 /-
То же - древних зон аккумуляции, кв.км	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 /-
То же - древних селевых отложений км	0,0-0,8 /-	-	0 /-	0 /-	-	0,00 /-



Распределение средней высоты и средней крутизны селевых бассейнов первого (а) и второго порядка (б)

Распределение длины и высоты истока селевых тальвегов первого (в) и второго (г) порядка

Рис. 4.3 Распределение морфометрических характеристик селевых бассейнов и тальвегов рассматриваемых горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики (условные обозначения: 1 – Хибины, 2 – Ловозерские тундры, 3 – Монче-, Чуна- и Волчьи тундры, 4 – хр.Оченырд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой, 5 – кряж Енганэпэ, 6 – хребты Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский, Харбейский).

Распределение средних значений экспозиции склонов в пределах бассейна среди рассматриваемых горных массивов неоднородно (рис. 4.4), однако, в целом для всех массивов отмечается высокая доля бассейнов, средняя экспозиция которых относится к ЮЗ, Ю и ЮВ.

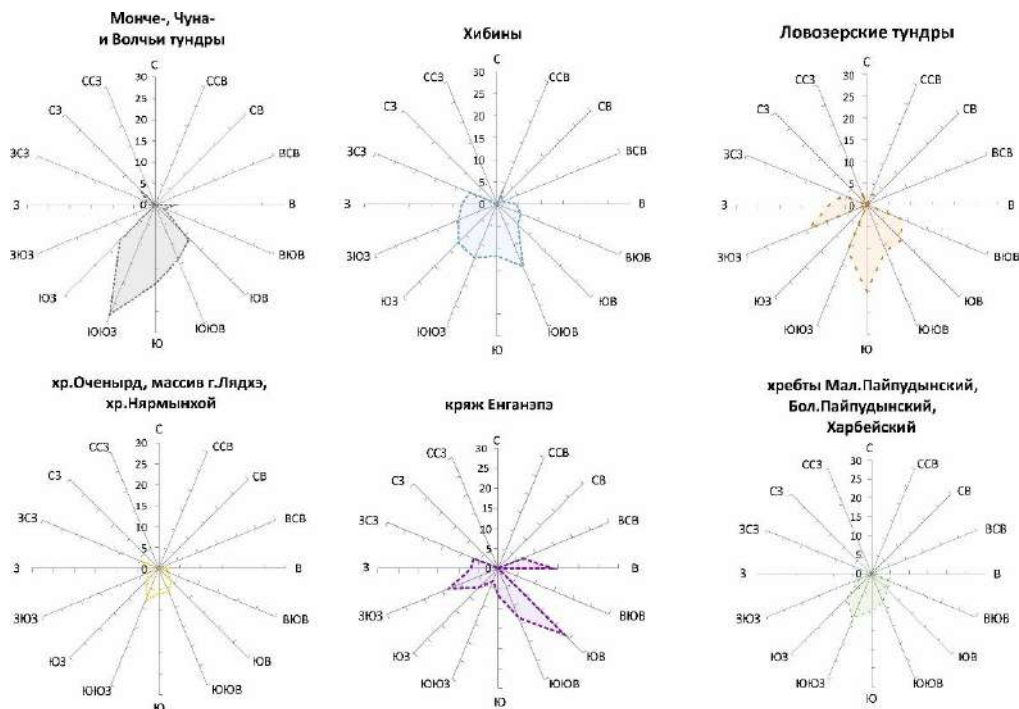


Рис. 4.4 Распределение средних значений экспозиции склонов селевых бассейнов ключевых горных массивов в %

Наиболее ярко это прослеживается в Монче-, Чуна и Волчьих тундрах, на территории хр. Оченырда, массива г. Лядхэ и хр. Няръмынхой и в районе Мал.Пайпудынского, Бол.Пайпудынского и Харбейского хребтов (указанную экспозицию имеют более 70 % бассейнов). В Хибинских и Ловозерских тундрах и на территории кряжа Енганэпэ доля бассейнов этой экспозиции несколько ниже - чуть более 50 %. Преобладание бассейнов ЮЗ, Ю и ЮВ экспозиции свидетельствует о значении условий снеготаяния для развития селевого процесса. В то же время, например, в Хибинских, Ловозерских тундрах, на кряже Енганэпэ и в районе массива г.Лядхэ наблюдаются бассейны северной экспозиции с конусами выноса большой площади. По-видимому, на функционирование таких бассейнов оказывают влияние иные причины.

Практически для всех селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики установлены формы аккумулятивного селевого рельефа - конусы выноса или внутрибассейновые зоны аккумуляции. По морфологической выраженности достаточно четко удается отделить относительно молодые зоны селевой аккумуляции от существенно более древних образований. Несмотря на практическое отсутствие современной селевой аккумуляции в пределах последних, характерная морфология (выпуклая в поперечном и продольном профиле форма, радиально расходящиеся каналы стока, выраженные в виде ложбин либо V-образных логов), позволяет четко дешифровать их границы и отделять их от существенно более мелких (площадью на 1-2 порядка меньше), но хуже освоенных растительностью современных и молодых образований.

Максимальные площади молодых зон аккумуляции бассейнов первого порядка (до 0,4 кв. км) наблюдаются на северном ключевом участке Полярного Урала (хр. Оченырда, массив г.Лядхэ, хр.Няръмынхой – бассейны № 8, 9, 11, 12, 16, 32, 33), минимальные – в пределах Монче-, Чуна- и Волчьих тундр (до 0,05 кв. км, рис. 4.5). В горах Кольского полуострова интенсивная современная селевая аккумуляция в пределах конусов выноса характерна для бассейнов, расположенных на бортах крупных троговых долин - Малой Белой, Кунийока, Кукисийока (в таких бассейнах у подножия бортов главной долины образуются конусы выноса площадью до 0,07-0,09 кв. км). В бассейнах второго порядка наибольшую площадь молодые зоны аккумуляции имеют в Хибинах и на северном ключевом участке Полярного Урала (до 0,5 кв. км), наименьшую – в Ловозерских тундрах и в пределах Малого и Большого Пайпудынского и Харбейского хребта (менее 0,1 кв. км). У бассейнов третьего порядка молодые зоны аккумуляции наблюдаются лишь в Хибинах, их площади невелики – до 0,1 кв.км. Молодые зоны аккумуляции в бассейнах второго и третьего порядка часто приурочены к внутридолинным зонам аккумуляции в местах впадения селеносных притоков, причем в Хибинах (бассейны № 22, 146, 147, 149) площадь конусов притоков может быть сопоставима с площадью основного молодого конуса выноса бассейна, а в основном русле могут наблюдаться лишь незначительные следы перемещения селевого материала. Для Полярного Урала подобная ситуация в целом менее характерна – самые крупные конусы выноса селевых притоков характерны для бассейнов западного макрослона Харбейского хребта (№ 49, 51, 55) и правобережья Малой Пайпудыны (бассейн № 2), но их площадь не превышает 0,02 кв. км.

Максимальные площади древней селевой аккумуляции в бассейнах первого порядка (до 1,5-1,8 кв. км) 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 (рис. 4.5). Среди бассейнов второго порядка наибольшими площадями древних аккумулятивных тел характеризуются бассейны Хибин (до 2,6 кв. км) и кряжа

Енганэпэ (до 1,6 кв. км). В других горных сооружениях площади древних аккумулятивных образований в бассейнах второго порядка не превышают 0,6 кв. км, а на северном ключевом участке Полярного Урала они и вовсе составляют не более 0,03 кв.км. В бассейнах третьего порядка площадь древних аккумулятивных тел не превышает 0,4 кв. км.

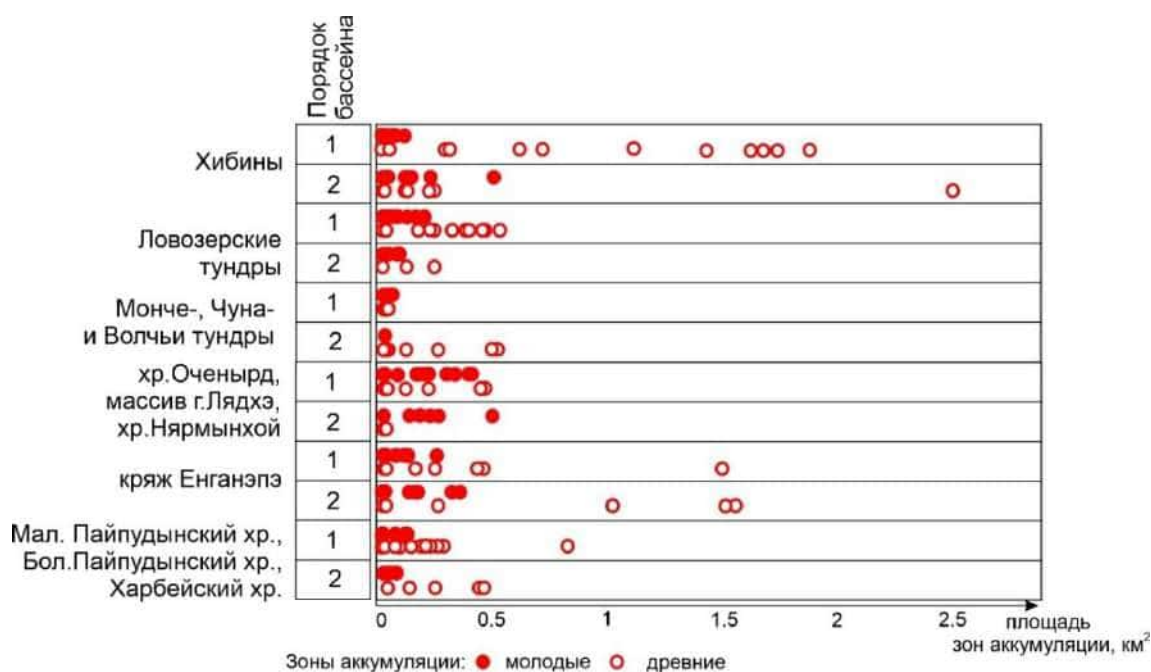


Рис. 4.5 Распределение площадей селевой аккумуляции в ключевых горных массивах Европейского сектора Российской Субарктики

В пределах крупных древних конусов современная селевая деятельность нередко канализирована в относительно молодых эрозионных врезках (бассейн Маннепахкуая (№ 3) в Хибинах, Сенгисйока (№ 6) в Ловозерских тундрах, бассейны № 23-27 кряжа Енганэпэ, № 6-9 на Малом Пайпудынском хребте), в результате чего свежие селевые наносы могут выноситься на такие же расстояния, что и древние, однако аккумуляроваться в гораздо более узкой полосе вдоль русла. Сохранность внутрибассейновых и устьевых аккумулятивных форм селевого рельефа свидетельствует о снижении мощности селевых потоков в бассейнах на послеледниковом этапе их развития – в противном случае аккумулятивные тела были бы размыты.

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).

Иногда у ныне селеносных долин отсутствуют древние аккумулятивные формы. Например, на востоке северного склона Хибин это может быть связано с изначально чрезвычайно пересеченным рельефом предгорной равнины. Многочисленные

тектонические ущелья и крупные эрозионно-тектонические формы перехватывали и канализировали селевые выбросы, не позволяя формироваться подгорной аккумулятивной равнине. Однако здесь есть небольшие молодые селевые тела: совершенно незакрепленные еще растительностью валунные конусы (бассейн № 12) и в разной степени заросшие мохово-лишайниковым покровом и даже древесной растительностью образования (рис. 4.6).

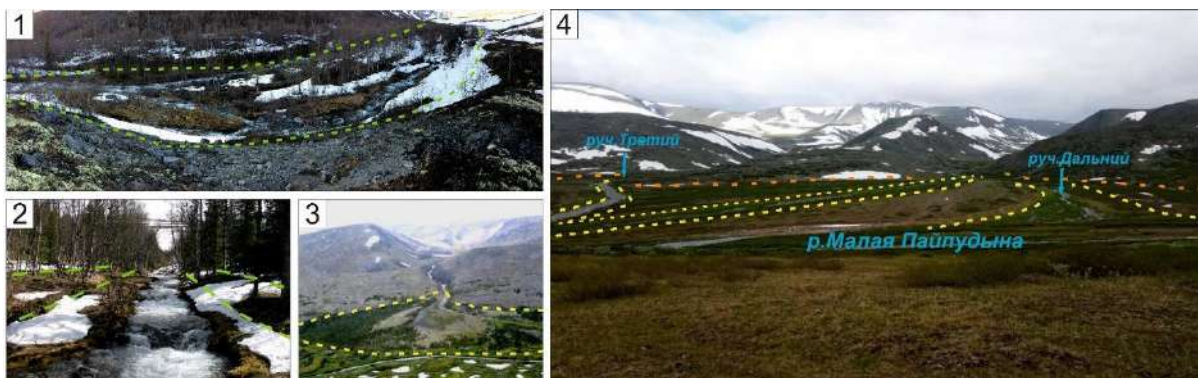


Рис. 4.6 Селевой аккумулятивный рельеф в бассейнах ключевых участков гор Европейского сектора Российской Субарктики:

1 - частично освоенная растительностью внутридолинная зона аккумуляции в бассейне руч. Азимут (№ 4, Ловозерские тундры), фото А.Л.Гуринова; 2 - селевые гряды в пределах древнего конуса выноса Ангуайока (бассейн № 5, Ловозерские тундры), пунктирной линией отмечены тыловые швы гряд, фото А.Л.Гуринова; 3 - вид на селевой бассейн № 28 на северо-восточном фесе массива Енганэпэ, источник: <http://oopt.aari.ru>; 4 - 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 современных конусов выноса, оранжевым – древних), фото автора.

Можно констатировать логичное соотношение между совокупными размерами разновозрастных аккумулятивных селевых образований и площадями бассейнов в горах Кольского полуострова. Наиболее крупные конусы и внутридолинные аккумулятивные тела отмечаются у самых больших и сложно устроенных селевых бассейнов (№ 3, 4, 5, 6, 13 в Ловозерских тундрах), где площади древних конусов могут превышать 2-4 кв. км и соизмеримы с площадями самих бассейнов. Сложно говорить о соответствии площадей конусов выноса и бассейнов для Полярного Урала: например, в пределах кряжа Енганэпэ у бассейна № 1 площадью более 30 кв. км и у бассейнов № 24 и 27 площадью 2,6 и 13,7 кв. км конусы выноса имеют сходие площади порядка 1,5-1,7 кв. км. Схожая картина характерна для Малого и Большого Пайпудынского хребта.

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 селевые очаги 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 сравнительно больших высотах (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. Причина этого, предположительно, в том, что 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 трюги, 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 может свидетельствовать о разных механизмах селеформирования. При высоких уклонах на первый план выходит гравитационный механизм, при котором движение снега, составляющего большую часть селевой смеси, происходит под воздействием силы тяжести. При сравнительно небольших уклонах селевой перенос материала возможен при гидронапорном механизме, когда поток формируется вследствие прорыва водотоком снежной плотины в русле (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).

Распределение средней экспозиции по селевым бассейнам изучаемых горных массивов согласуется с представлениями о значимой роли условий таяния снежного покрова для селей Субарктики. Значимо преобладают бассейны, тяготеющие к ЮЗ, Ю и ЮВ экспозиции, в которых, при прочих равных условиях, быстрее происходит таяние снега.

Сравнительно большие площади молодой аккумуляции в Хибинских и Ловозерских тундрах на Кольском полуострове и в пределах хр. Оченырда, массива г. Лядхэ, хр. Нямынхой и кряжа Енганэпэ на Полярном Урале указывают на более высокую 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 бывает сложно выделить отчетливые генерации, сформированные во время одного селевого события. Площадь древних зон аккумуляции позволяет судить о совокупности относительно близко по времени расположенных событий разной мощности. Учитывая это допущение, соотношение размеров молодых и древних аккумулятивных тел и их взаимное расположение указывает на направленное снижение мощности селей в рассматриваемых горных сооружениях с начала формирования селевого рельефа на этапе деградации последнего обширного оледенения до настоящего времени. 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 кв. км в бассейне Малой Белой в Хибинах (Гаранкина, Лукашов, 2018) или о единовременном выносе водоснежным потоком смеси снега и обломков объемом 500 тыс. куб. м в бассейне р. Большая 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.

Одна из важных количественных характеристик, формально отражающих вклад селей в формирование облика долин – доля от площади их днищ, занятая селевым рельефом. В пределах изученных массивов ее характерные значения варьируют от 3 до 8 % (табл. 4.5). Это связано с тем, что селевые потоки прорабатывают пойменно-русловой и террасовый комплекс в долинах, в то время как остальная часть их днища - вне селевого воздействия. Наименьшую долю площади селевой рельеф занимает в пределах северного ключевого участка на Полярном Урале и в районе Малого Пайпудынского, Большого Пайпудынского и Харбейского хребта. В рассматриваемых горных массивах Кольского полуострова доля селевого рельефа занимает от 4 до 8 % площади днищ долин. Аномально большая доля днищ долин селевым рельефом занята в пределах кряжа Енганэпэ – она составляет более 50 %. Столь крупные по площади зоны аккумуляции, зачастую относящиеся не к самым крупным по площади бассейнам, возникли из-за наиболее длительного послеледникового этапа развития долин среди всех ключевых массивов.

Таблица 4.5

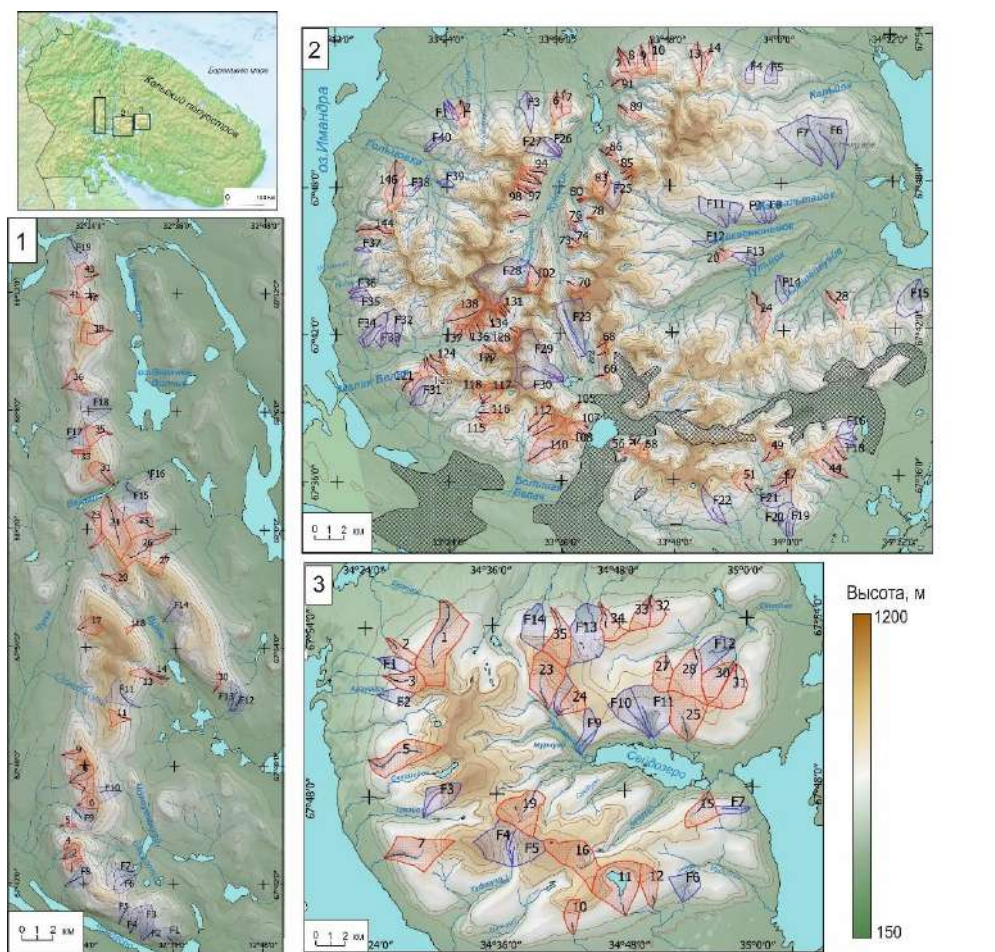
Доля площади селевого рельефа в общей площади днищ горных долин массивов

Морфометрический показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр.Оченырд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмышхой	кряж Енганэпэ	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский
Суммарная площадь днищ горных долин, кв.км	263,02	75,16	71,51	218,52	18,22	193,93
Суммарная площадь селевого рельефа, кв.км	15,34	5,71	3,14	6,47	9,78	6,05
Доля площади долин, занятая селевым рельефом, %	5,69	7,59	4,39	2,96	53,68	3,12

Для проверки гипотезы о значимости морфометрических параметров водосборного бассейна как ключевого фактора селеформирования было решено статистически оценить значимость морфологических различий селеносных бассейнов и бассейнов, не несущих

следов селевой переработки. Для случайных бесповторных выборок селевых и неселевых бассейнов первого порядка каждого из рассматриваемых горных участков (рис. 4.7, 4.8, Приложение Д) был выполнен статистический анализ распределения водосборных площадей бассейнов (рис. 4.9), уклонов водотоков (рис. 4.10) и отношения ширины бассейна к его длине (рис. 4.11).

Распределение водосборных площадей в селевых и неселевых бассейнах рассматриваемых горных массивов различается. В Хибинах, Монче-, Чуна и Волчьих тундрах, в пределах кряжа Енганэпэ и в районе Мал. Пайпудынского, Бол. Пайпудынского и Харбейского хр. селевые бассейны с целом характеризуются меньшими водосборными площадями, чем неселевые. В Ловозерских тундрах наблюдается обратная ситуация, в то время как в пределах хр. Оченырда, массива г. Лядхэ и хр. Нярымной у селевых и неселевых бассейнов близкие по размерам водосборные площади.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | |
|--|--|
| <p>Бассейны первого порядка</p> <ul style="list-style-type: none"> селевые без селепроявлений <p>Водотоки первого порядка</p> <ul style="list-style-type: none"> селеносные без селепроявлений | <p>Прочие обозначения</p> <ul style="list-style-type: none"> водотоки озера антропогенно преобразованные территории изогипсы |
|--|--|

Рис. 4.7 Бассейны первого порядка гор Кольского полуострова, учтенные в статистическом анализе. Номера селевых бассейнов приведены по Каталогу (Приложение В, ч. В1-В3)

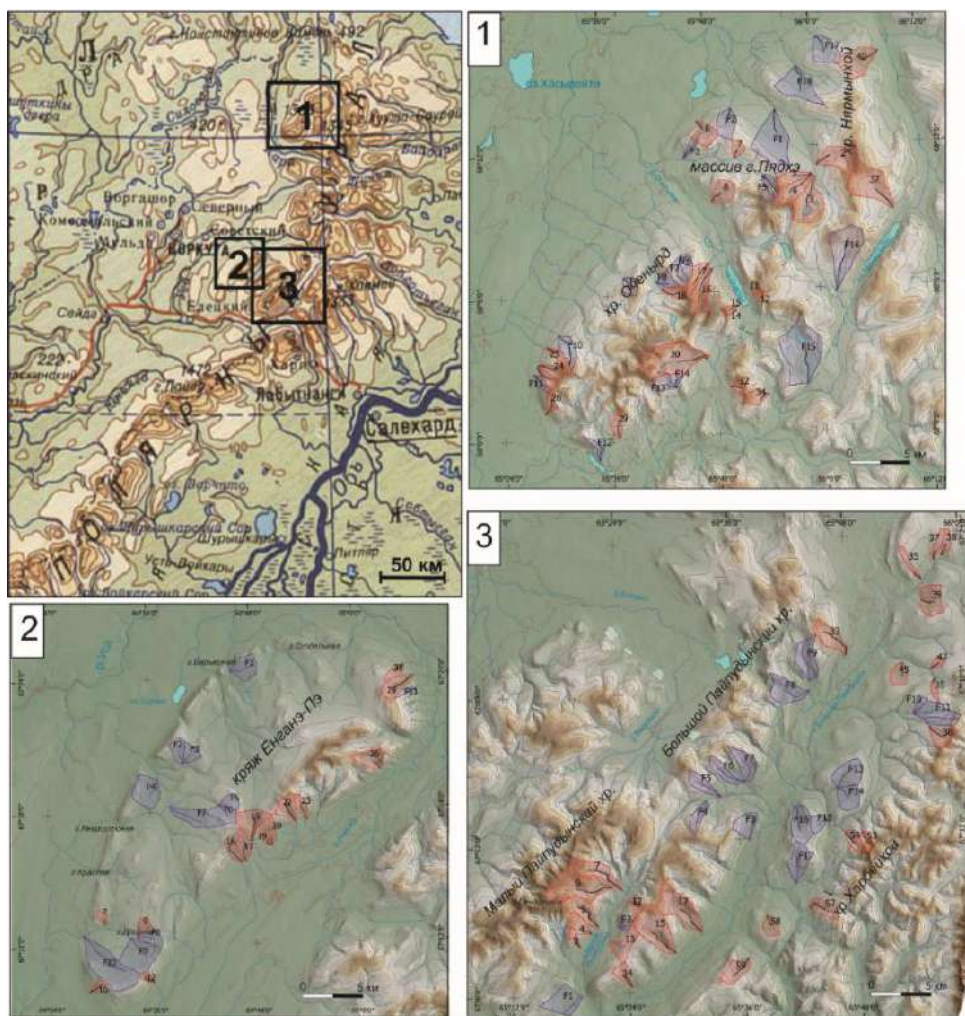


Рис. 4.8 Бассейны первого порядка на Полярном Урале, учтенные в статистическом анализе. Номера селевых бассейнов приведены по Каталогу (Приложение В, ч В4-В6). Условные обозначения см. рис. 4.7

Распределение уклонов в селевых водотоках первого порядка демонстрирует, что для более чем 90% селевых бассейнов Хибин и Монче, Чуна- и Волчьих тундр характерен уклон водотока более 100%. На ключевых участках Полярного Урала более чем половина селевых водотоков на каждом участке характеризуется уклоном более 100 %, в то время как от 40 до 60% неселевых водотоков имеют меньшие уклоны. Эти данные подтверждают результаты В.Ф. Перова и соавторов (Водоснежные..., 2001), в соответствии с которыми водотоки Хибин с уклонами более 100 % считались благоприятными для возникновения водоснежных потоков. В то же время в Ловозерских тундрах уклонами более 100 % характеризуются только около 70 % селевых водотоков, что может свидетельствовать о более значимой роли гидронапорного механизма при возникновении водоснежных потоков в этом массиве. При этом статистически значимые различия между уклонами селевых и неселевых водотоков установлены только для Хибин, Монче-, Чуна- и Волчьих тундр и северного ключевого участка Полярного Урала (хр. Оченырда, массив г. Лядхэ, хр. Нямынхой). Для рассматриваемых показателей в выбоках бассейнов этих территорий рассчитанное значение t-критерия существенно превышает критическое, а двойная ошибка разности средних меньше модуля разности средних.

В целом практически все бассейны в рассматриваемых горных сооружениях (и селевые, и неселевые) характеризуются удлиненными плановыми очертаниями (за исключением около 5 % бассейнов Ловозерских тундр и около 10 % бассейнов кряжа Енганэпэ). Статистически значимые различия в распределении отношения ширины бассейна к его длине установлены только для Монче-, Чуна- и Волчих тундр.

Таблица 4.5

Количественные меры различия селевых и неселевых бассейнов первого порядка (серым цветом залиты ячейки, значения в которых указывают на существенные различия между выборками)

Параметр	t-критерий Стьюдента ($\alpha = 0,05$)		Модуль разности средних	Двойная ошибка разности средних
	Модуль рассчитанного t-критерия	t _{крит} (при двустороннем распределении)		
Хибинские тундры (n _c =72, n _n =40)*				
Площадь водосбора	2,79	2,01	0,99	0,72
Уклон водотока	5,54	1,98	134,08	60,55
V/L	0,17	1,984	0,01	0,05
Ловозерские тундры (n _c =22, n _n =14)*				
Площадь водосбора	0,99	2,04	0,07	1,35
Уклон водотока	1,67	2,059	45,517	54,39
V/L	0,32	2,04	0,04	0,17
Монче-, Чуна- и Волчи тундры (n _c =31, n _n =19)*				
Площадь водосбора	1,27	2,01	0,64	1,01
Уклон водотока	3,24	2,01	57,41	35,44
V/L	2,04	2,01	0,09	0,09
хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой (n _c =24, n _n =18)*				
Площадь водосбора	0,32	2,04	0,29	1,80
Уклон водотока	2,09	2,05	93,34	89,09
V/L	0,53	2,04	0,06	0,24
Кряж Енганэпэ (n _c =14, n _n =11)*				
Площадь водосбора	1,95	2,18	1,72	1,77
Уклон водотока	1,10	2,101	28,78	52,16
V/L	1,46	2,18	0,21	0,28
Хребты Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский, Харбейский (n _c =23, n _n =17)*				
Площадь водосбора	0,39	2,03	0,19	0,96
Уклон водотока	1,30	2,04	30,90	47,50
V/L	0,41	2,02	0,03	0,13

* n_c – количество селевых бассейнов в выборке, n_n – количество неселевых бассейнов в выборке

Результаты проведенного статистического анализа не позволяют сделать однозначного вывода о существовании статистически значимых различий у рассмотренных морфометрических параметров для селевых и неселевых бассейнов изучаемых горных массивов. Судя по рассчитанным параметрам, на Кольском полуострове в Хибинских, Чуна-, Монче- и Волчих тундрах уклон водотока можно считать значимым параметром для селеобразования. В Ловозерских тундрах, по-видимому, уклон водотока имеет меньшую роль – вероятнее всего, более существенное влияние оказывает лавинная активность на бортах долин, опирающихся на селеносный тальвег, либо характер распределения рыхлых отложений. Площадь водосбора может считаться значимым морфометрическим параметром для селеобразования только в Хибинах, однако селевые бассейны в пределах этого массива по площади уступают неселевым, что заставляет сомневаться в определяющей роли площади водосбора для селеформирования. На Полярном Урале статистически значимые различия в распределении уклонов селевых и неселевых водотоков наблюдаются только для ключевого участка на севере Полярного Урала. В двух других районах решающую роль, по-видимому, играют иные характеристики бассейнов – в первую очередь, запасы рыхлых отложений и скорости их возобновления.

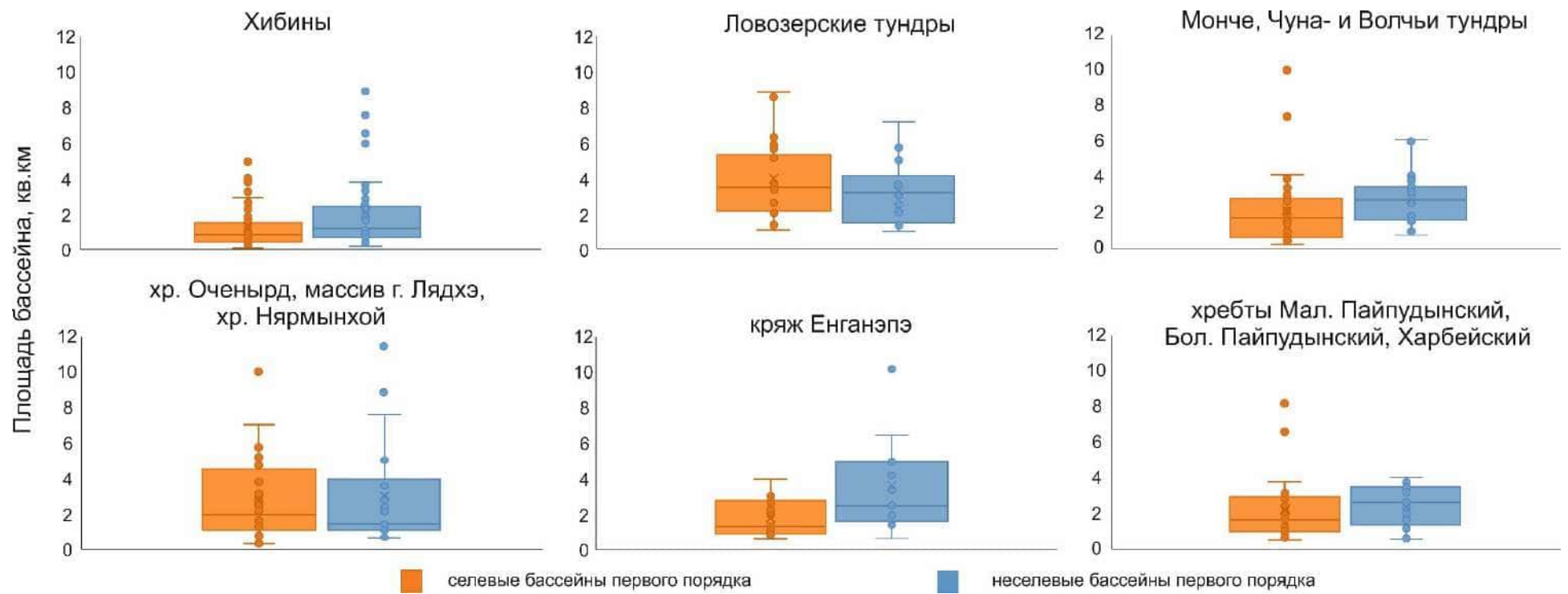


Рис. 4.9 Распределение площадей селевых и неселевых бассейнов первого порядка в ключевых горных массивах

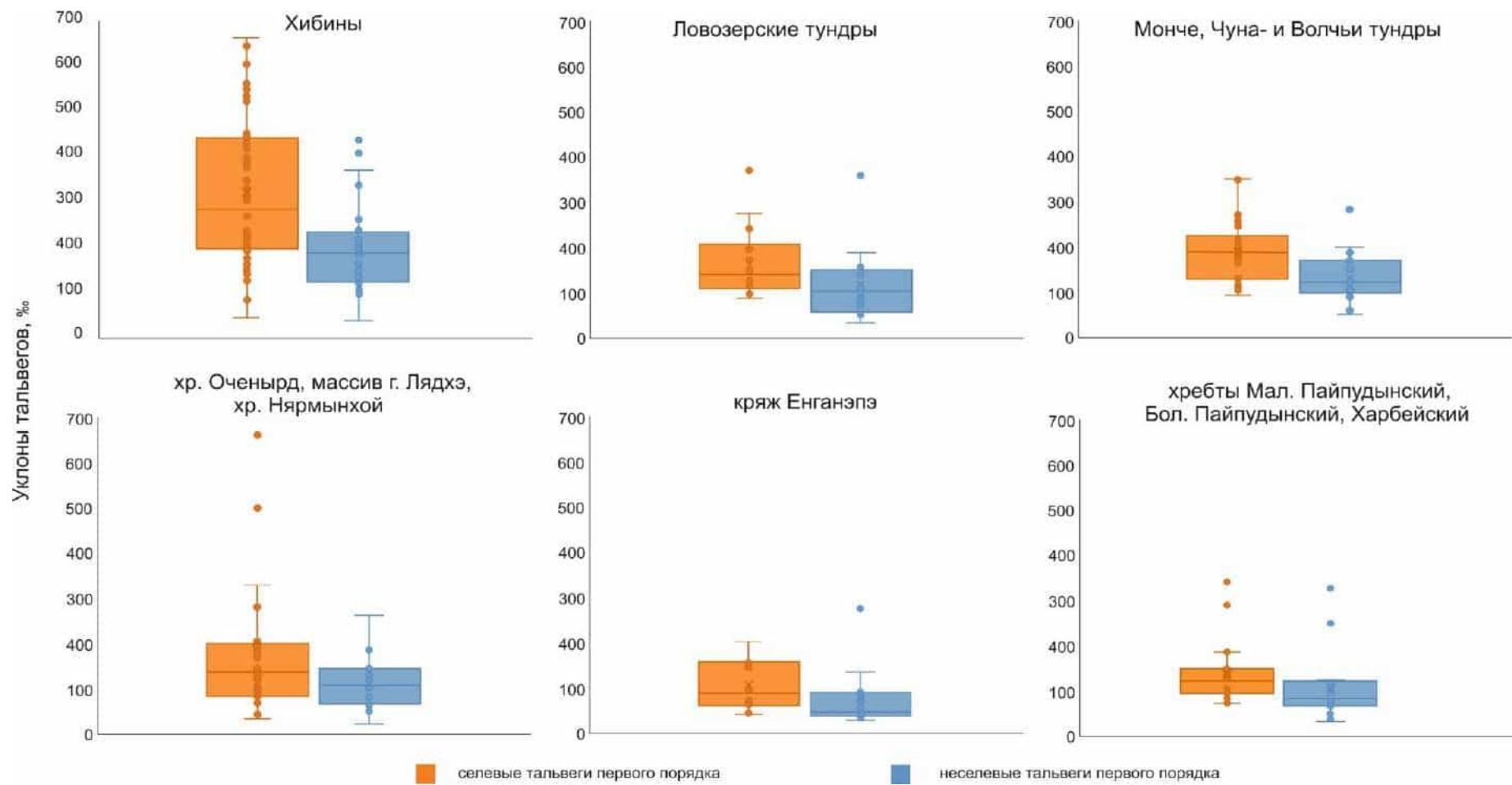


Рис. 4.10 Распределение уклонов селевых и неселевых тальвегов первого порядка в ключевых горных массивах

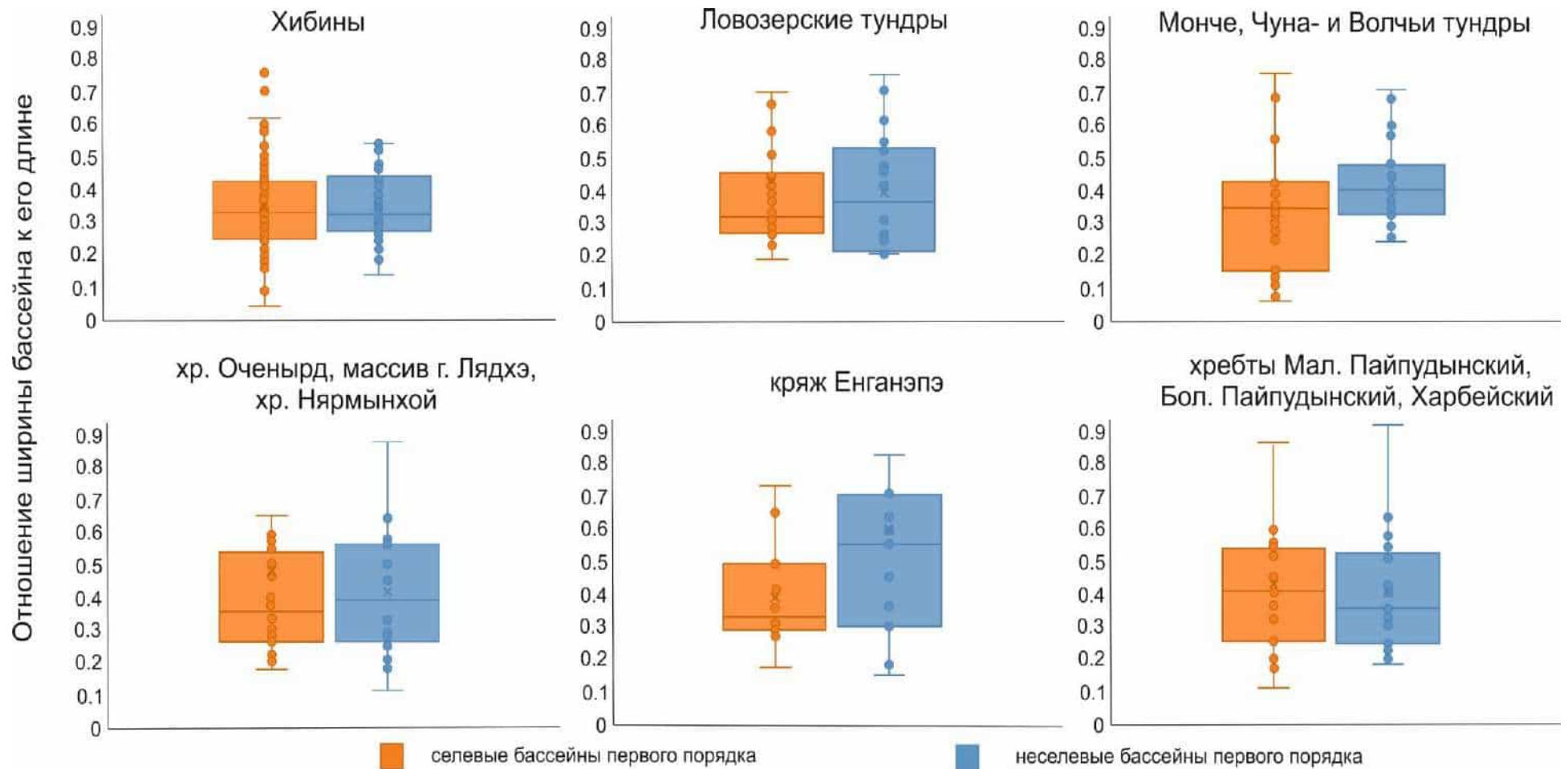


Рис. 4.11 Распределение отношения ширины бассейна к его длине для селевых и неселевых бассейнов первого порядка в ключевых горных массивах

4.2 Типы селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики

Селевые бассейны гор Европейского сектора Российской Субарктики в зависимости от их геоморфологического строения, представлены пятью типами (табл. 4.6, рис. 4.12, 4.13):

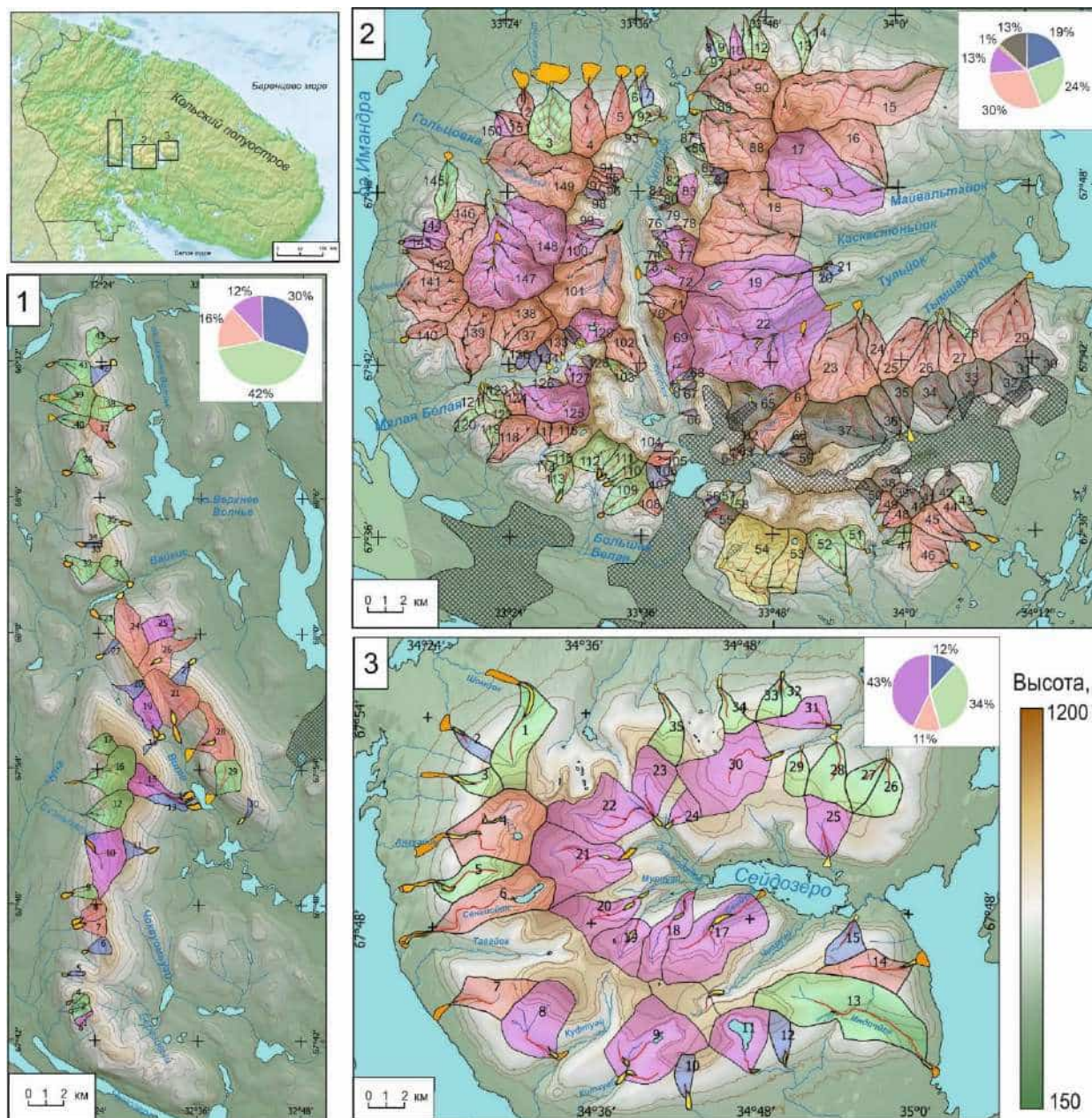
Таблица 4.6
Типы селевых бассейнов
по геоморфологическому строению

Тип	Характеристика геоморфологического строения
I	Эрозионные врезы на внешних тектоно-денудационных склонах горных массивов и бортах крупных троговых долин с примыкающими приводораздельными склонами
II	Эрозионные долины постоянных водотоков, лишённые значительной ледниковой переработки, с примыкающими приводораздельными склонами
III	Кары, цирки и трогги, в послеледниковое время подвергшиеся значительному преобразованию флювиальными процессами, с примыкающими приводораздельными склонами
IV	Кары, цирки и трогги слабо флювиально переработанные с примыкающими приводораздельными склонами
V	Эрозионные долины постоянных водотоков, сочленённые с тектоническими ущельями и рвами, с примыкающими приводораздельными склонами

В рассмотренных горных массивах Кольского полуострова все разнообразие выделенных типов селевых бассейнов представлено только в Хибинах (рис. 4.13), на рассматриваемых участках Полярного Урала – на территории хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой и в районе Малого и Большого Пайпудынского и Харбейского хр.

Преобладающие типы селевых бассейнов на рассматриваемых ключевых участках различаются. Бассейны II типа доминируют в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах (42%) и в районе Малого и Большого Пайпудынского и Харбейского хр. (54 %). Бассейны III типа доминируют в Хибинах (30 %), на территории хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой (30 %) и на территории кряжа Енганэпэ (57 %). Бассейны IV типа доминируют лишь в Ловозерских тундрах (43 %), однако они тоже достаточно широко распространены на территории хр. Оченьрд, массива г. Лядхэ и хр. Нярмынхой (28 %).

На территории всех исследуемых участков достаточно широко распространены бассейны I типа – они составляют от 12 %, как в Ловозерских тундрах и районе Малого и Большого Папудынского и Харбейского хр., до 30 % всех селевых бассейнов, как в Монче, Чуна-и Волчьих тундрах. Бассейны V типа отсутствуют в Монче-, Чуна- и Волчьих и в Ловозерских тундрах, на других участках к этому типу обычно относятся не более трех бассейнов. Примечательно, что только на территории кряжа Енганэпэ отсутствуют бассейны IV типа. Возможно, это связано с наиболее продолжительной послеледниковой историей развития этого участка.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Типы селевых бассейнов

I II III IV V антропогенно преобразованные селевые бассейны

Прочие обозначения

зоны селевого транзита озера
 молодые конусы выноса и внутренние дельты водотоки
 древние конусы выноса антропогенно преобразованные территории

Рис. 4.12 Типы селевых бассейнов по геоморфологическому строению и их распределение, горы Кольского полуострова (1 – Чуна, Монче- и Волчи тундры, 2 – Хибинские тундры, 3 – Ловозерские тундры). Номера бассейнов приведены в соответствии с Каталогом (Приложение В, ч. В1-В3).

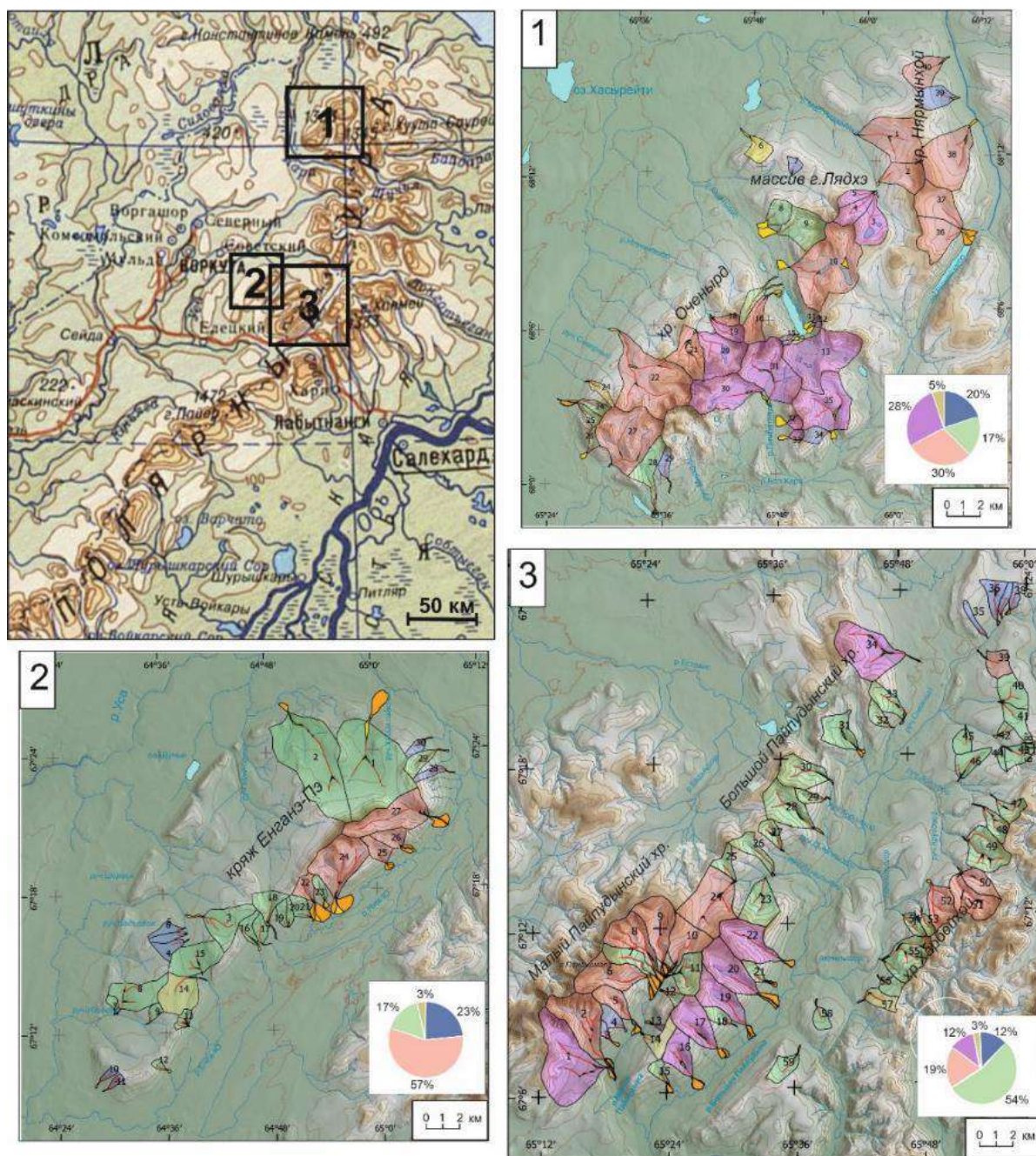


Рис. 4.13 Типы селевых бассейнов по геоморфологическому строению и их распределение в пределах ключевых участков Полярного Урала (1 – хр. Оченырда, массив г. Лядхэ, хр. Нямынхой, 2 – кряж Енганепэ, 3 – хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский). Номера бассейнов приведены в соответствии с Каталогом (Приложение В, ч. В4-В6). Условные обозначения – см.рис. 4.11

В соответствии с результатами типизации селевых бассейнов изучаемых территорий были выбраны типовые бассейны для более детального изучения их внутреннего устройства и соотношения геоморфологического строения и морфодинамических зон (табл. 4.7).

Таблица 4.7
Типовые селевые бассейны

Тип бассейна	№*(часть каталога)	Название главного водотока
I	Ловозерские тундры	
	10 (B2)	ручей б/н
	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский	
II	4 (B6)	ручей б/н
	Хибинские тундры	
	122 (B1)	Алявумйок
III	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский.	
	15 (B6)	Березовый
	Ловозерские тундры	
IV	6 (B2)	Сенгисйок
	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский	
	8 (B6)	Третий
V	Ловозерские тундры	
	17(B2)	Сейдуай
	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский	
VI	16(B6)	Волчий
	Хибинские тундры	
	54 (B1)	Айкуайвеньок
VII	Хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский	
	8 (B6)	Олений

* нумерация бассейнов приведена в соответствии с каталогом селевых бассейнов, Приложение В

Тип I – эрозионные врезы на внешних тектоно-денудационных склонах горных массивов и бортах крупных троговых долин с примыкающими водораздельными склонами.

Селевая деятельность в бассейне ручья б/н (№ 10, Ловозерские тундры) осуществляется в верховьях долины временного водотока (рис. 4.14). В верхней части бассейна к водораздельной поверхности примыкает водосборная воронка U-образного поперечного профиля площадью около 0,4 кв. км и глубиной до 40 м в основании, представляющая собой селевой очаг. В основании воронки начинается зона транзита селевого потока длиной около 0,8 км, представленная врезом теснинообразного образного поперечного профиля глубиной 3-4 м, шириной по бровкам 20-30 м, по днищу 10 м. Ниже по течению глубина вреза увеличивается до 20-25 м, ширина по бровкам достигает 100-120 м, по днищу 50 м (рис. 4.16а). Продольный профиль в зоне транзита – прямой, средний уклон тальвега составляет около 190 ‰ (рис. 4.16б). Отложения материала в пределах транзитной зоны не происходит – отсутствуют зоны бокового заплеска и локальные расширения днища вреза. Разгрузка материала осуществляется у подножия фонового склона, образуется конус выноса площадью 0,05 кв. км (рис. 4.18). В пределах рассматриваемого селевого бассейна не наблюдается форм флювиального рельефа.

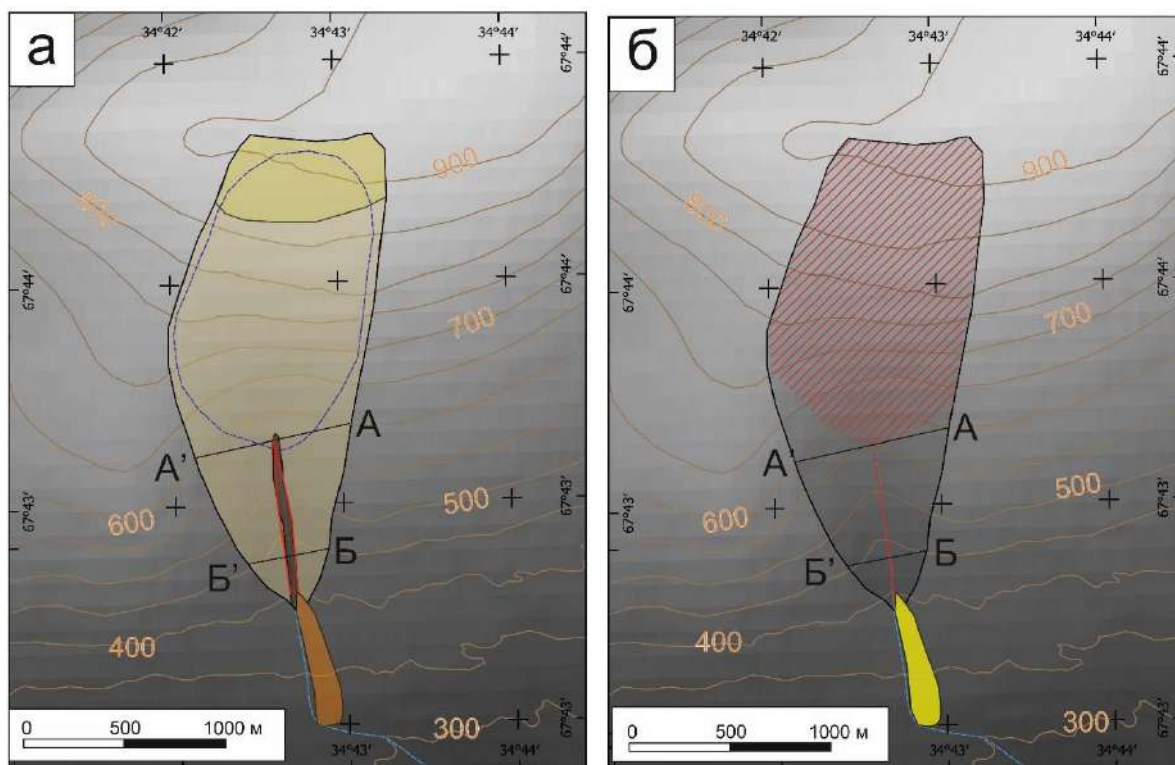


Рис. 4.14 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна ручья б/н (№10, Ловозерские тундры), условные обозначения - см. рис. 4.15

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

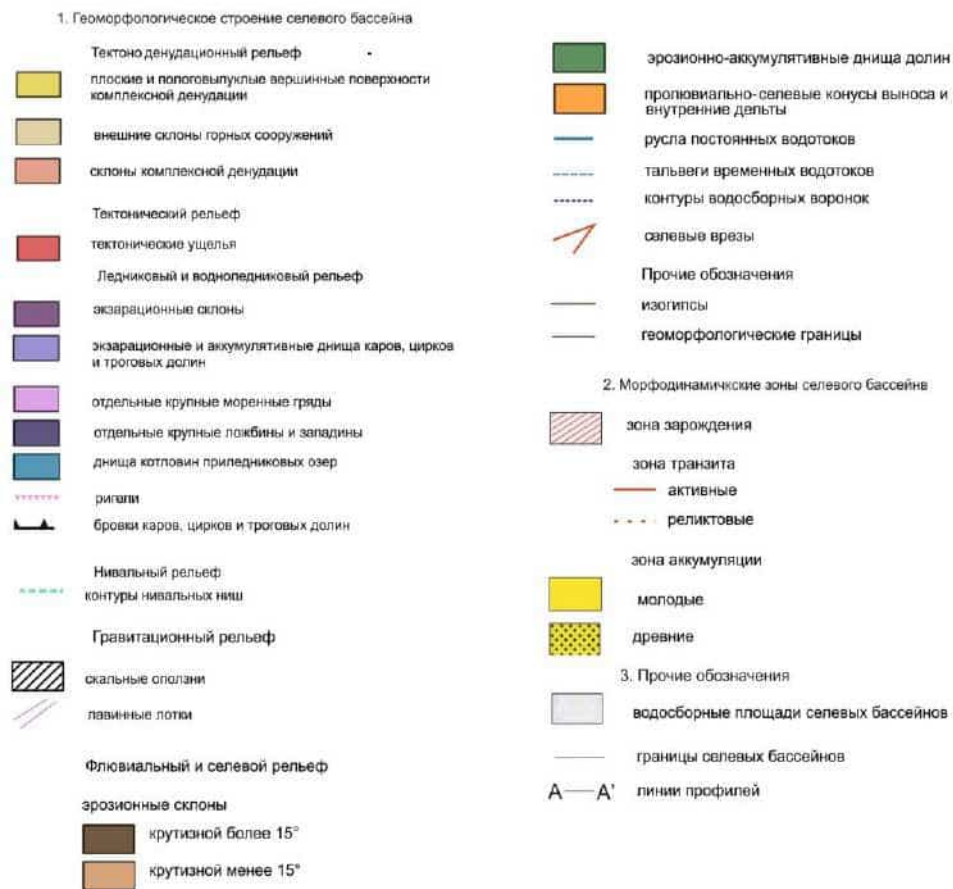


Рис. 4.15 Условные обозначения к геоморфологическим и морфодинамическим схемам типовых селевых бассейнов

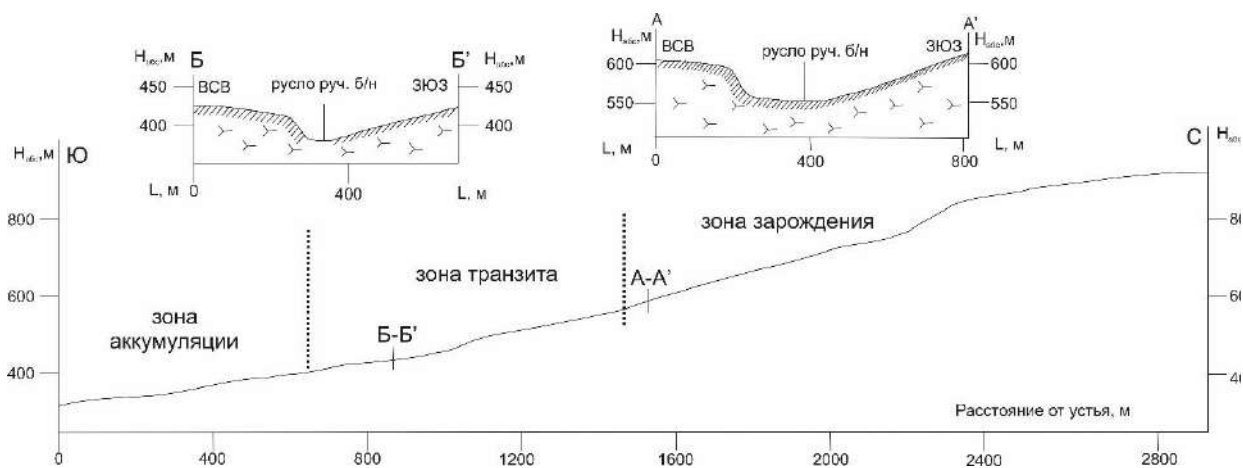


Рис. 4.16 Продольный и поперечные профили долины ручья б/н. Условные обозначения – см. рис. 4.17

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 4.17 Сводные условные обозначения к профилям

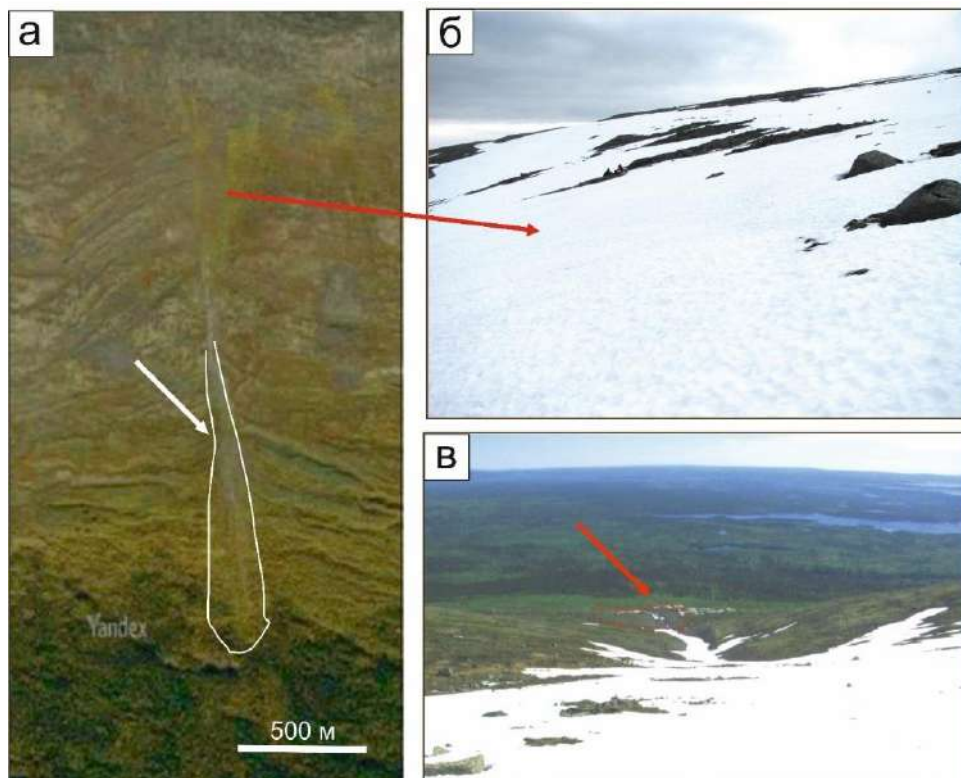


Рис. 4.18 Зоны зарождения (а, б – показана красной стрелкой) и аккумуляции (а – околонтурена и показана белой стрелкой, в – околонтурена и показана красной стрелкой) в бассейне ручья б/н № 10 в Ловозерских тундрах. Снимок ЯндексКарты, фото Ю.Р. Беляева.

В бассейне № 4 (Малый Пайпудынский хр.) зарождение селевого потока происходит в водосборной воронке U-образного поперечного профиля глубиной около 10-15 м и площадью 0,07 кв. км, расположенной на правом борту троговой долины р. Малой Пайпудыны (рис. 4.19). Непосредственно ниже перегиба склона начинается участок транзита длиной около 0,8 км, с прямым продольным и V-образным поперечным профилем, глубиной не более 10-12 м, шириной по днищу 2-3 м, по бровкам – до 10 м (рис. 14.20). При пересечении тылового шва днища трога участок транзита переходит в зону аккумуляции, представленную треугольным в плане конусом выноса общей площадью 0,027 кв. км (рис. 4.21). Молодая зона аккумуляции площадью 0,004 кв. км локализована в притальвежном участке конуса выноса, площадь древней зоны аккумуляции составляет 0,023 кв. км. Форм флювиального рельефа в пределах бассейна не наблюдается.

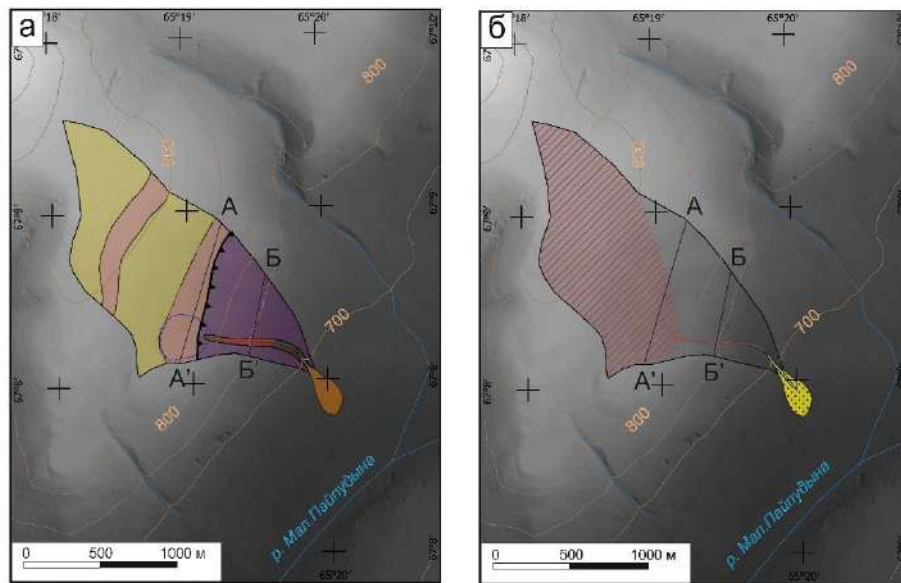


Рис. 4.19 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна ручья б/н (№ 4, Мал.Пайпудынский хр.), условные обозначения – см рис. 4.15

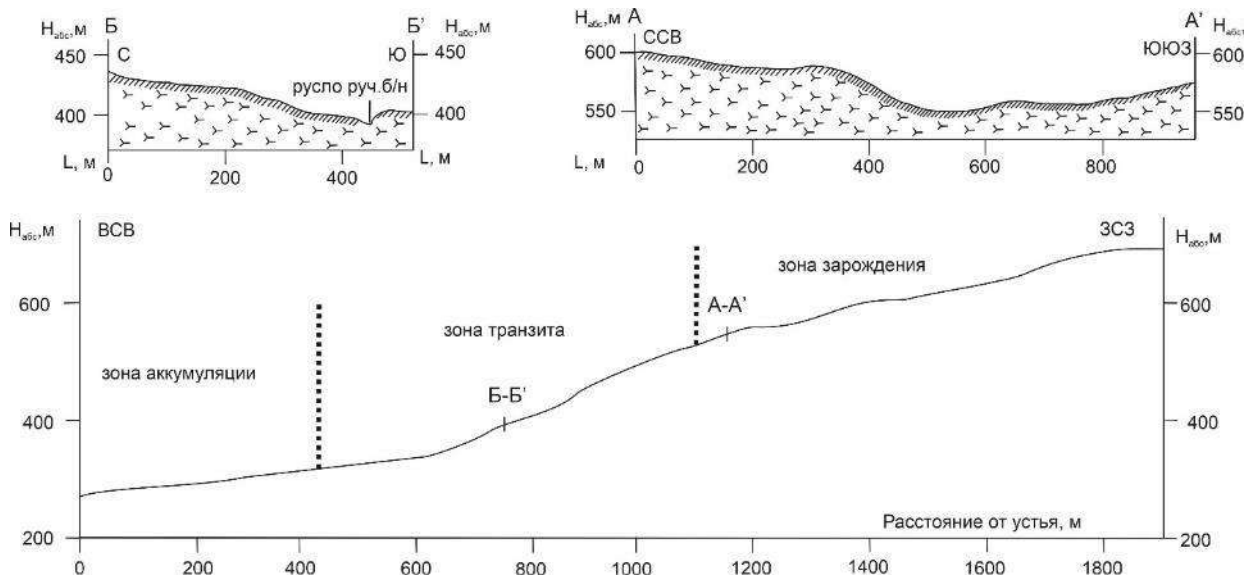


Рис. 4.20 Профили долины ручья б/н. Условные обозначения – см. рис. 4.17

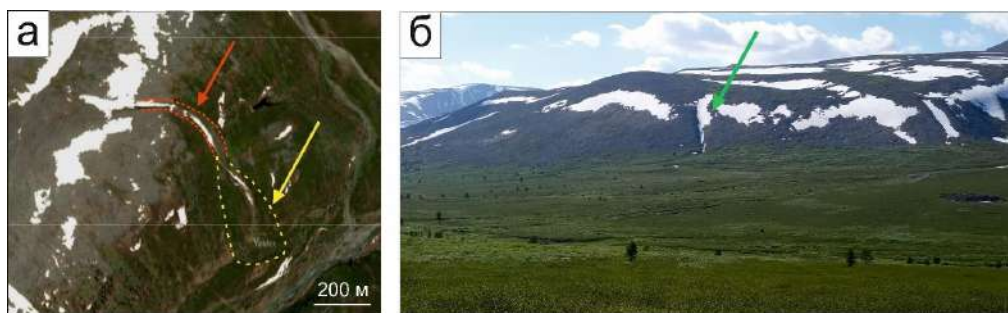


Рис. 4.21 Зона транзита (показана красной стрелкой) и аккумуляции (показана желтой стрелкой) и общий вид на бассейн № 4 (показан зеленой стрелкой) с противоположного борта долины Мал. Пайпудыны

Для всех бассейнов I типа характерно простое строение – зона зарождения, транзита и аккумуляции последовательно сменяют друг друга вниз по течению. Во всех селевых бассейнах этого типа роль селевого очага выполняет водосборная воронка. Длина тальвегов меняется от 0,4 до 1,5 км, их крутизна составляет от 120 до 300 ‰. Зоны транзита бассейнов этого типа, как и в ключевых бассейнах, морфологически выражены в виде V-образных либо теснинообразных врезов глубиной до нескольких метров. Зоны разгрузки морфологически выражены в виде конусов выноса, расположенных у подножия внешних тектоно-денудационного склонов горных массивов и в тыловых швах крупных троговых долин. Дальность выноса селевого материала меняется у разных бассейнов – от 0,01 до 0,8-1,1 км.

Тип II – эрозионные долины постоянных водотоков, лишённые значительной ледниковой переработки, с примыкающими приводораздельными склонами

Бассейн р. Алявумйок (Хибины) расположен в левобережной части бассейна р. Малой Белой. Зона зарождения представлена водосборной воронкой, вероятно, подработанной нивацией (рис. 4.22), U-поперечного профиля глубиной до 50 м. В верхнем течении поперечный профиль долины V-образный, с донным врезом глубиной от 6 до 8 м, шириной по бровкам 30-40 м, по днищу – первые метры. В среднем и нижнем течении поперечный профиль долины также V-образный, в днище наблюдается теснинообразный врез в более древние селевые отложения и на бортах наблюдаются наклонные вниз по долине террасы высотой до 8 над урезом (рис. 4.23). Продольный профиль долины в верхнем течении близкий к прямому, на участке транзита – ступенчатый, со значительными продольными уклонами. Уклоны и ступенчатость значимо возрастают в средней части долины на выходе из гор, где формируется участок скального русла (рис. 4.24б). Транзитная зона притока, прорезающего правый борт бассейна, представлена в виде трапециевидного в поперечном профиле вреза глубиной 3-4 м и шириной до 3-4 м по днищу и до 8-10 м по бровкам (рис. 4.24в).

Внутридолинная аккумуляция в бассейне р. Алявумйок представлена грядово-ложбинным конусом выноса его притока, наложенным на поверхность террасы на правом борту, и скоплением неокатанных глыб с поровым щебнисто-песчаным заполнением, залегающим в днище современного вреза ниже впадения правого притока (рис. 4.24в). Протяженность этой зоны аккумуляции составляет порядка 0,4 км. Устьевой конус выноса имеет сложное строение – прослеживаются относительно выровненные, выпуклые в поперечном профиле поля селевой аккумуляции (рис. 4.24г) и оконтуривающие эти поля

генерации ложбинно-грядового рельефа. В пределах бассейна р.Алявумйок не наблюдается форм флювиального рельефа, что свидетельствует о полном подавлении флювиальных процессов селевыми.

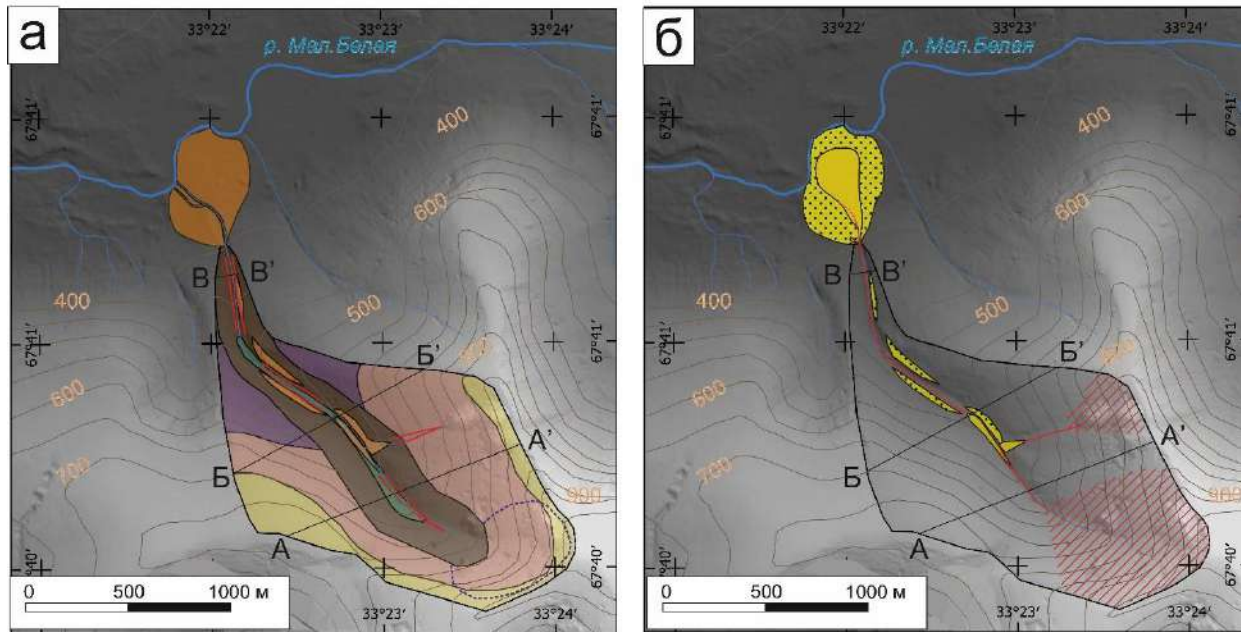


Рис. 4.22 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна р. Алявумйок (№124, Хибины), условные обозначения – см рис. 4.15

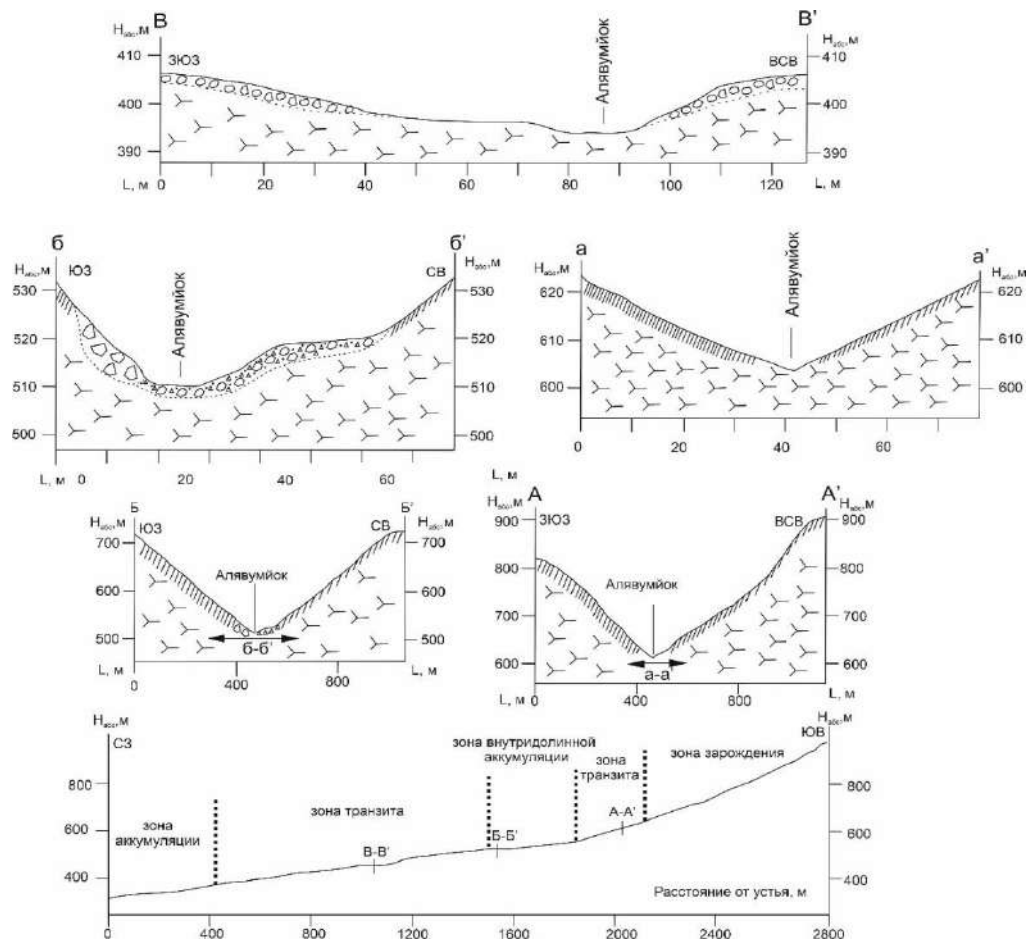


Рис. 4.23 Профили долины р.Алявумйок. Условные обозначения – см. рис. 4.17

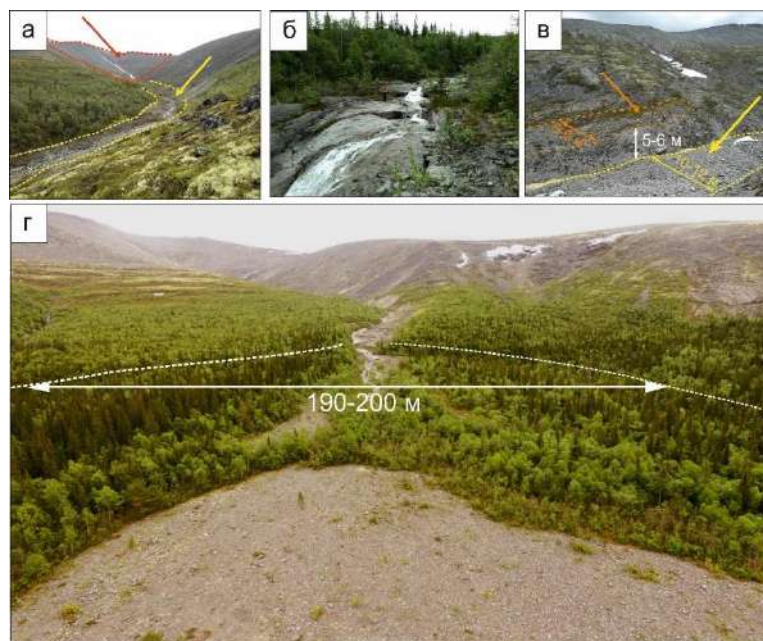


Рис. 4.24 Морфодинамические зоны бассейна Алявумйока: зарождения и транзита в верхнем течении (а), порожиисто-водопадный участок в зоне транзита в нижнем течении (б), внутридолинная зона аккумуляции, расположенная в створе террасы правого борта, фото (в); вид на бассейн Алявумйока (г), на переднем плане – поле аккумуляции на конусе выноса в начальной стадии зарастания (а, б, в - фото автора, г - фото с БПЛА выполнено В.Р. Беляевым).

Бассейн руч. Березового (№ 15, Бол.Пайпудынский хр.) расположен на правом борту долины р. Большой Пайпудыны (рис. 4.25). Зона зарождения представлена водосборной воронкой U-образного поперечного профиля площадью около 0,6 кв. км, расположенной в пределах вершинной поверхности Бол.Пайпудынского хр. В основании этой воронки начинается транзитный участок бассейна, представленный эрозионным врезом длиной около 0,7 км, прорезающим прибрежную часть вершинной поверхности хребта и борт троговой долины. В верхней части бассейна этот врез имеет V-образный поперечный профиль, его ширина по бровкам достигает 150 м, по днищу – 20-30 м (рис. 4.26, 4.27а).

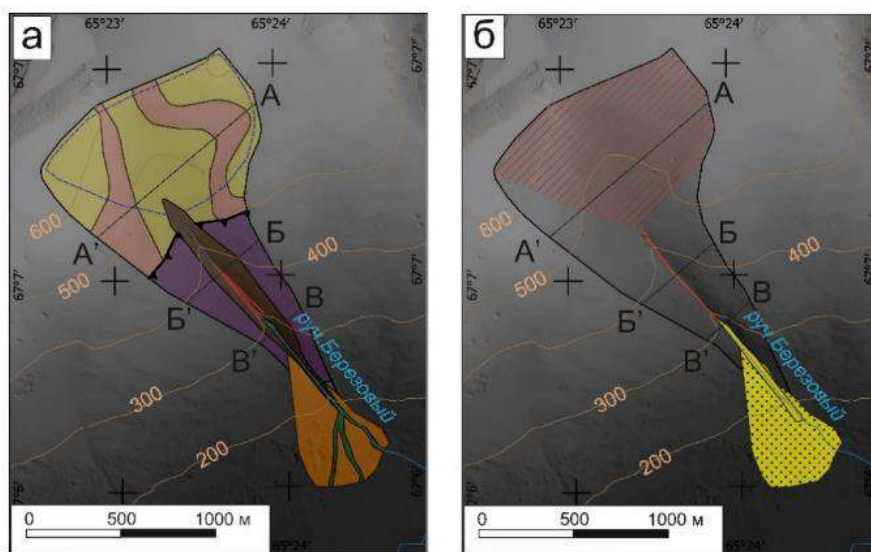


Рис. 4.25 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна руч. Березовый (№ 14, Бол.Пайпудынский хр.), условные обозначения – см рис. 4.15

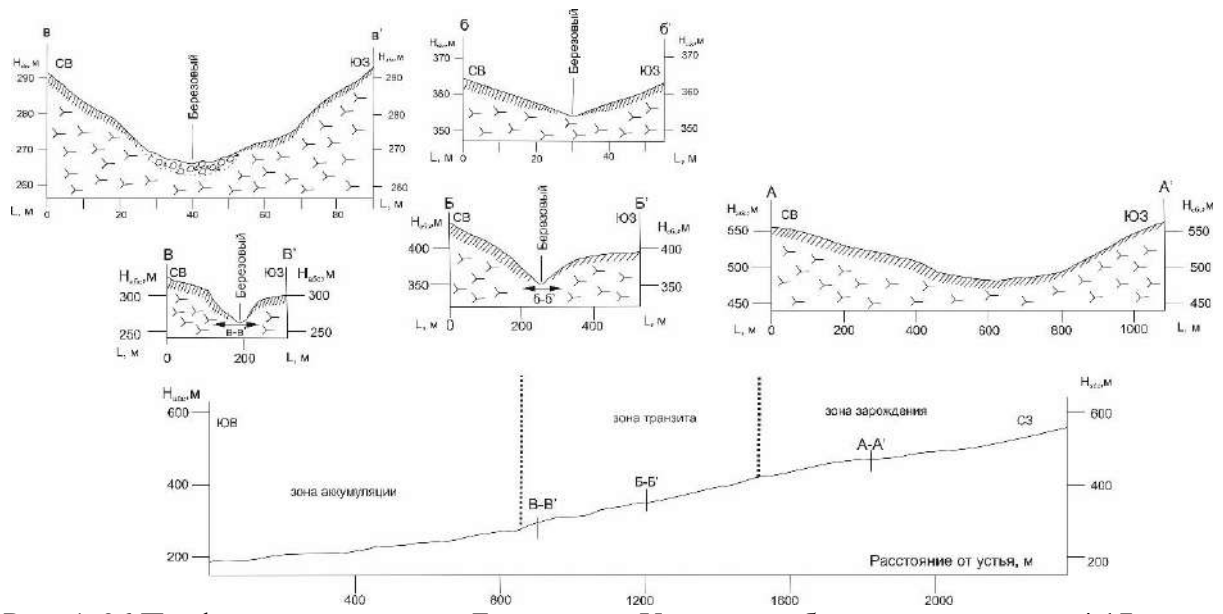


Рис. 4. 26 Профили долины ручья Березового. Условные обозначения см. рис. 4.17.

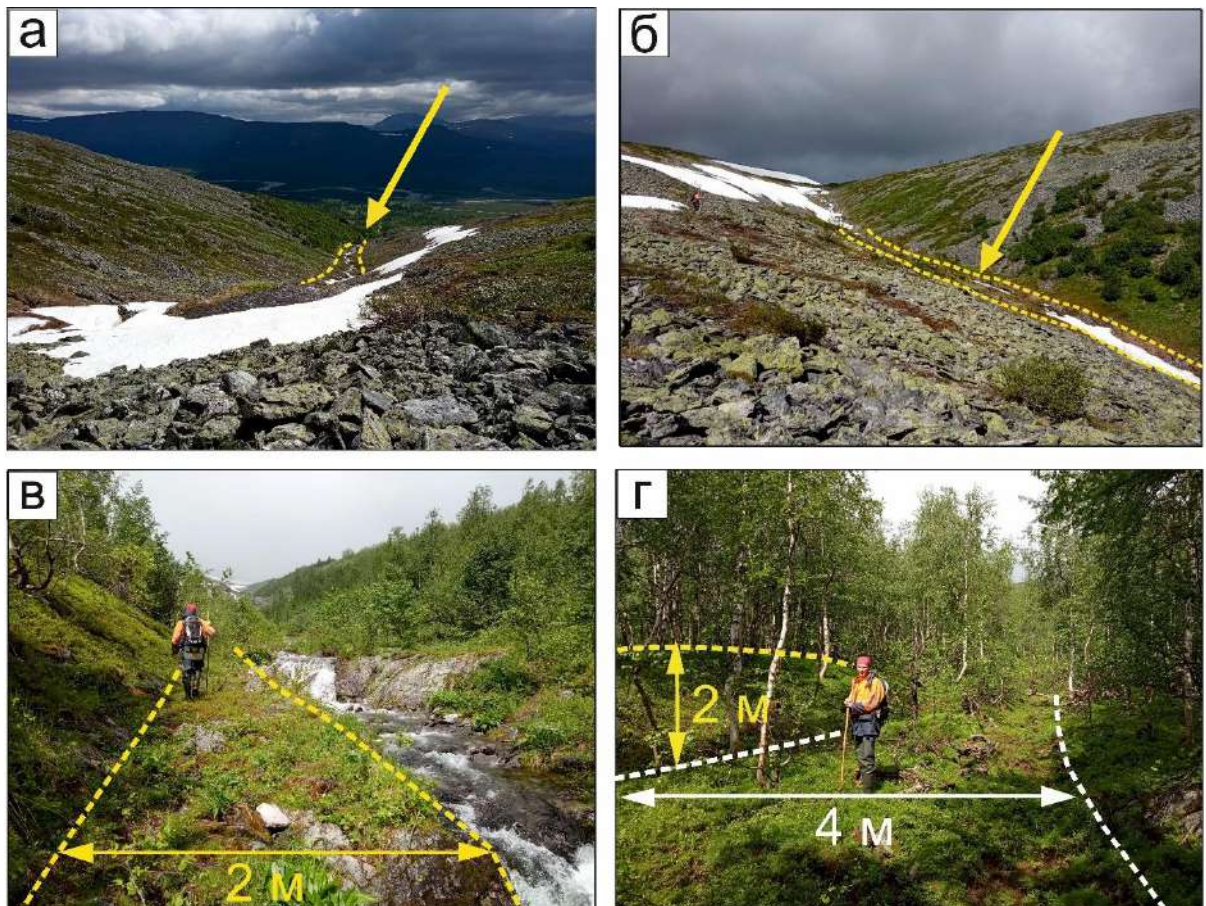


Рис. 4.27 Селевой рельеф в бассейне руч. Березового (№ 15, Бол.Пайпудынский хр.): а, б – врез, приуроченный к транзитному участку бассейна (указан стрелкой), в – цокольная селевая терраса на транзитном участке (оконалирована красной пунктирной линией), г – ложбины (оконалированы белой пунктирной линией) и гряды (оконалированы желтой пунктирной линией) в пределах древних генераций конуса выноса. Все фотографии сделаны автором.

На высотах 420-450 абс. м поперечный профиль вреза становится теснинообразным, его ширина по днищу достигает до 40 м. В днище вреза наблюдаются селевые террасы относительной высотой порядка 1,0-1,5 м, шириной 2-3 м и длиной до 20 м (рис. 4.27в). Продольный профиль на участке транзита близок к прямому, в нижней части - ступенчатый. Зона аккумуляции суммарной площадью 0,2 кв. км треугольной в плане формы приурочена к перегибу продольного профиля долины у подножья Бол.Пайпудынского хр, селевые отложения наложены на тыловую часть днища троговой долины и ледниковые отложения, выполняющие последнюю. Молодая зона аккумуляции локализована в прирусловом участке в вершине конуса, ее площадь составляет около 0,02 кв.км. Древняя зона аккумуляции характеризуется грядово-ложбинным рельефом (рис. 4.27г), размах высот составляет порядка 1,5-2 м. Форм флювиального рельефа в пределах бассейна не наблюдается.

За редким исключением для бассейнов II типа характерно простое строение с единственным селевым руслом, а основная аккумуляция селевого материала происходит на конусе выноса. Несколько иная картина наблюдается только в Хибинах, а также на Полярном Урале в пределах Большого и Малого Пайпудынского и Харбейского хребтов. Здесь примерно половина бассейнов описываемого типа имеет сложное строение. Длина селевых тальвегов существенно меняется от бассейна к бассейну – от 0,9 до 7,5 км, средняя крутизна тальвегов у сравнительно крупных бассейнов составляет около 90-100 ‰, у сравнительно небольших по площади бассейнов она может достигать 160-180 ‰. В горных массивах Кольского полуострова примерно в четверти бассейнов этого типа помимо основного конуса выноса формируются внутриводораздельные зоны аккумуляции, в то время как на ключевых участках Полярного Урала в бассейнах этого типа внутриводораздельных зон аккумуляции чаще не наблюдается. В рассмотренных горных массивах Кольского полуострова примерно в половине бассейнов этого типа, современные конусы выноса переходят в голоценовые, выдвинутые на предгорные равнины на расстояние от 0,8 до 1,8 км. На ключевых участках Полярного Урала бассейны такого типа имеют хорошо выраженные современные и древние генерации конусов выноса примерно в 25 % случаев.

Тип III - кары, цирки и трог, в послеледниковое время подвергшиеся значительному преобразованию флювиальными процессами, с примыкающими приводораздельными склонами

В бассейне р. Сенгисйок (№ 6, Ловозерские тундры) зона зарождения селей представлена двухкамерным цирком корытообразного поперечного профиля и примыкающими к нему участками вершинных поверхностей. Длина цирка составляет около 4,5 км, общая ширина - около 2,2 км. В днище цирка расположено моренно-подпрудное озеро Сенгисъявр (отметка уреза 724,0 м, глубина по данным промерных работ, выполненных Ф.А. Романенко - 25 м). Селевой очаг приурочен к перегибу продольного профиля водотока на высотах около 650 м (рис. 4.28, 4.29). Транзит селевого материала начинается ниже перегиба продольного профиля троговой долины и продолжается до выхода долины из гор. В целом транзитный участок представляет собой отчетливо выраженный донный врез с прямым продольным профилем глубиной от 5-8 до 15-20 м (рис. 4.30а). Наблюдаются разноуровневые селевые террасы на обоих бортах, их высоты меняются от 1-1,5 до 15-20 м.

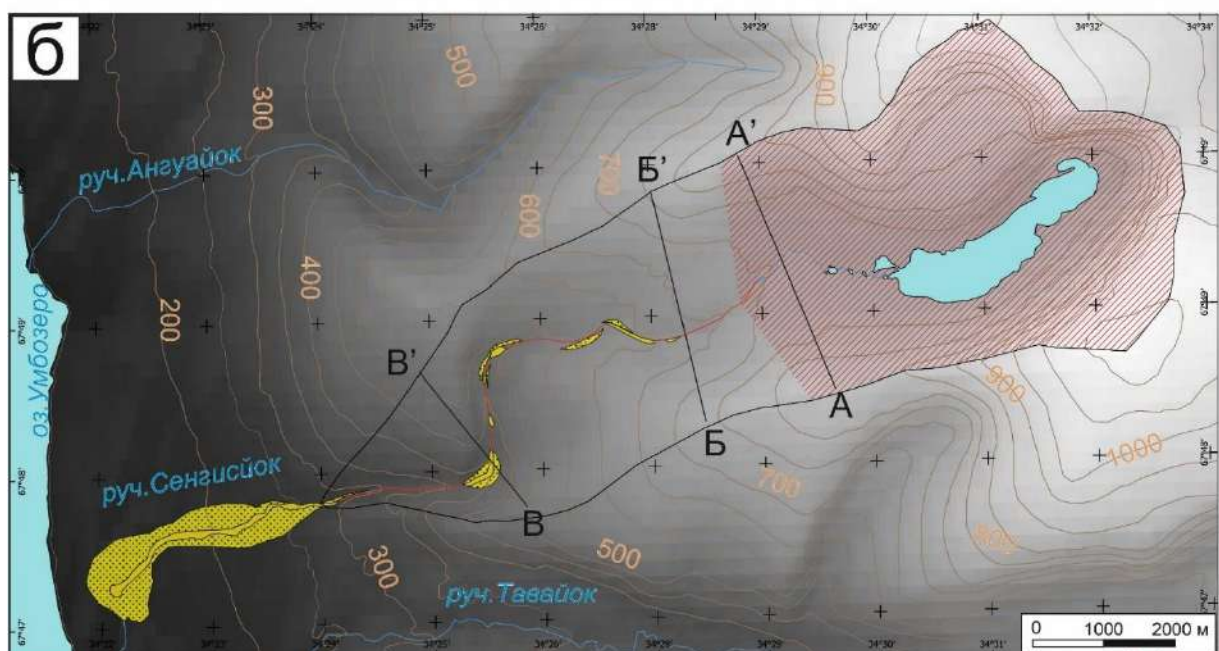
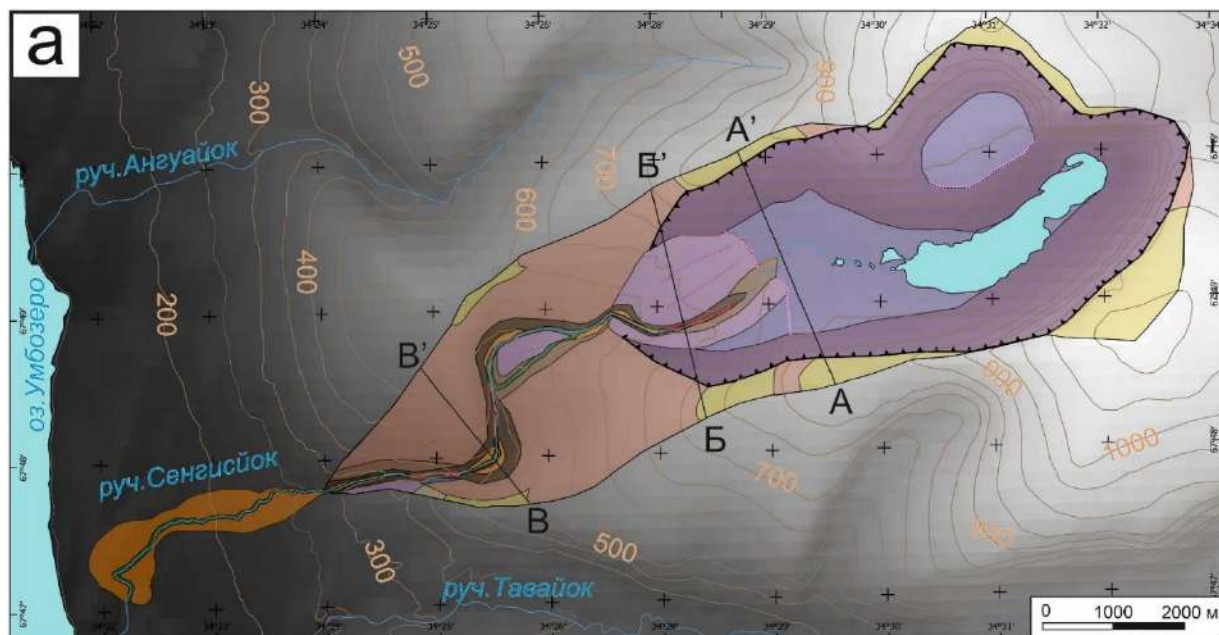


Рис. 4.28 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна Сенгисйока (№6, Ловозерские тундры), условные обозначения – см рис. 4.15.

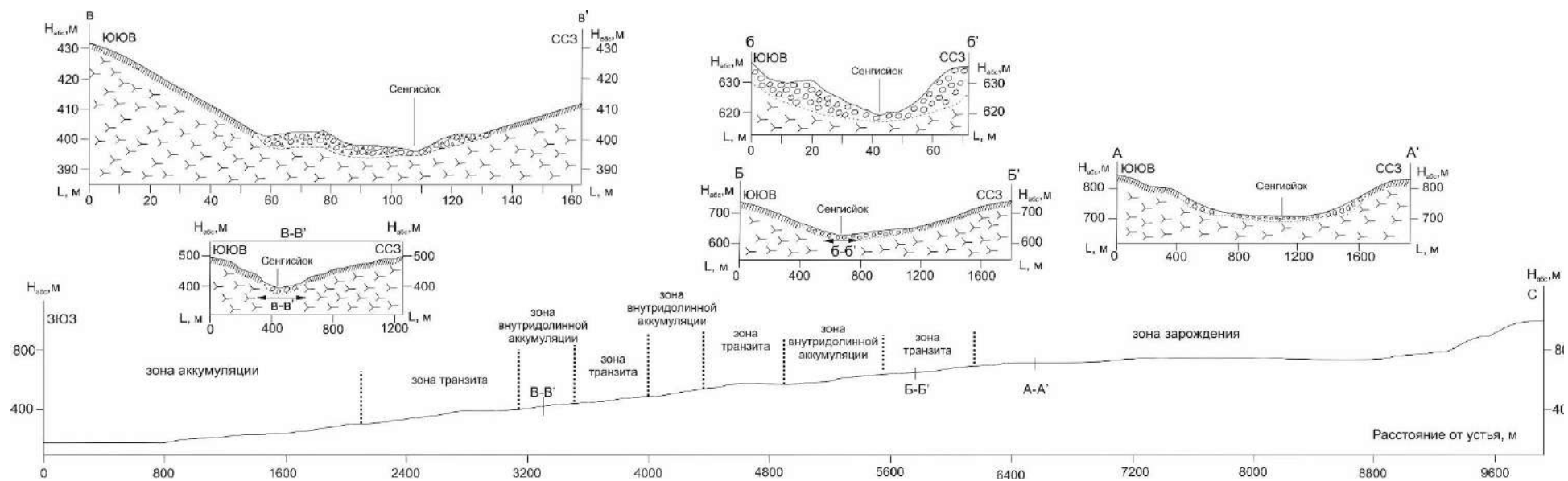


Рис. 4.29 Профили долины р. Сенгисйок. Условные обозначения см. на рис. 4.17.

Зоне внутриваловой аккумуляции соответствуют скопления валунных гряд высотой до 0,5-1,0 м, шириной до 3-4 м и длиной до 20-30 м. Общая длина таких зон аккумуляции может составлять до 400 м. Их формирование происходит на участках понижения уклонов на поворотах долины, где русло водотока дробится на рукава, огибая гряды (рис. 4.30б). Таких участков, разделяющих единую зону транзита на отдельные фрагменты, насчитывается не менее 4. Нередко внутренние зоны аккумуляции соответствуют участкам распространения селевых террас.

Зона разгрузки начинается на высотах около 250 м, она представлена конусом выноса, протягивающимся от выхода водотока из гор на запад почти на 2 км. Ширина конуса меняется от 150 до 500 м, он имеет грядово-ложбинное строение. Отчетливо выделяются две возрастные генерации – современная зона разгрузки, представленная главным образом в виде валунно-глыбовых гряд в русле и участков заплеска на более древние селевые поверхности. Эти участки заплеска имеют вид плащеобразных покровов, гранулометрический состав их отложений может сильно варьировать – от преобладания валунов и гальки до песчано-щебнистой толщи (рис. 4.30в). На протяжении нижних 750 м в русле Сенгисйока не наблюдается следов селей. На этом участке скорость течения резко падает, русло выстлано древесно-щебнистым материалом, в устье формируется аллювиальная дельта (рис. 4.30г).

Флювиальное рельефообразование в пределах большей части бассейна подавлено селевыми процессами, аллювиальные формы (дельтовые образования) наблюдаются только на небольшом участке в устьевой части бассейна.

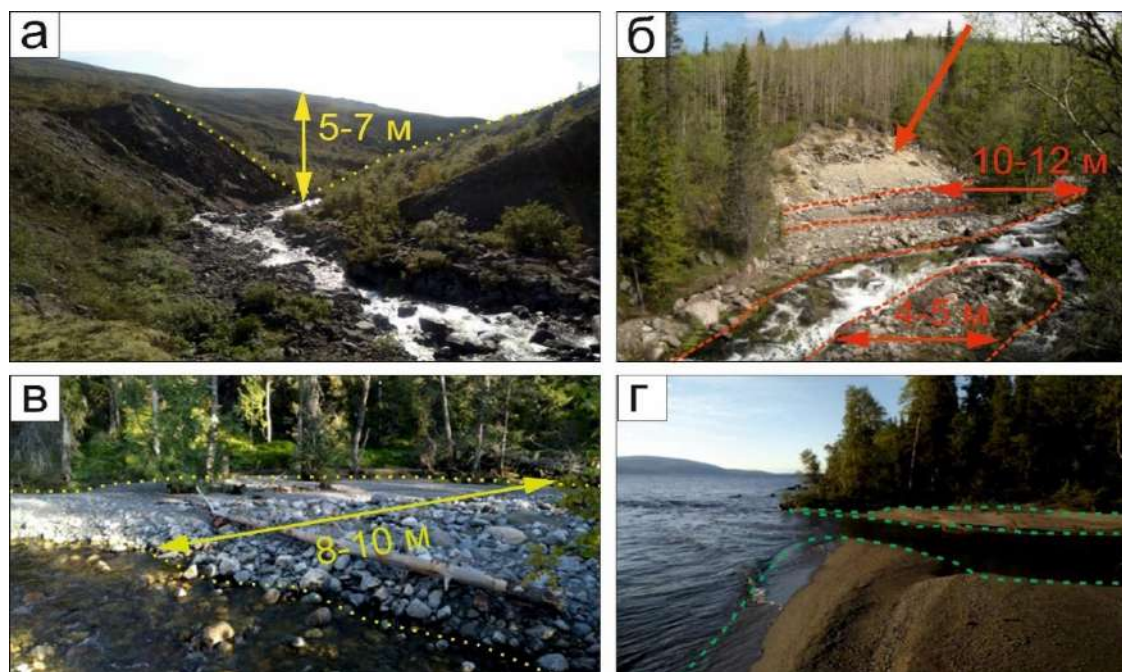


Рис. 4.30 Селевой рельеф бассейна Сенгисйока: донный V-образный врез (оконтурен пунктирной линией) в зоне транзита, фото автора (а); трапецеобразный врез в зоне транзита (его борт указан стрелкой) с селевыми грядами в русле (оконтурены пунктирной линией), фото Ю.Р.Беляева (б); плащеобразное аккумулятивное тело (оконтурено пунктирной линией) в нижнем течении Сенгисйока, фото автора (в); дельтовые аккумулятивные образования в устье Сенгисйока (оконтурены пунктирной линией), фото автора (г).

Бассейн руч. Третьего (№ 8, Мал.Пайпудынский хр.) имеет сложное строение. Главное русло прорезает днище троговой долины, а его притоки дренируют днища цирков, открывающихся к троговой долине (рис. 4.31). Зоны зарождения селевых притоков 8-1-1 и 8-1-2 приурочены к водосборным воронкам площадью около 0,6-0,7 кв км., у притока 8-2 зона зарождения представлена верхней частью цирка.

Транзитные участки у притоков 8-1-1 и 8-1-2 (их суммарная длина составляет около 1,7 км) начинаются в основании водосборных воронок, они представлены врезами корытообразного либо V-поперечного профиля. Глубина этих врезов в верхнем течении притоков (на участках, где последние прорезают вершинную поверхность Мал.Пайпудынского хребта и борт троговой долины.) достигает 30 – 40 м, ширина по бровкам составляет 200-300 м, по днищу – 20-40 м). В нижнем течении, на участке, где притоки 8-1-1-и 8-1-2 дренируют днище западного отвешка троговой долины, транзитные участки представлены корытообразными врезам в днище трога (рис. 4.32, рис. 4.33а). Глубина этих врезов обычно не превышает 1-2 м, ширина по бровкам составляет 4-5 м, по днищу – около 1-1,5 м. Непосредственно перед слиянием этих притоков, на участке выпуклого перегиба продольного профиля долины, глубина врезов увеличивается до 3-4 м. После слияния селевой тальвег 8-1 образует транзитный участок с выпуклым продольным профилем длиной 0,7 км в виде V-образного вреза шириной до 10 м по бровкам и 1-2 м по днищу и глубиной до 4-5 м (рис. 4.33б). Транзитный участок притока 8-2 на всем своем протяжении (его длина составляет 1,8 км) представлен врезом V-образного поперечного профиля глубиной 10-15 м, шириной по бровкам до 50-70 м, по днищу до 5-8 м; в нижнем течении водоток прорезает скальные породы (рис. 4.33в).

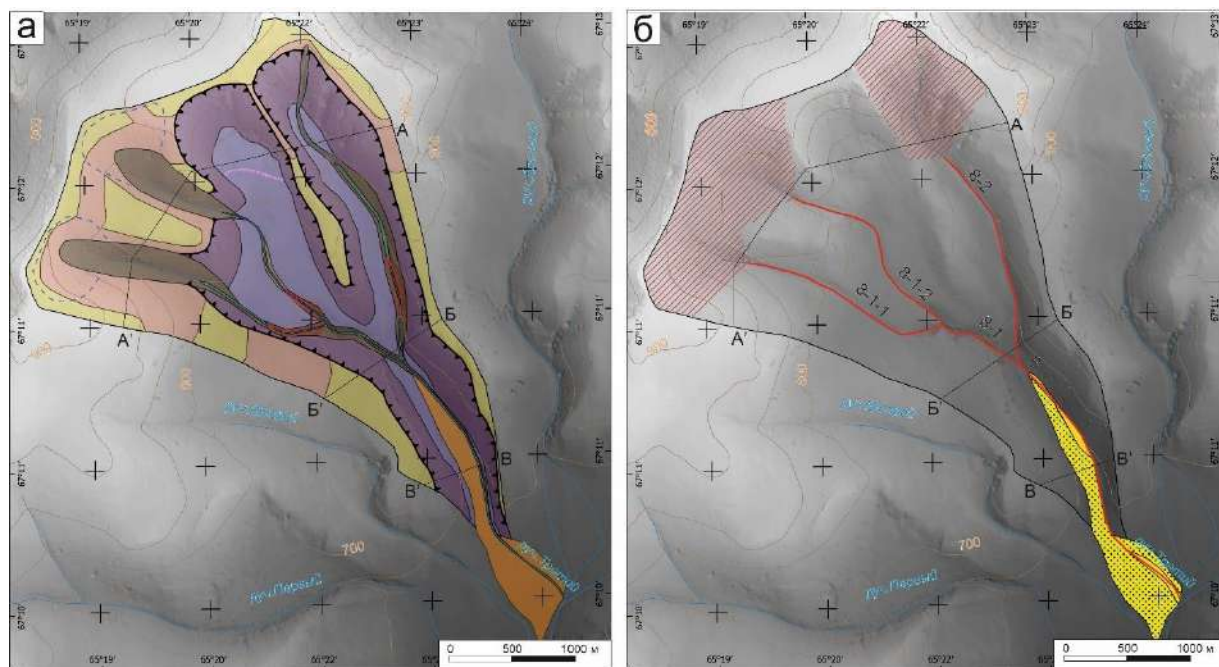


Рис. 4.31 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна руч. Третий (№ 8, Мал. Пайпудынский хр.), условные обозначения – см рис. 4.15.

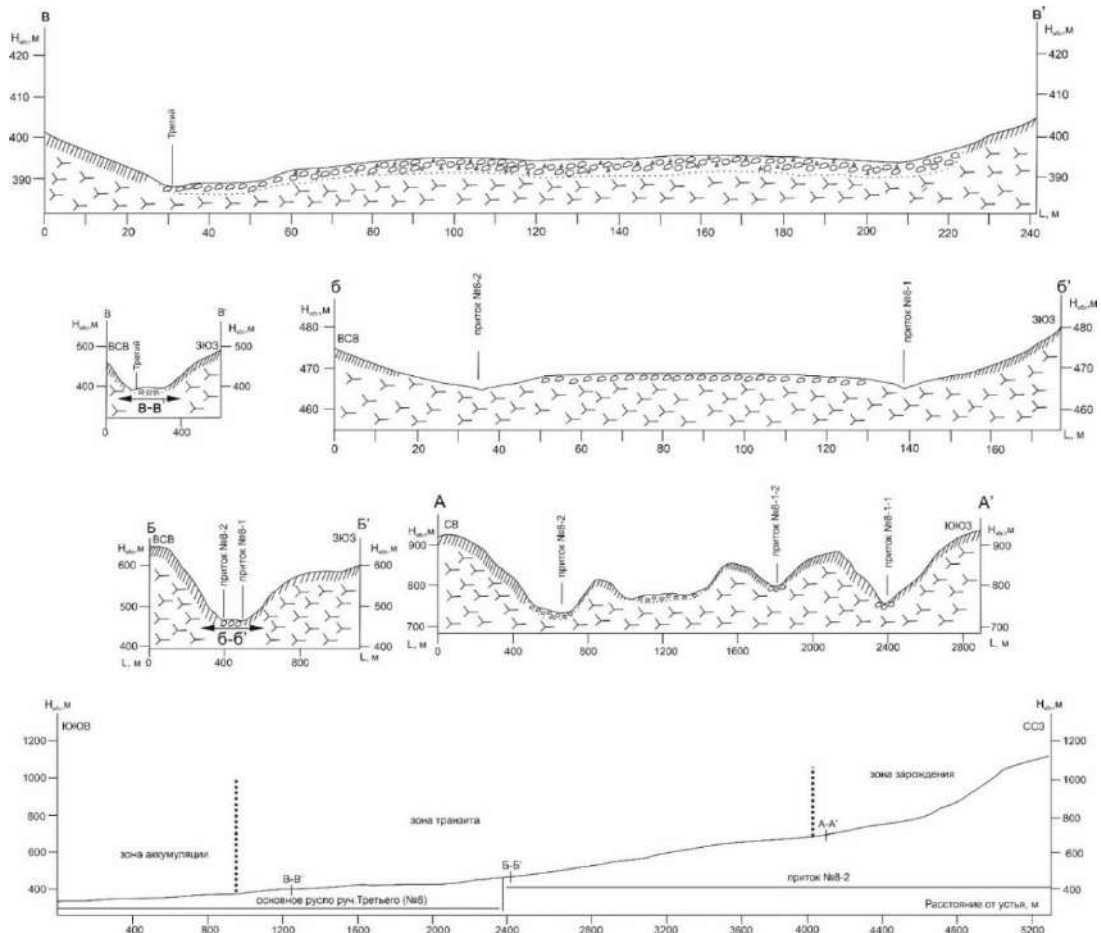


Рис. 4.32 Профили долины руч. Третьего. Условные обозначения см. на рис. 4.17.

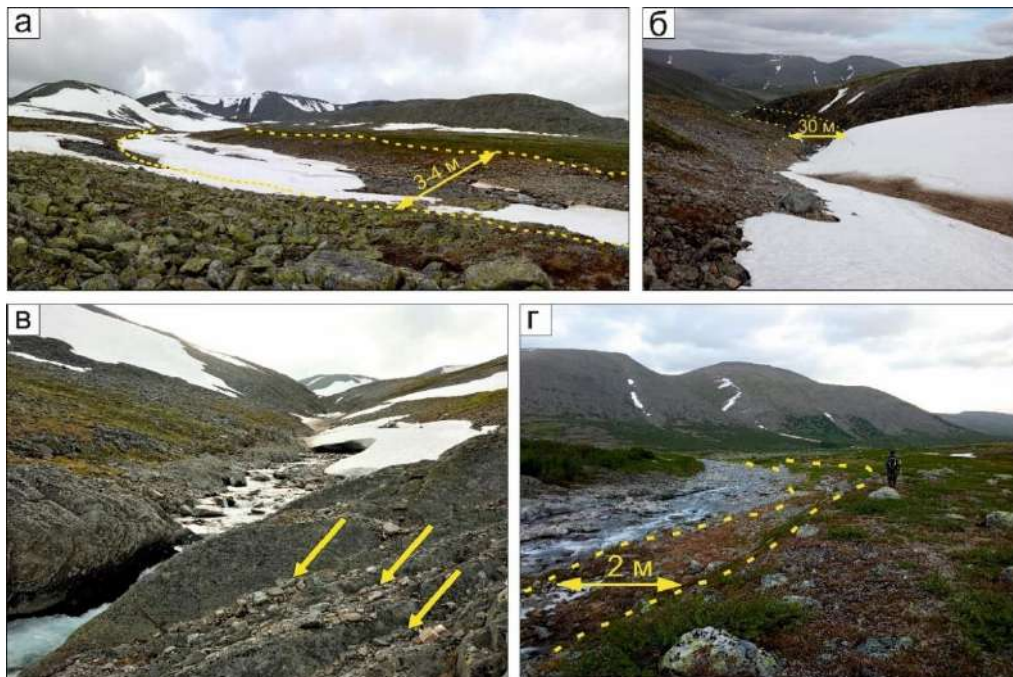


Рис. 4.33 Селевой рельеф в бассейне руч.Третьего (№ 8, Малый Пайпудынский хребет): а – селевое русло в днище цирка в верхнем течении (окоптурено пунтирной линией), б – врез на транзитном участке ниже ригеля (окоптурено пунтирной линией), на снежнике – следы прохождения ВСП, в – водопадный участок в нижней части зоны транзита, поверх коренных пород набросаны обломки селевого материала (указаны стрелками), г – разновозрастные аккумулятивные тела в нижнем течении (бровки тел окоптурены желтым пунктиром).

Основное русло ниже слияния притоков 8-1 и 8-2 врезано в отложения конуса выноса, врез имеет корытообразный поперечный профиль, ширину по бровкам до 10-12 м, по днищу 6-7 м и глубину 1-1,5 м. На правом борту русла наблюдаются как минимум два уровня селевых аккумулятивных террас, относительная высота которых возрастает при движении от русла к периферии конуса (рис. 4.33г). Суммарная площадь конуса составляет около 0,44 кв. км. Общая площадь молодых селевых аккумулятивных тел составляет около 0,02 кв. км, они локализованы на прирусловых участках конуса в виде валунных гряд высотой не более 0,5-0,8 м и длиной первые метры. Форм аккумулятивного флювиального рельефа в бассейне руч. Третьего не наблюдается.

Бассейны III демонстрируют значительное сходство в строении с бассейном р. Сенгисйок: в большинстве случаев в их верховьях расположены сложно устроенные ледниковые цирки с выводными трогами (реже – кары), ниже по течению переходящие в эрозионные долины теснинообразного либо V-образного поперечного профиля. Значительно реже выраженной флювиальной переработке подвергаются верхние части бассейнов – вершинный ярус рельефа и экзарационные склоны – в случае, как в бассейне руч. Третий. Такая ситуация более редкая и встречается в единичных бассейнах хр. Оченырды и в бассейнах Мал. Пайпудынского, Бол. Пайпудынского и Харбейского хребта. Однако, несмотря на различия в особенностях строения, бассейны этого типа обладают несколькими общими чертами. В 80 % такие бассейны характеризуются сложным устройством, в результате чего в местах впадения селевых притоков в основное русло формируются внутридолинные зоны аккумуляции. Также для таких бассейнов характерно формирование разных генераций разновысотных террас, сложенных селевыми отложениями (в бассейнах гор Кольского полуострова их высота может достигать 4-5 м над руслом, в бассейнах ключевых участков Полярного Урала – до 2-3 м). По-видимому, эти террасы фиксируют смены этапов аккумуляции селевого материала на определенных участках долин на врезание в эти отложения, что может отражать в том числе периодические смещения границ морфодинамических зон. Бассейны описываемого типа на обеих территориях характеризуются обширными древними конусами выноса, выдвинутыми на предгорные равнины на расстояние до 2 км, площадь таких конусов в среднем составляет от 0,3-0,4 до 1,5 кв. км.

Тип IV - кары, цирки и трогои слабо флювиально переработанные с примыкающими приводораздельными склонами

Бассейн руч. Сейдуай (№ 17, Ловозерские тундры) расположен в центральной части Ловозерского массива. Этот бассейн относится к типу сложных – наблюдаются два селевых притока, впадающих в главное русло (рис. 4.34). Селевой приток № 17-1 прорезает днище одного из ледниковых цирков в верхнем течении бассейна. В роли селевого очага в этом внутреннем элементарном селевом бассейне выступает водосборная воронка и находящийся в ее основании выпуклый перегиб склона в приборочной части троговой долины. Зона транзита выражена в виде вреза корытообразного поперечного профиля шириной 30-40 м по бровкам и 10 м по днищу и глубиной около 5-6 м, вложенного в днище U-образной троговой долины (рис. 4.35). Средняя крутизна тальвега составляет 230 ‰. Длина участка транзита составляет около 0,9 км, далее расположен участок внутридолинной аккумуляции длиной около 0,5 км и площадью 0,01 кв. км. м.

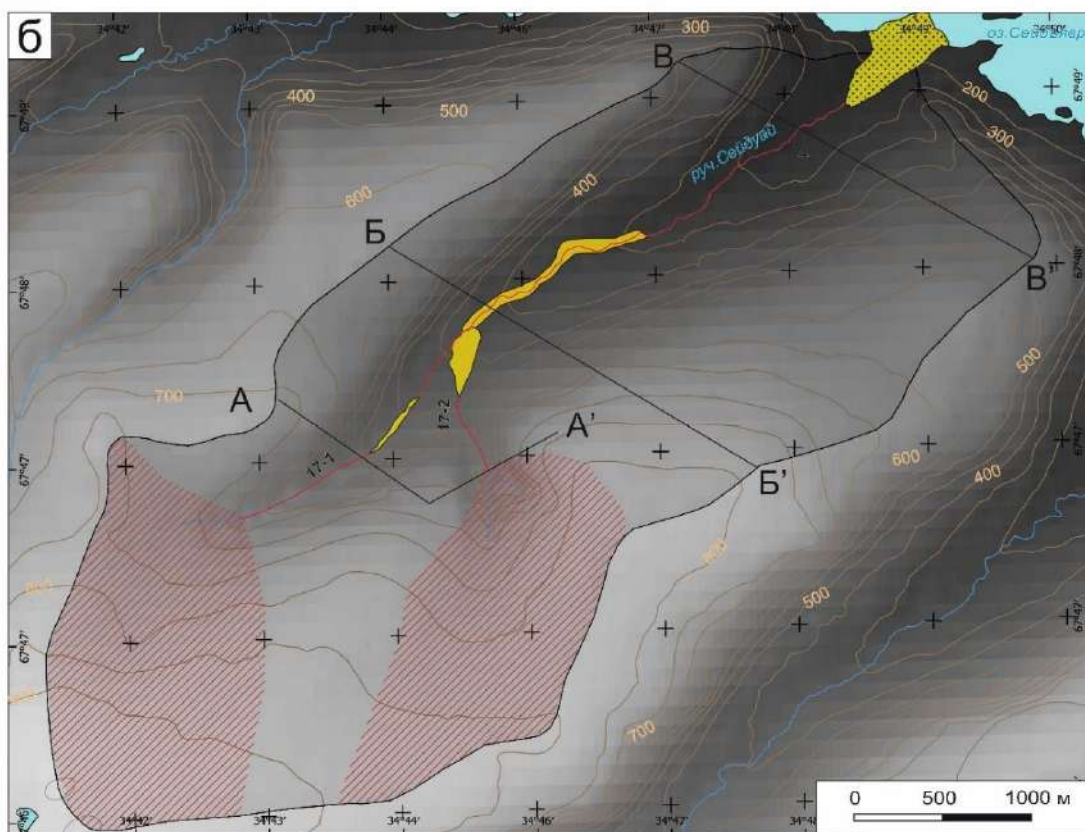
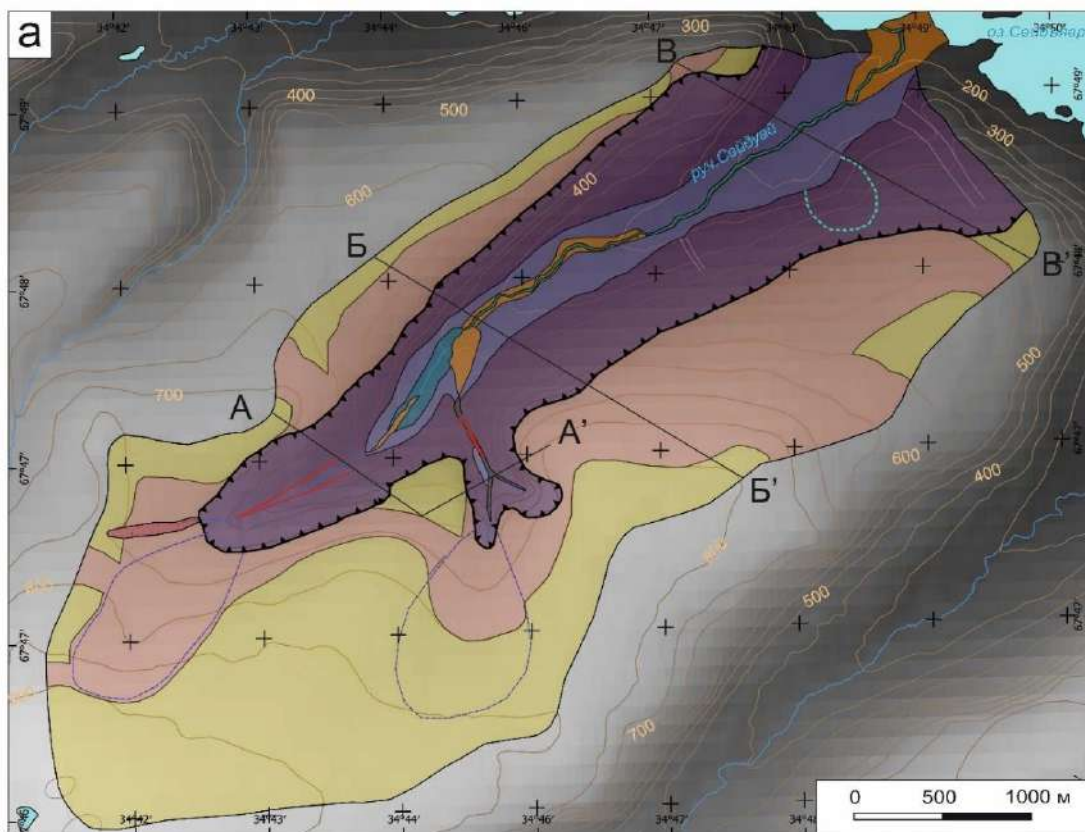


Рис. 4.34 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна Сейдуая (№ 17, Ловозерские тундры), условные обозначения – см рис 4.15

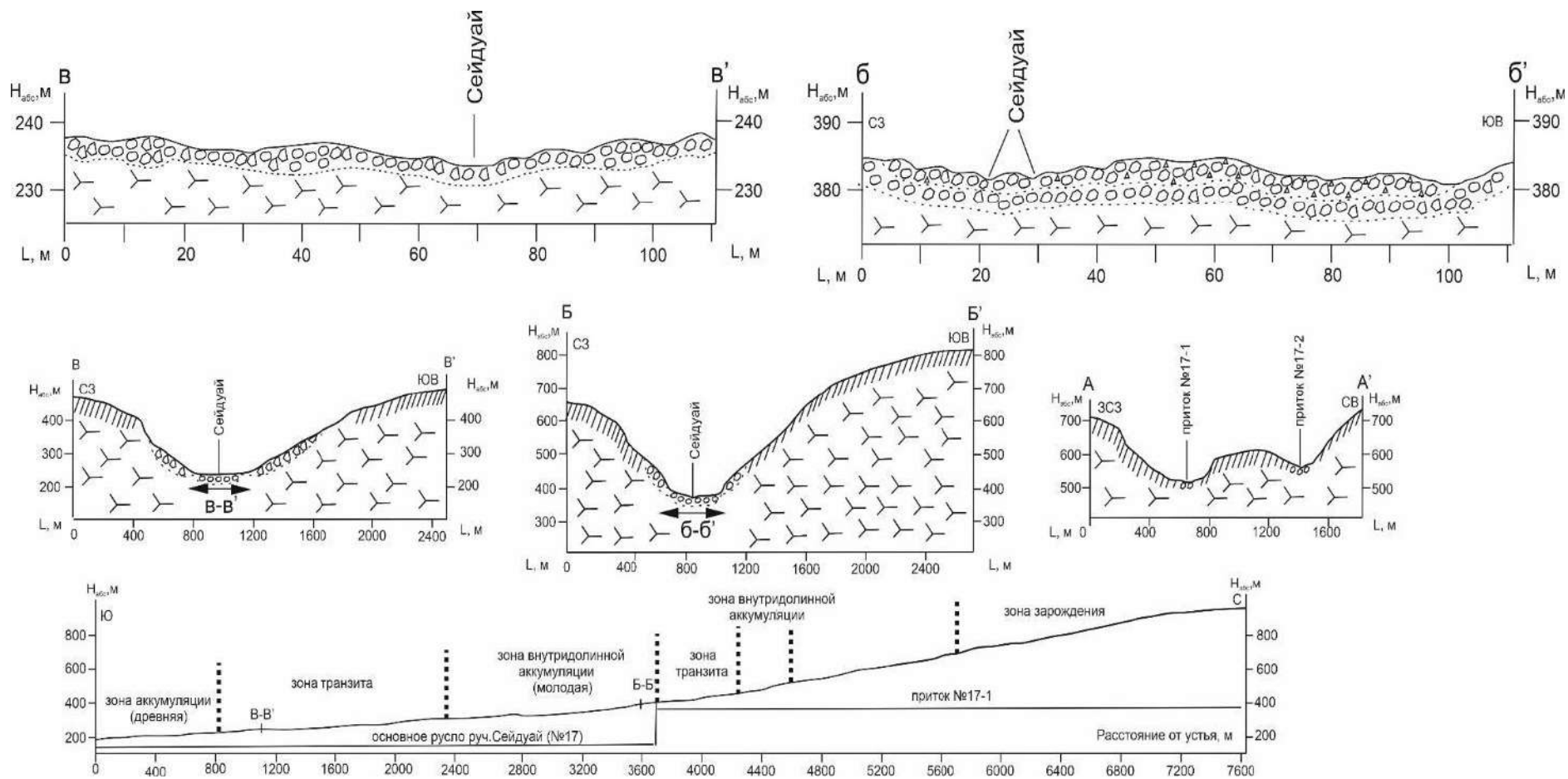


Рис. 4.35 Профили долины руч. Сейдуай. Условные обозначения – см. рис. 4.17.

Ниже по течению снова расположен участок транзита длиной около 0,4 м, с крутизной тальвега до 100 %. На нижнем участке транзита ярко выраженный селевой врез отсутствует, однако в русле наблюдаются гряды валунно-щебнистого материала высотой до 0,5 м и длиной до 10 м.

Приток № 17-2 прорезает днище восточного цирка в верхнем течении бассейна. Селевой очаг представлен узлом слияния двух водотоков ниже выпуклого перегиба продольного профиля ледникового цирка. Зона селевого транзита морфологически выражена в виде донного вреза V-образного поперечного профиля шириной около 60 м по бровкам и 12-15 м по днищу и глубиной до 5-6 м, вложенного в днище цирка с U-образным поперечным профилем. Длина зоны транзита составляет 0,5 км, средняя крутизна тальвега составляет 9°. Зона разгрузки выражена в виде конуса выноса площадью около 0,05 кв. км. Поверхность этого конуса осложнена радиально расходящимися грядами высотой до 1-1,5 и разделяющими их ложбинами (рис. 4.36).

Ниже слияния селевых тальвегов № 17-1 и № 17-2 формируется основное селевое русло ключевого бассейна № 17, врезанное в днище троговой долины U-образного поперечного профиля на 1-2 м. Непосредственно ниже узла слияния притоков расположена внутридолинная зона аккумуляции площадью 0,09 кв.км. Аккумулятивные селевые тела здесь морфологически выражены как скопления линейно-вытянутых гряд вдоль русла длиной первые десятки метров и высотой 1,5-2 м.

Зона развития современных селевых процессов заканчивается примерно в 2,2 км выше устья Сейдуая. Ниже по течению в русле водотока следов современного перемещения селевого материала не наблюдается, однако в русле присутствуют линейно вытянутые гряды длиной до первых десятков метров и высотой до 1,5-2 м, занятые березовым лесом с хорошо развитым дерново-травянистым покровом. Длина этого участка реликтового транзита – около 0,9 км, уклон тальвега здесь составляет около 100 %. В устьевой части долины Сейдуая расположен конус выноса площадью 0,2 кв. км, поверхность которого осложнена веерообразно расходящимися грядами высотой до 3-4 м и разделяющими их ложбинами. Эта система гряд и ложбин покрыта еловым лесом с хорошо сформированным дерново-кустарничковым покровом. В русле, прорезающем нижний конус выноса, наблюдаются единичные аллювиальные гряды.

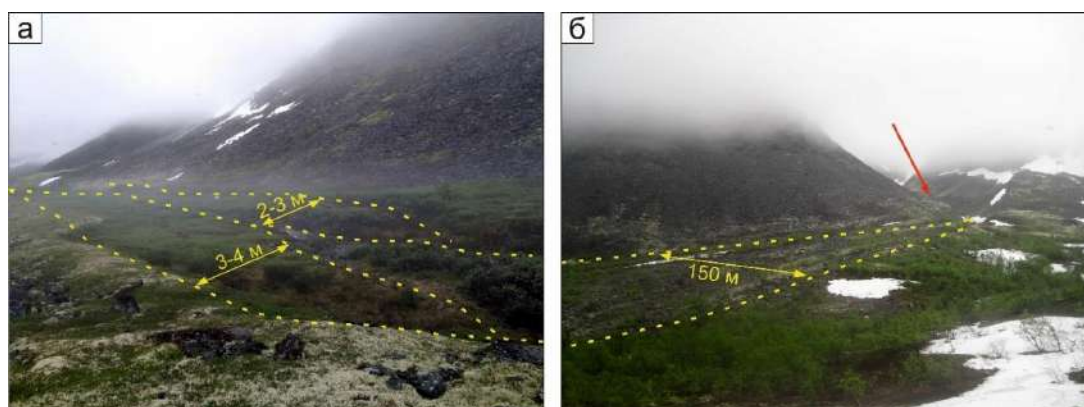


Рис. 4.36 Селевой рельеф в бассейне руч. Сейдуая (№ 17, Ловозерские тундры): а – заросшая молодым ивняком зона внутридолинной аккумуляции (отдельные гряды оконтурены желтой пунктирной линией), фото автора; б - конус выноса правого притока Сейдуая (оконтурен желтым пунктиром), наложенный на правобережную часть днища троговой долины, и устьевая часть зоны транзита (показана красной стрелкой). Фото Ю.Р. Беляева

Бассейн руч. Волчьего (№ 16, Бол.Пайпудынский хр.) расположен на правом борту долины р. Большой Пайпудыны (рис. 4.37). Бассейн имеет сложное строение, наблюдаются два селевых притока. Зона зарождения селей приурочена к верхней части троговой долины и примыкающим приводораздельным склонам. Зона селевого транзита притоков 16-1 и 16-2 берет свое начало на высоте около 500 м, в месте выпуклого перегиба продольного профиля троговой долины. Продольный профиль участка транзита обоих притоков слегка вогнутый, практически не наблюдается врезания в днище троговой долины (рис. 4.38, 4.39а), в русле притоков наблюдаются селевые гряды высотой до 0,5 м, шириной не более 1 м и длиной первые метры (рис. 4.39б, 4.39в). В месте слияния притоков расположена внутриводораздельная зона аккумуляции площадью 0,04 кв.км. (рис. 4.39г). Ниже по течению участок транзита в главном русле представлен донным врезом корытообразного поперечного профиля шириной около 70-80 м по бровкам и 30 м по днищу, глубиной до 8 м, вложенным в днище долины с переходным от V- к U-образному поперечным профилем. Форма продольного профиля транзитного участка основного русла близка к прямой. Вершина устьевой зоны аккумуляции расположена на высоте около 410-415 м, зона аккумуляции имеет треугольное в плане строение и площадь около 0,5 кв. км, площадь молодых аккумулятивных тел составляет около 0,06 кв. км, они локализованы на прирусловых участках двух проток, оконтуривающих конус выноса. В этих протоках помимо селевых встречаются единичные аллювиальные гряды длиной около 10 м и шириной 3-4 м (рис. 4.40).

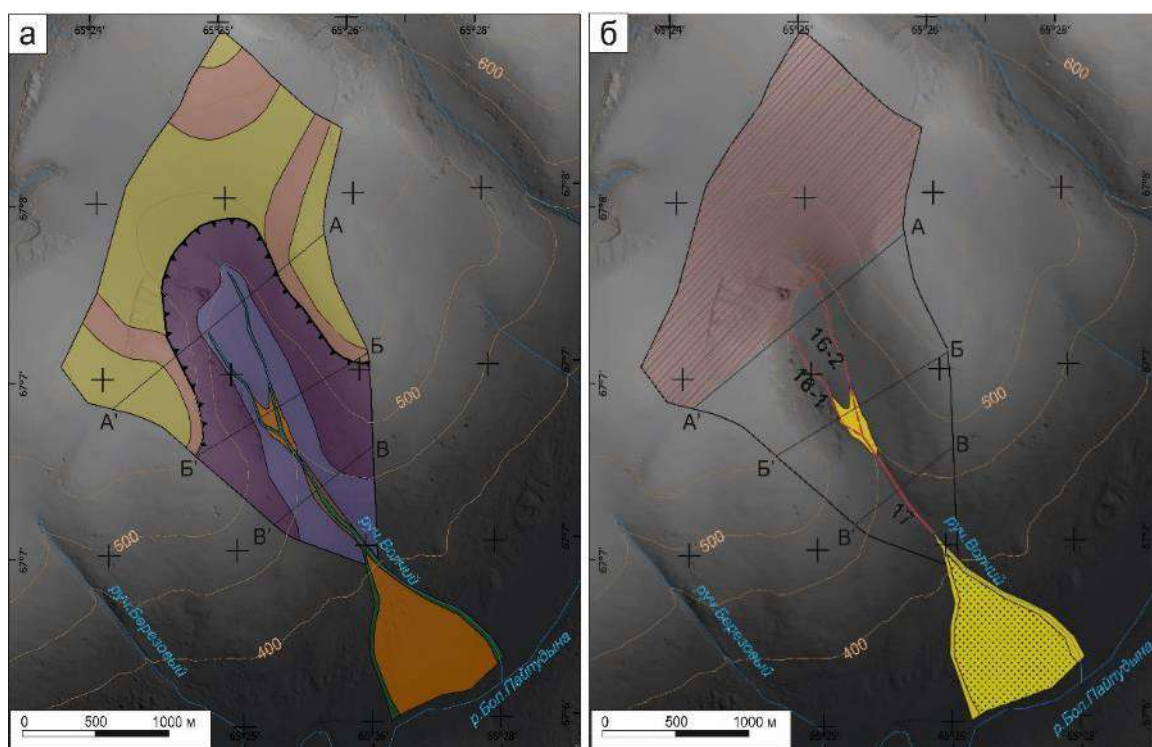


Рис. 4.37 Геоморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) бассейна руч. Волчьего (№ 16, Большой Пайпудынский хребет), условные обозначения – см рис. 4.15

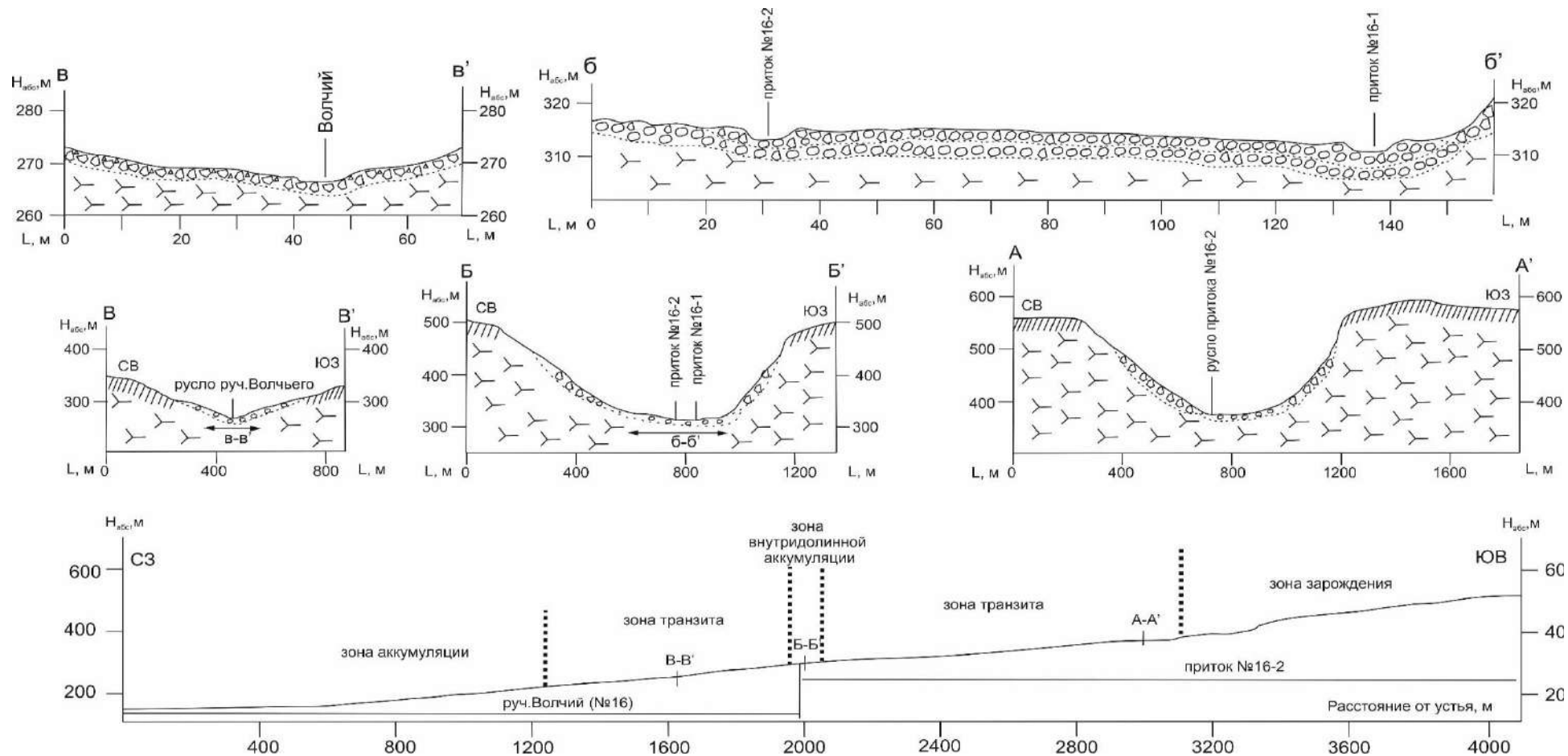


Рис. 4.38 Профили долины руч. Волчий. Условные обозначения – см. рис. 4.17

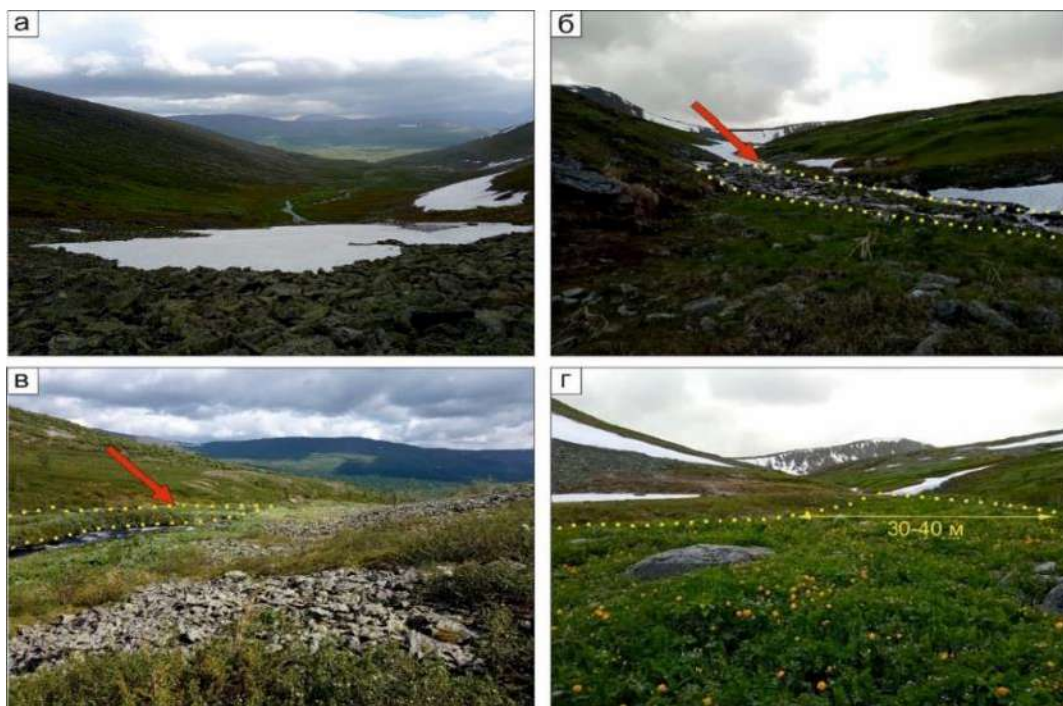


Рис. 4.39 Общий вид на бассейн ручья Волчьего (а), гряды на участке транзита – показаны стрелкой(б, в), залуженная внутриваловая зона аккумуляции(г)



Рис. 4.40 Аллювиальная (указана стрелкой 1) и селевая (указана стрелкой 2) гряды в русле ручья Волчьего в его нижнем течении.

Бассейны IV могут быть как простого, так и сложного строения. Для них характерно отсутствие или слабая морфологическая выраженность донных врезов на транзитных участках, обычно аккумуляция селевого материала не только на конусе выноса, но и в среднем течении. В пределах рассматриваемых массивов Кольского полуострова и на северном ключевом участке Полярного Урала они характеризуются сравнительно небольшими площадями зон аккумуляции по сравнению с бассейнами других типов. Лишь на Малом Пайпудыньском хребте зоны аккумуляции достигают площади 0,2-0,4 кв. км (что может быть связано с довольно высокими уклонами днищ троговых долин на этом участке).

Тип V - Эрозионные долины постоянных водотоков, сочлененные с тектоническими ущельями и рвами, с примыкающими приводораздельными склонами.

Бассейн р. Айкуайвеньюк (№ 54, Хибины) относится к типу сложных – наблюдаются четыре селевых притока, впадающих в главное русло. Селевые притоки № 54-1 и 54-2 дренируют южный склон г. Айкуайвенчорр. Селевые очаги в этих внутренних элементарных селевых бассейнах представлены основаниями водосборных воронок (рис. 4.41). Зоны транзита морфологически выражены в виде V-образных врезов глубиной до 10-15 м, вложенные в днища эрозионных долин V-образного поперечного профиля. Длина зоны транзита у притоков № 54-1 и 54-2 составляет 2,4 и 2,1 км, их продольный профиль в верхнем течении вогнутый, в нижнем – ступенчатый (рис. 4.42). Примерно в 1,3 км от истока в бассейне притока № 54-1 начинается участок, в пределах которого водоток протекает по днищу тектонического ущелья. При слиянии притоков № 54-1 и 54-2 образуются общий конус выноса площадью 0,09 кв. км.

Приток № 54-3 прорезает тектоно-денудационный склон массива, селевой очаг в этом внутреннем элементарном селевом бассейне представлен основанием водосборной воронки, часть стока в пределах которой перенаправляется дорожной насыпью. Транзитный участок в пределах склона массива морфологически выражен в виде вреза теснинообразного поперечного профиля (рис. 4.43а) глубиной до 10 м. Средняя крутизна тальвега водотока на транзитном участке составляет 190 ‰, длина этого участка достигает 0,9 км. В днище субширотного ущелья, расположенного у подножия склона, вследствие резкого падения уклонов приток № 54-3 образует зону аккумуляции площадью около 0,01 кв. км, морфологически выраженную в виде скопления глыб. Ниже по течению русло притока врезано в днище тектонического ущелья на глубину до 2 м (рис. 4.41), по бортам прослеживаются селевые террасы. Длина этого участка – 0,7 км. При впадении притока в основное русло расположен конус выноса площадью 0,008 кв. км, освоенный древесной растительностью.

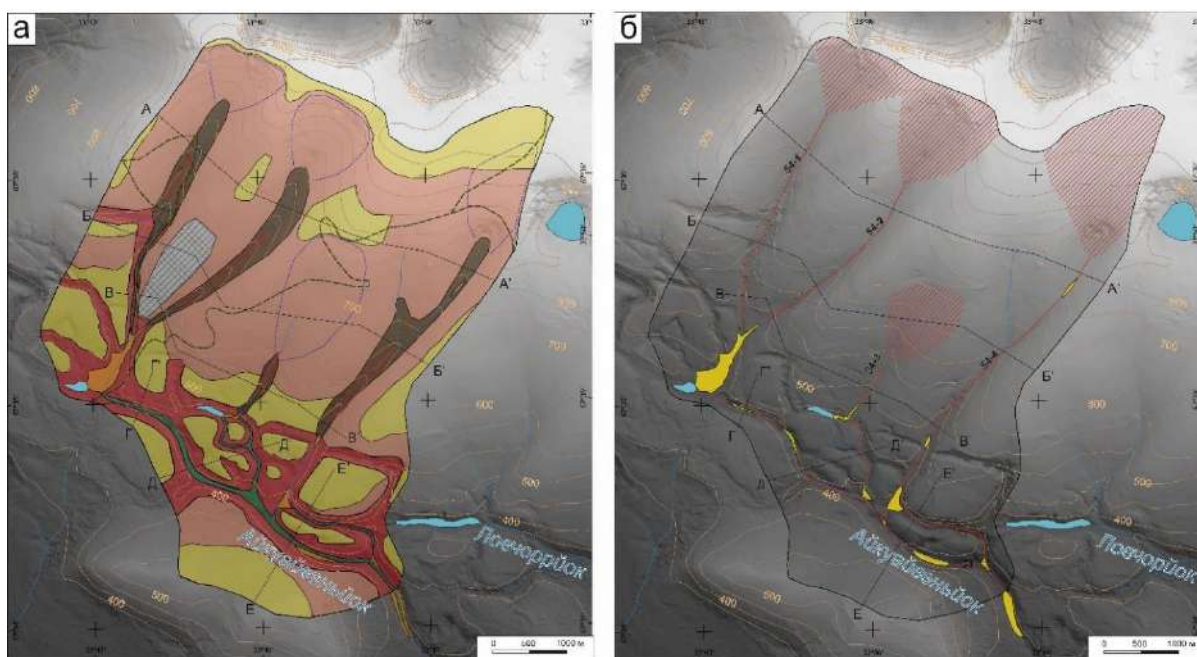


Рис. 4.41 Геморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны (б) селевого бассейна Айкуавеньюка (№ 54, Хибинские тундры), условные обозначения – см. рис.4.15

Селевой очаг притока № 54-4 представлен основанием водосборной воронки. Часть твердого стока, собираемая этой воронкой, поступает из размываемой дорожной насыпи, ведущей к промплощадке рудника Центральный ОАО «Апатит». Транзитный участок, представленный V-врезом глубиной до 15-20 м, продолжается в пределах склона массива на протяжении 2,5 км. У подножия склона массива, на участке резкого перегиба продольного профиля наблюдается зона внутриводораздельной аккумуляции площадью 0,004 кв. км. Ниже по течению русло протекает по днищу тектонического ущелья. В 400 м ниже входа водотока в ущелье последний образует внутриводораздельную зону аккумуляции площадью порядка 0,002 кв. км, свежего облика, представленную грядами высотой до 0,5-0,7 м (рис. 4.41в). Ниже этой зоны аккумуляции водоток разделяется на две протоки, каждая из которых формирует конус выноса при впадении в главное русло.

Основное русло на всем своем протяжении проходит по днищу тектонического ущелья. На его бортах ниже впадения притоков наблюдаются следы селевых заплесков в виде приподнятых над руслом участков валунных высыпок (рис.4.43г). Зона разгрузки основного русла имеет небольшую площадь (0,04 кв. км) и представлена грядами высотой до 0,5-1,0 м на бортах русла в 200 м ниже по течению впадения левой протоки притока №54-4. По-видимому, основной водоток в периоды повышенных расходов воды лишь транспортирует материал, поставляемым селевыми притоками, размывающими в верхнем течении склоновый чехол, а в нижнем – рыхлые отложения, заполняющие днища ущелий. В русле основного водотока в нижней части бассейна наблюдаются единичные аллювиальные гряды шириной 1,5 м, длиной 3-4 метра и высотой до 0,2 м, сложенные галечно-щебнистым материалом.

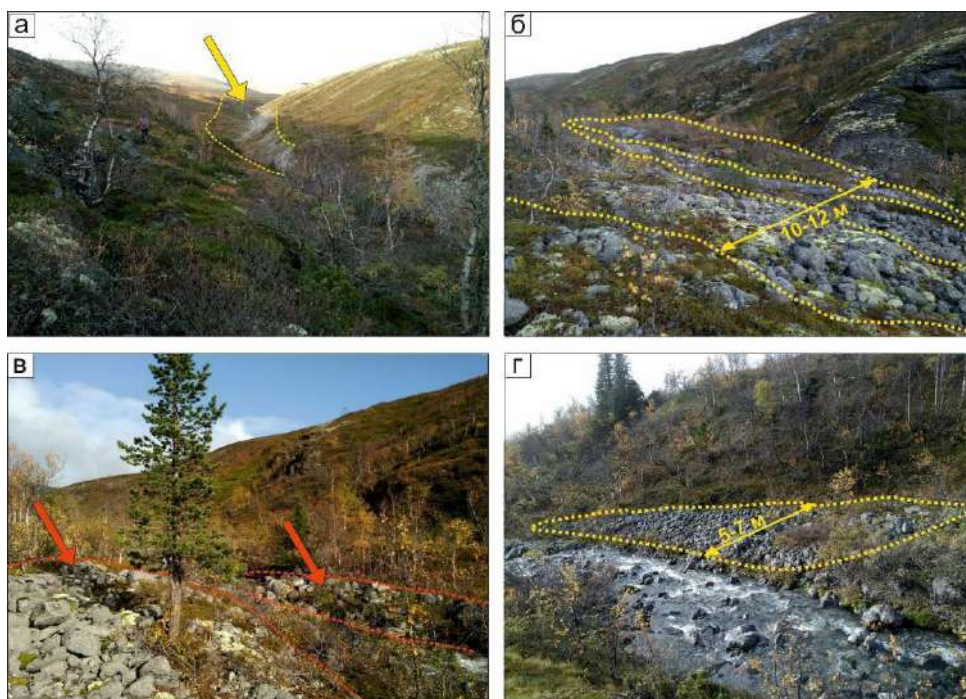


Рис. 4.43 Селевой рельеф в бассейне руч.Айкуайвеньюк (№54, Хибин): а - врез в бассейне №54-3 на участке, расположенном в днище тектонического ущелья; б грядово-ложбинная внутриводораздельная зона аккумуляции во внутреннем элементарном бассейне №54-4 (стрелками и пунктирной линией обозначены отдельные гряды); в - валунные гряды в краевой части внутренней зоны аккумуляции в бассейне №54-4; г - следы бокового заплеска в основном русле бассейна №54. Все фотографии сделаны автором

Бассейн руч. Оленьего (№ 11, Бол.Пайпудынский хр.) расположен на правом борту долины р. Малой Пайпудыны (рис. 4.44). Зона зарождения селей представлена участком вершинной поверхности хребта и разбивающего его ущелья длиной 0,6 км, и глубиной около 20 м (рис. 4.45, рис. 46а, 46б). Селевой очаг приурочен к выпуклому перегибу продольного профиля водотока ниже поворота ущелья. Зона селевого транзита имеет длину около 0,9 км, ее верхняя часть приурочена к ущелью, ниже которого транзит материала осуществляется в днище вреза с теснинообразным поперечным профилем и выпуклым продольным профилем, глубина этого вреза составляет до 4-5 м, ширина по бровкам около 40-50 м, по днищу 10-15 м. Устьевая часть зоны транзита почти на 0,4 км удалена от тылового шва долины р. Малой Пайпудыны, что свидетельствует о возможности транспорта селевого материала в этом бассейне при достаточно низких уклонах. Зона селевой аккумуляции имеет треугольную в плане форму, ее площадь составляет 0,03 кв. км (рис. 4.44в). Молодые селевые образования локализованы в русле и прирусловой части конуса, они представлены валунно-глыбовым материалом

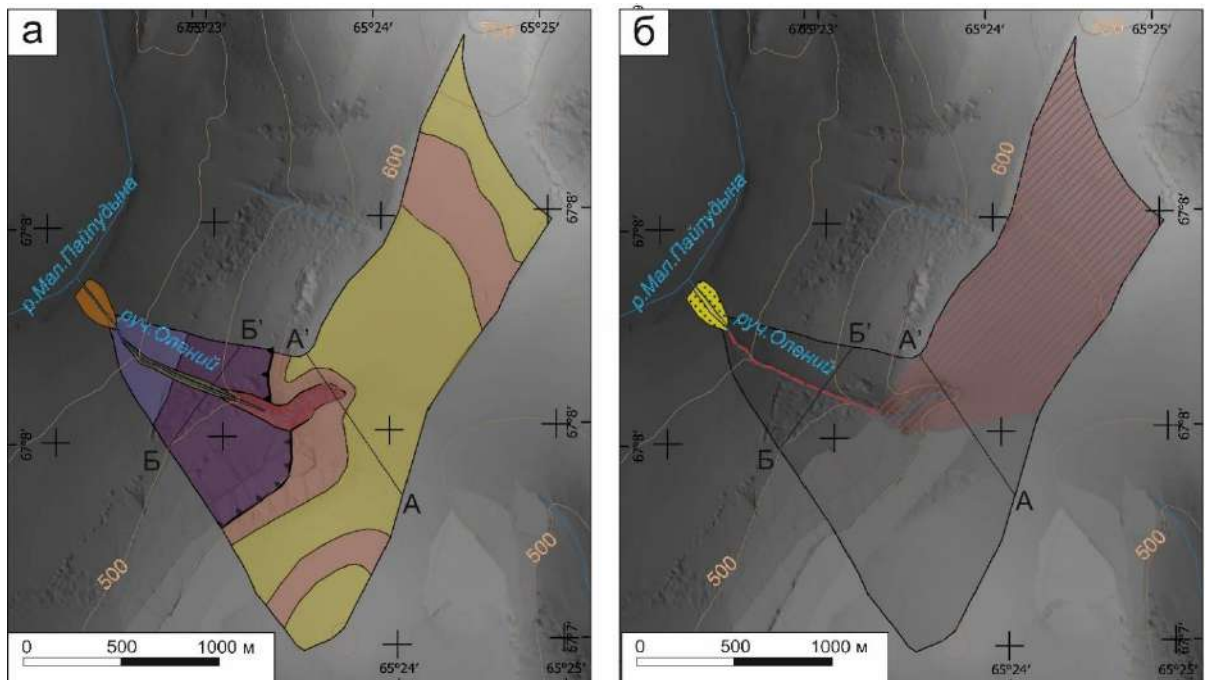


Рис. 4.44 Геморфологическое строение (а) и морфодинамические зоны бассейна руч. Оленьего (№ 11, Большой Пайпудынский хребет), условные обозначения – см рис. 4.15

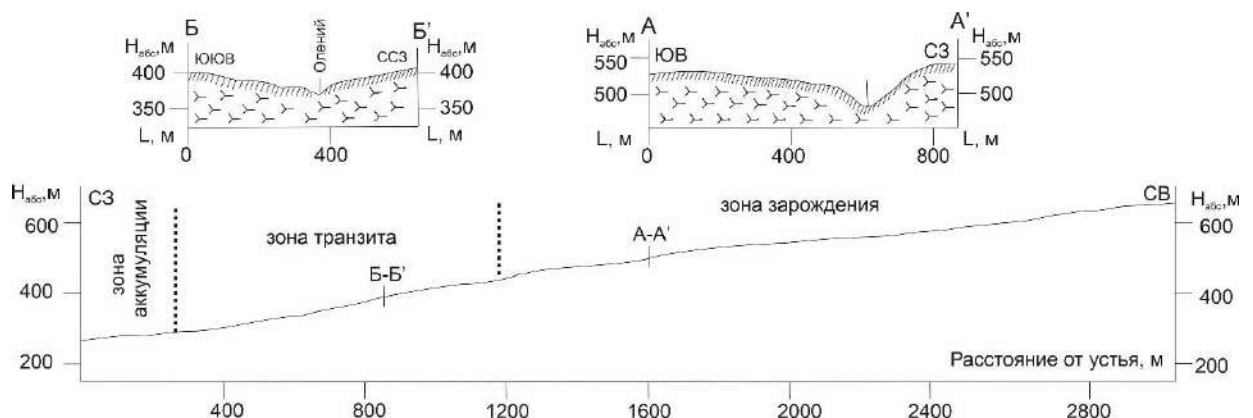


Рис. 4.45 Профили долины руч. Оленьего. Условные обозначения см. на рис. 4.17.

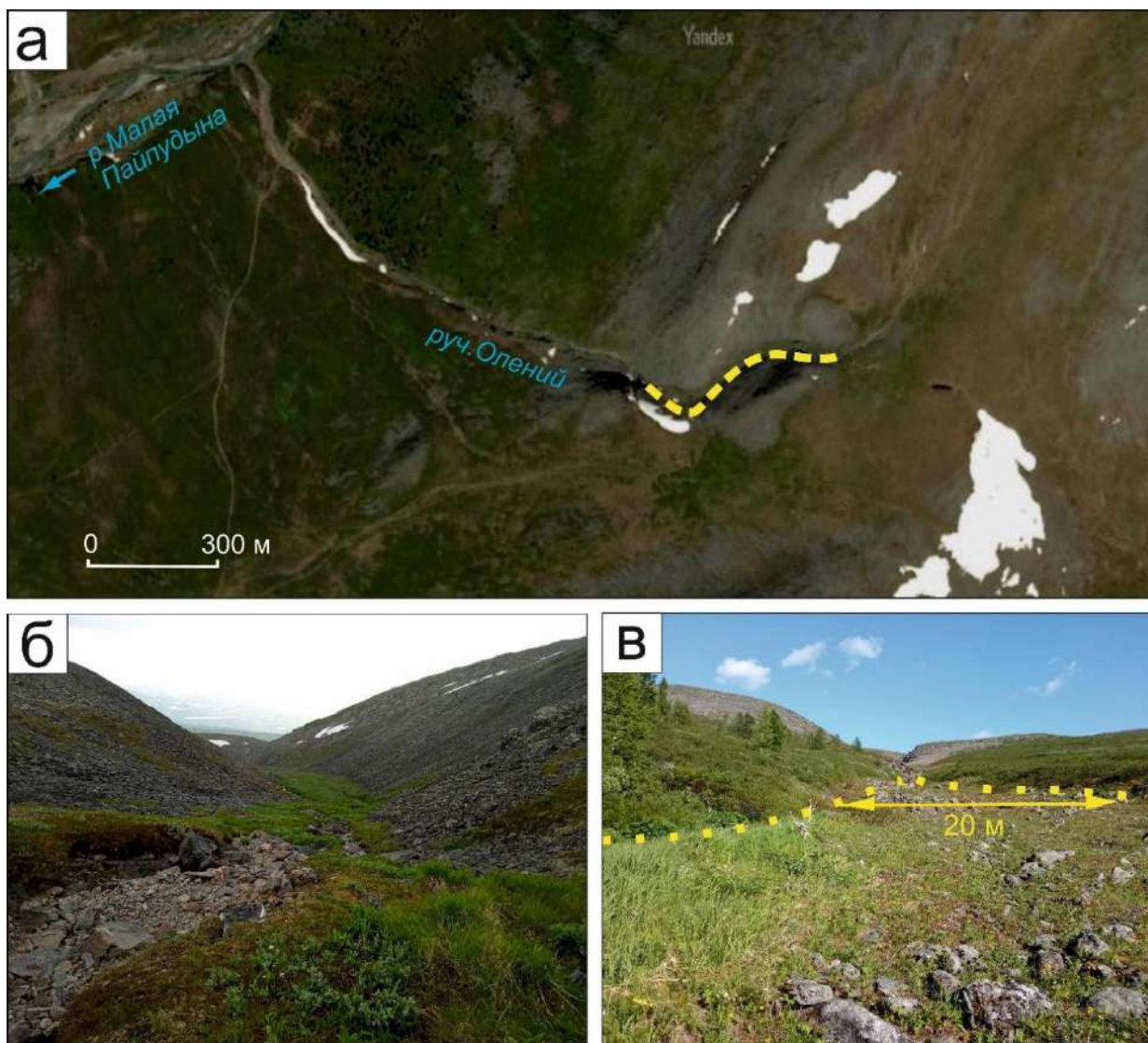


Рис.4.46 Строение бассейна руч. Олений (№ 14, Большой Пайпудынский хр) и селевого рельеф в нем: а - плановое строение бассейны руч. Олений, желтым пунктиром отмечен участок с коленообразным изгибом русла, протекающего по днищу ущелья; б – вид на ущелье в зоне зарождения; в – вид на зону аккумуляции (а – источник снимка ЯндексКарты, б, в – фото автора).

Для большей части бассейнов V типа характерна, как и для бассейна р.Айкуайвеньюк, приуроченность зон внутренней аккумуляции к резким коленообразным поворотам водотоков, обусловленным плановым строением сетки тектонических рвов и ущелий. В то же время в случае, если рвы и ущелья расположены не у подножия горных сооружений, а в верхней либо средней части склонов (как в бассейне руч. Оленьего), ниже по течению вследствие сохранения уклонов возможно формирование транзитного участка в виде селевого вреза и зоны разгрузки в виде ложбинно-грядового конуса выноса треугольных плановых очертаний. Следов развития флювиальных процессов в пределах бассейна не наблюдает.

В целом в пределах рассматриваемых территорий бассейны выделенных типов имеют много общих черт. В первую очередь это выражается в связи типа бассейна и расположения его морфодинамических зон.

Для бассейнов I типа всегда характерно простое строение и аккумуляция всего транспортируемого материала в пределах конуса выноса, областей внутриводной аккумуляции не образуется. Тальвеги в таких бассейнах морфологически представлен небольшим врезом селевых процессов, в них также могут развиваться лавинные процессы в зимнее время года.

Для бассейнов II типа, вне зависимости от степени сложности их устройства, характерна аккумуляция большей части материала в пределах конуса выноса, дальность выноса селевых отложений за пределы гор может составлять до 2-2,5 км. В зоне транзита следы развития обычных флювиальных процессов практически полностью уничтожаются селевыми потоками, в зоне селевой аккумуляции флювиальных форм, как правило, не наблюдается. Отдельные аллювиальные гряды из перемытого селевого материала могут формироваться ниже зоны селевой аккумуляции. В случае, если селевой водоток представляет собой приток неселевого водотока, первый служит поставщиком материала в приемную долину и тем самым создает условия для формирования аллювиальных шлейфов ниже своего впадения.

Характерной чертой бассейнов III типа можно считать комплексы разновысотных селевых террас довольно хорошей сохранности, формирование которых может быть связано со сменой этапов аккумуляции селевого материала во внутренней части бассейнов и его последующим размывом. Бассейны III типа в среднем отличаются наибольшей выраженностью селевого рельефа и его хорошей сохранностью на протяжении всей зоны транзита и в зоне селевой аккумуляции. Селевые террасы также формируются и в бассейнах, относящихся к типу эрозионных долин без следов выраженной ледниковой переработки, однако ширина их площадок и число террас на в поперечном сечении долины обычно меньше. Следы развития флювиальных процессов обычно развиваются только ниже зон аккумуляции, выше по течению флювиальный рельеф полностью уничтожается.

Бассейны IV характеризуются менее выраженными конусами выноса, средней дальностью выноса за пределы гор менее 0,5 км и аккумуляцией до половины транспортируемого материала в средней части бассейна (исключение составляют бассейны этого типа, расположенные на Малом и Большом Пайпудыньском хребте). Воздействие флювиальных процессов главным образом заключается в выносе тонкой фракции из селевых отложений в зонах разрузки и внутриводной аккумуляции. В пределах зон аккумуляции в руслах встречаются единичные аллювиальные гряды.

В бассейнах V типа значительная часть транспортируемого материала достаточно часто отлагается в средней части бассейна, в результате чего возникают зоны внутриводной аккумуляции. Флювиальные процессы преимущественно развиваются ниже устьевых зон аккумуляции.

Глава 5. Послеледниковая динамика селевых процессов в горах Европейского сектора Российской Субарктики⁴

5.1 Реконструкция селевой динамики в ключевых селевых бассейнах гор Кольского полуострова в голоцене

В качестве ключевых бассейнов для реконструкции голоценовой селевой динамики были выбраны четыре бассейна Хибинских тундр и один бассейн Ловозерских тундр (рис. 5.1, табл. 5.1).

Таблица 5.1

Ключевые селевые бассейны для реконструкции голоценовой активности селевых потоков (нумерация бассейнов приведена в соответствии с каталогом селевых бассейнов Хибинских и Ловозерских тундр, Приложение В1, В2)

№	Название главного водотока	Порядок главного водотока	Водосборная площадь бассейна, кв.км	Площадь зоны аккумуляции	
				современная	голоценовая
Хибины					
3	Манепахкуай	2	9,034	0,179	2,572
88	Лявойок	2	16,013	0,217	0,199
122	Алявумйок	2	1,670	0,071	0,078
140	Голубичная	1	9,860	0,043	0,154
Ловозерские тундры					
6	Сенгисйок	1	11,736	0,080	0,479

Бассейны Алявумйока и Маннепахкуая относятся ко II типу, бассейны р. Сенгисйок, р. Лявойок и р. Голубичной – к III. Эти бассейны были выбраны в связи с высокой сохранностью в них аккумулятивных форм селевого рельефа. Частично эти ключевые бассейны совпадают с типовыми бассейнами, выбранными для детального анализа геоморфологического строения и морфодинамических особенностей. Однако не все рассмотренные в разделе 4.2 типовые бассейны подошли для решения задач, направленных на определение возраста селевого рельефа - бассейны I, IV и V типов не были включены в рассмотрение в связи с меньшими площадями, худшей сохранностью аккумулятивного селевого рельефа в них и отсутствием датированного материала. В то же время для получения более полного представления о голоценовой динамике селевых процессов было решено увеличить число ключевых бассейнов, рассмотренных в настоящем разделе.

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования; а также в иных изданиях:

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Гуринов А.Л. Воздействие селевых потоков на рельеф долин гор Кольского полуострова // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г. / Под ред. Е. Н. Бадюковой, В. Р. Беляева, Ю. Р. Беляева и др. — М., 2020. — С. 234–239.

Рудинская А.И., Гаранкина Е.В., Семеняк Н.С., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Беляев Ю.Р. Реконструкция позднеголоценовых селевых событий Хибин // Пути эволюционной географии – 2021. Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). — Т. 2. — М.: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт географии Российской академии наук, 2021. — С. 322–325.

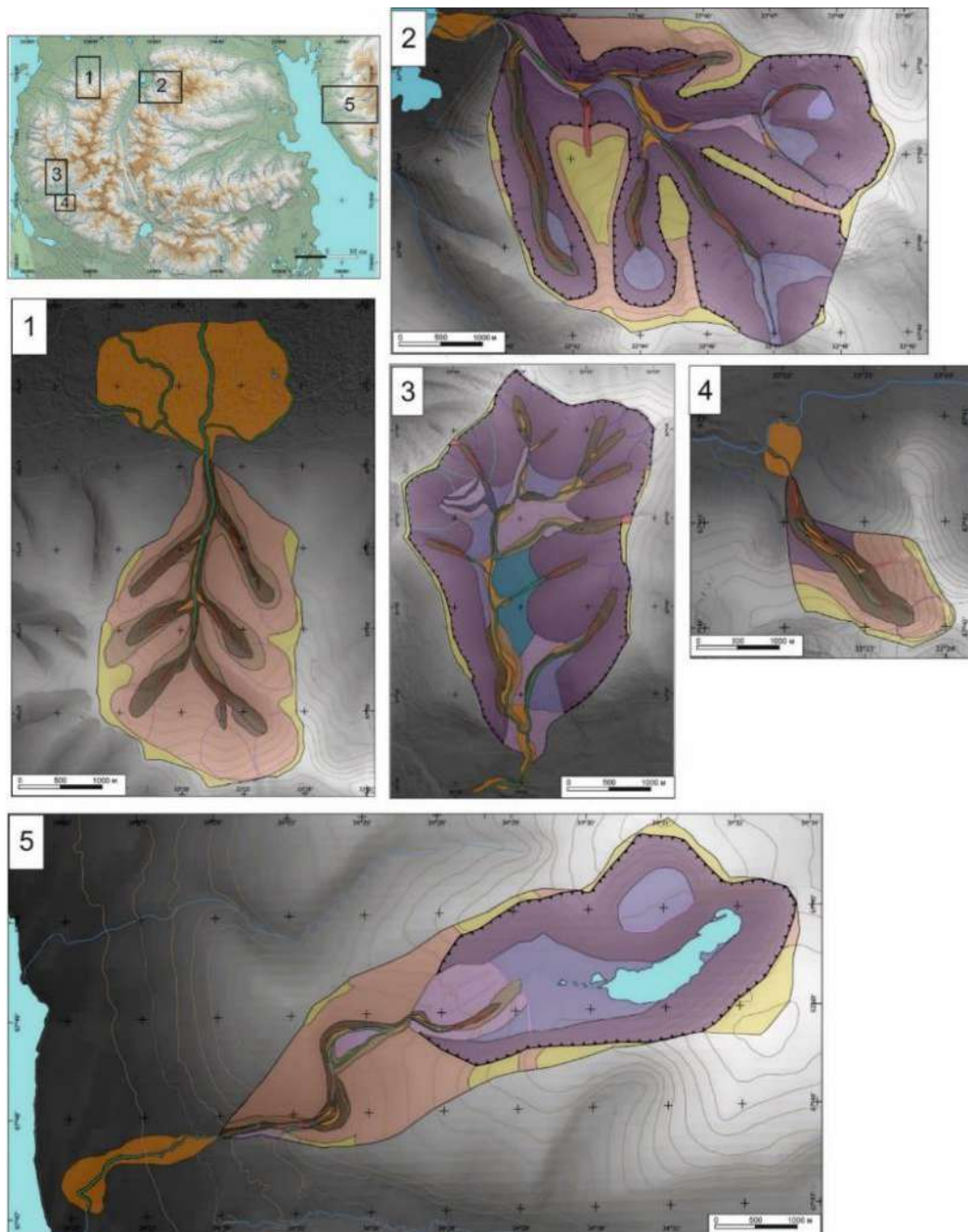
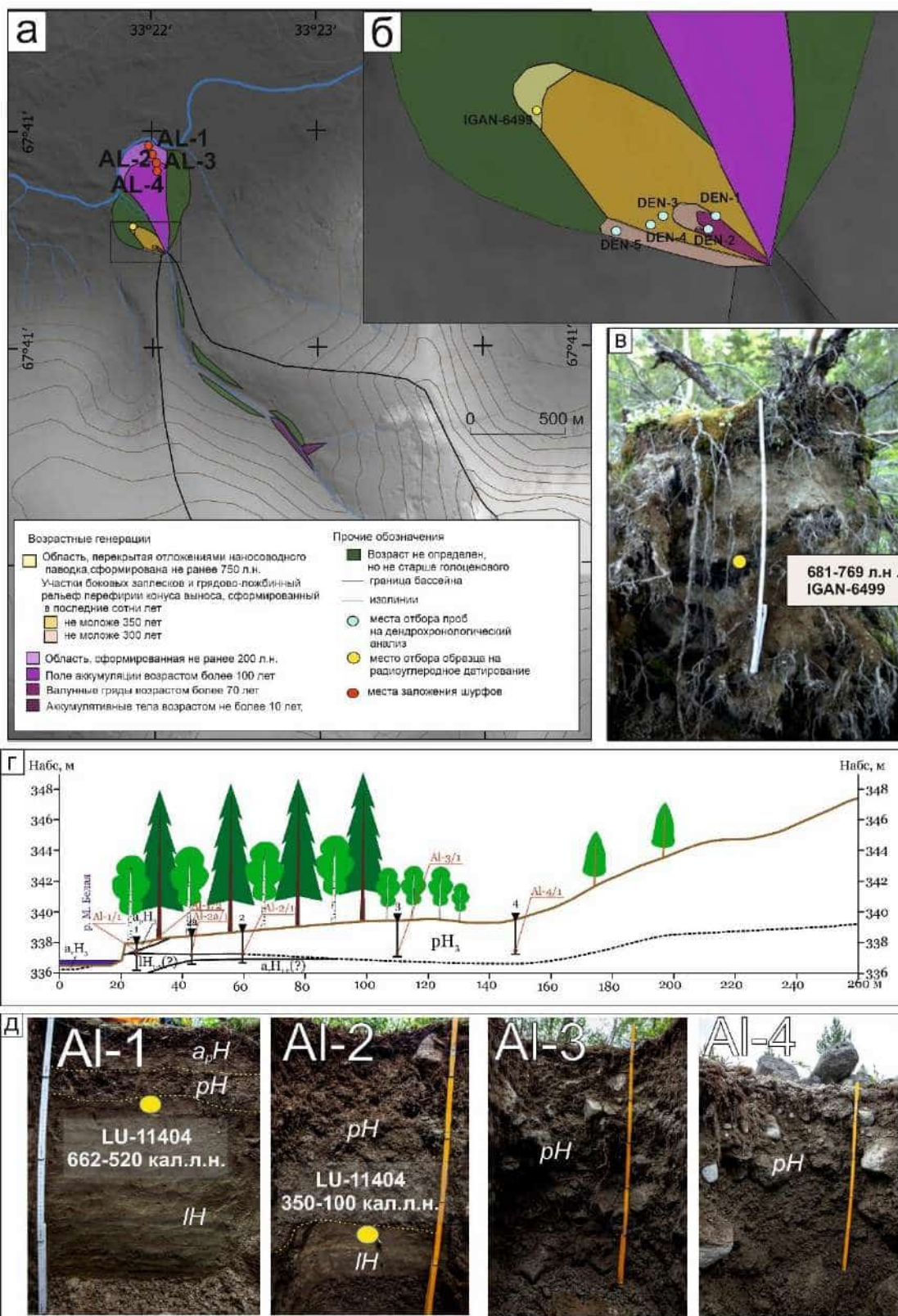


Рис. 5.1 Геоморфологическое строение ключевых бассейнов (1– руч. Маннепахкуай, 2 – р. Лявойок, 3 - р. Голубичной, 4 – р.Алявумйок, 5 – р. Сенгисйок). Условные обозначения – см рис. 4.15

Бассейн р. Алявумйок

Геоморфологическое строение бассейна р.Алявумйок и его морфодинамические зоны и селевого рельефа в нем был охарактеризован в п.4.2. Интеграция результатов радиоуглеродного датирования и дендрохронологических данных и изучение материала, слагающего конус (табл. 5.2 рис. 5.2), позволило уточнить его строение.

Возраст отобранного на западной оконечности конуса р. Алявумйок (рис. 5.2в) гумусированного горизонта, перекрытого отложениями наносоводного паводка составляет 681-769 кал. л. С помощью дендрохронологического анализа был определен верхний предел возраста формирования отдельных форм селевого рельефа конуса выноса р.Алявумйок и ручья б/н (табл. 5.2, рис. 5.2а, 5.2б).



5.2 Строение конуса выноса руч.Алявумйока : а, б - возрастные генерации селевого рельефа в бассейне руч.Алявумйока, выделенные на основе интеграции результатов радиуглеродного и дендрохронологического анализа; в - место отбора образца на радиоуглеродное датирование; г – продольный профиль фронтальной части конуса выноса (построен Ю.Р. Беляевым); д – строение шурфов, заложенных в теле конуса (фото В.В. Смирновой)

Отложения фронтальной части конуса Алявумйока (см. рис. 5.2г, 5.2д) налегают на слоистые зеленоватые алевриты озерного генезиса. Были получены две радиоуглеродные даты: по озерным отложениям, перекрытым селевым материалом во фронтальной части конуса близ русла р. Малой Белой (662-520 кал. л. н.), и по гумусированному прослою из кровли этих отложений (350-100 кал. л. н.). Таким образом, формирование фронтального участка конуса произошло не ранее 200 кал. л. н. В связи с отсутствием датированного материала не представляется возможным определение возраста селевых террас, расположенных на бровках донного вреза в среднем и нижнем течении р. Алявумйок.

Таблица 5.2
Возраст селевых генераций в зоне аккумуляции бассейна р. Алявумйок
(по результатам дендрохронологического датирования)

Верхний предел возраста, л.н.	Характеристика селевого микрорельефа в пределах конуса выноса
350	Гряда шириной до 1,5-2,5 м, ориентированная с северо-запада на юго-восток
300	Участок поверхности конуса, сложенный крупнообломочным (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород
250	Ложбинно-грядовая поверхность на конусе притока б/н
220	Гряда высотой 0,5-0,7 м с выпуклой поверхностью, наклонной к югу на 5-7°
180	Грядово-ложбинный участок; гряды сложены крупнообломочным м (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород с заполнителем из щебня и супесчано-легко-суглинистого материала

Анализ особенностей годовичного прироста позволил определить годы формирования компрессионной древесины (табл. 5.3). По-видимому, заплеск, в пределах воздействия которого произрастает ель DEN-1, произошел в 1955 г (рис 5.3).

Таблица 5.3
Датированные компрессионные кольца в ядрах деревьев,
произрастающих в зоне разгрузки Алявумйока и правого притока б/н

Керн (№ по каталогу, Приложение В1)	Особенности структуры древесины	Год начала формирования компрессионных колец
DEN-1	Компрессионные кольца по одному радиусу (ЮЗ)	1955
DEN-2	Симметричные компрессионные кольца	Не позднее 1944 г.
DEN-3	След удара по одному радиусу (СЗ)	1969
	Симметричные компрессионные кольца Компрессионные кольца по одному радиусу (СЗ)	1881
		1900
		1889
		1871

Практически незадернованная поверхность поля аккумуляции в осевой части конуса выноса Алявумхйока, поросшая редкими березами и единичными елями, хорошо читается на аэрофотоснимках 1953 г. и на первых картах Хибинского массива конца 1920-х – начала 30-х гг., что позволяет говорить о столь мощном выносе селевого материала не ранее начала XX века.

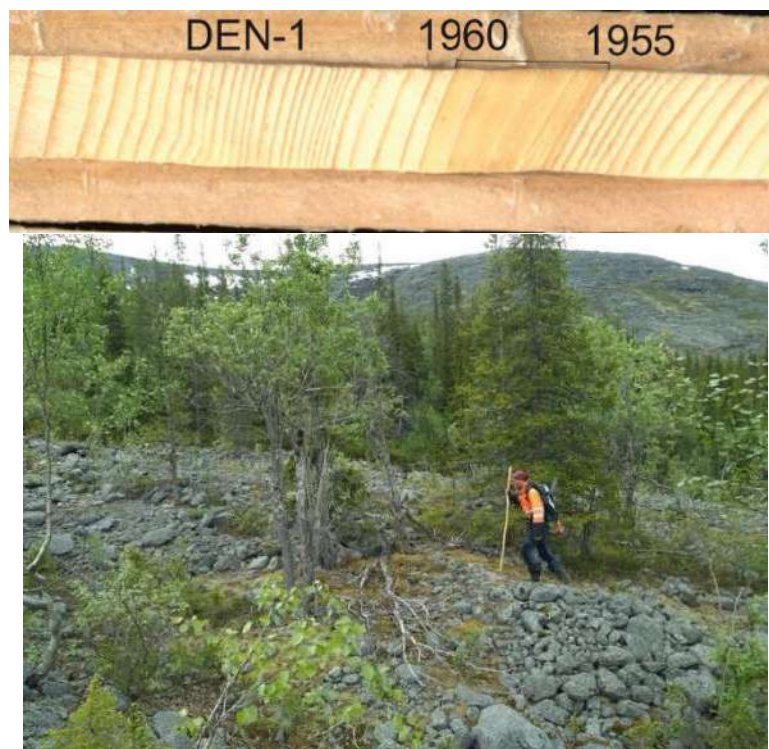


Рис. 5.3 Ель DEN-1, произрастающая в зоне воздействия заплеска 1955 г., наложенного на поверхность возрастом не моложе 350 лет. Фото автора

Интеграция результатов радиоуглеродного и дендрохронологического датирования и анализ морфологии и взаимного расположения форм селевого рельефа и изучение строения отложений, слагающих конус, позволил выделить следующие возрастные генерации:

1. Большая часть единого слившегося конуса выноса Алявумйока, имеющая голоценовый возраст и наложенная на образованные ранее предположительно также голоценовые озерные отложения, заполняющие днище трога Малой Белой в створе бассейна;
2. Участок на конусе Алявумйока, перекрытый отложениями наносоводного паводка, произошедшего не позднее 750 лет назад;
3. Участки боковых заплесков на конусе выноса Алявумйока; выраженные в виде грядово-ложбинного рельефа высотой до 1,0-1,5 м – наложенных друг на друга следов событий последних сотен лет;
4. Фронтальная часть конуса выноса, образованная не ранее 200 л. н.;
5. Выпуклое в осевой части каплевидное в плане поле аккумуляции площадью 0,06 кв. км (прорезано водотоком), сформированное более 100 л. н.;
6. Следы бокового заплеска – валунные гряды, сформированные около 70 л. н.;
7. Аккумулятивные тела возрастом менее 10 лет, заполняющие днище селевого вреза в средней части бассейна.

Выделенные генерации селевого рельефа свидетельствуют о том, что в последние столетия имели место как минимум пять экстремальных селевых событий, значительно преобразовавших рельеф сформированного ранее конуса выноса. Особенно масштабное селевое событие, создавшее каплевидное в плане поле аккумуляции, произошло не позднее 100 л.н. При оценке частоты селевых событий по следам рельефа неизбежна проблема потери информации, поскольку мощные селевые потоки зачастую полностью стирают следы предыдущих селевых событий меньшей мощности.

Бассейн руч. Маннепахкуай расположен на внешнем северном макросклоне Хибинских тундр. В основное русло впадает 6 селеносных притоков (рис. 5.4). Источником твердой фазы для селей является материал склонового чехла, концентрирующийся в водосборных воронках в диапазоне высот от 600-700 м (для нижних притоков) до 750-900 м (для верховьев Маннепахкуая).

Зону транзита можно выделить как в долинах притоках, так и в основном русле бассейна. В притоках транзитные участки представлены V- и теснинообразными врезами с узким днищем шириной 1-2 м. В продольном профиле характерны уступы, контролируемые положением выходов более стойких пород (0,5-1 м высотой) и тектонических нарушений (до 4-10 м и более), ниже которых часто формируются эвразионные котлы. В главном русле единая зона транзита разделена аккумулятивными конусами долин-притоков, но в целом занимает большую часть горного участка. В ее пределах поперечный профиль меняется от ящико- до U-образного, ширина днища составляет 10-20 м, русло – прямолинейное, шириной в первые метры, с каскадами порогов высотой 0,3-1 м. Некоторые участки главного русла полностью лишены рыхлых отложений. При выходе на равнину перенос селевого материала продолжается на прямолинейных транзитных участках длиной 100-150 м (рис. 5.4в), разделенных аккумулятивными участками.

Зоны внутриваловой аккумуляции в притоках Маннепахкуая практически не формируются, наблюдаются лишь небольшие выположенные участки ниже уступов продольного профиля, в пределах которых русла меандрируют в щебнисто-дресвяных отложениях мощностью до 1 м. Основная аккумуляция происходит на конусах выноса, образующих один или несколько уровней и состоящих из разделенных сухими ложбинами валов и гряд высотой от 0,5 до 4 и более м над урезом. Наблюдаются и очень мощные тела – например, терраса высотой до 8-10 м, прислоненная к левому борту долины Маннепахкуая (рис. 5.4а).

В пределах конуса выноса главной долины зона современной аккумуляции, расположенная непосредственно ниже выхода водотока из гор, представлена участками щебнисто-глыбовых (диаметр обломков составляет до 2 м) скоплений в дробящемся на рукава русле. В одной из террас (рис. 5.4д, 5.4е) отмечены пачки более грубообломочного материала с поровым заполнителем и разделяющие их оглиненные и опесчаненные слоистые линзы дресвы и щебня. Некоторые из этих линз сильно ожелезнены и оторфованы, что свидетельствует об относительной стабилизации поверхности после накопления этих отложений. Радиоуглеродное датирование оторфованного песка в обнажении этой террасы (с отметки 140-170 см над урезом) показало возраст 1067-1338 л. н. Возраст оторфованных прослоев из селевой террасы в 500 м выше по течению (на высоте около 120 см над урезом) составляет 457-673 л. н. Калиброванный возраст нечетко выраженного слабо оторфованного прослоя на глубине 0,3-0,4 м составляет около 70 лет (см. Приложение Е, ч. Е3).

Ниже по течению в локальных зонах аккумуляции русло расширяется и фуркирует, в нем наблюдаются сложенные грубообломочным материалом острова шириной до 4 м и длиной до 6-7 м с задернованной поверхностью. К этим островам прислоняются щебнистые побочки шириной до 1-1,5 м. При движении ниже по течению размеры островов увеличиваются – их ширина теперь достигает 9 м, а длина – 30 м. Участки с островами разделены участками с прямолинейным руслом, на которых продолжается транспортировка селевого материала. Участок современной аккумуляции ниже по течению переходит в

залесенный веерообразный в плане конус выноса площадью около 2,5 кв. км, осложненный сетью радиально расходящихся ложбин и сухих проток длиной до 1-1,5 км. Длина этого конуса составляет около 2,2 км, максимальная ширина – до 2,6 км. Его площадь более чем в 10 раз превышает площадь зоны современной аккумуляции.

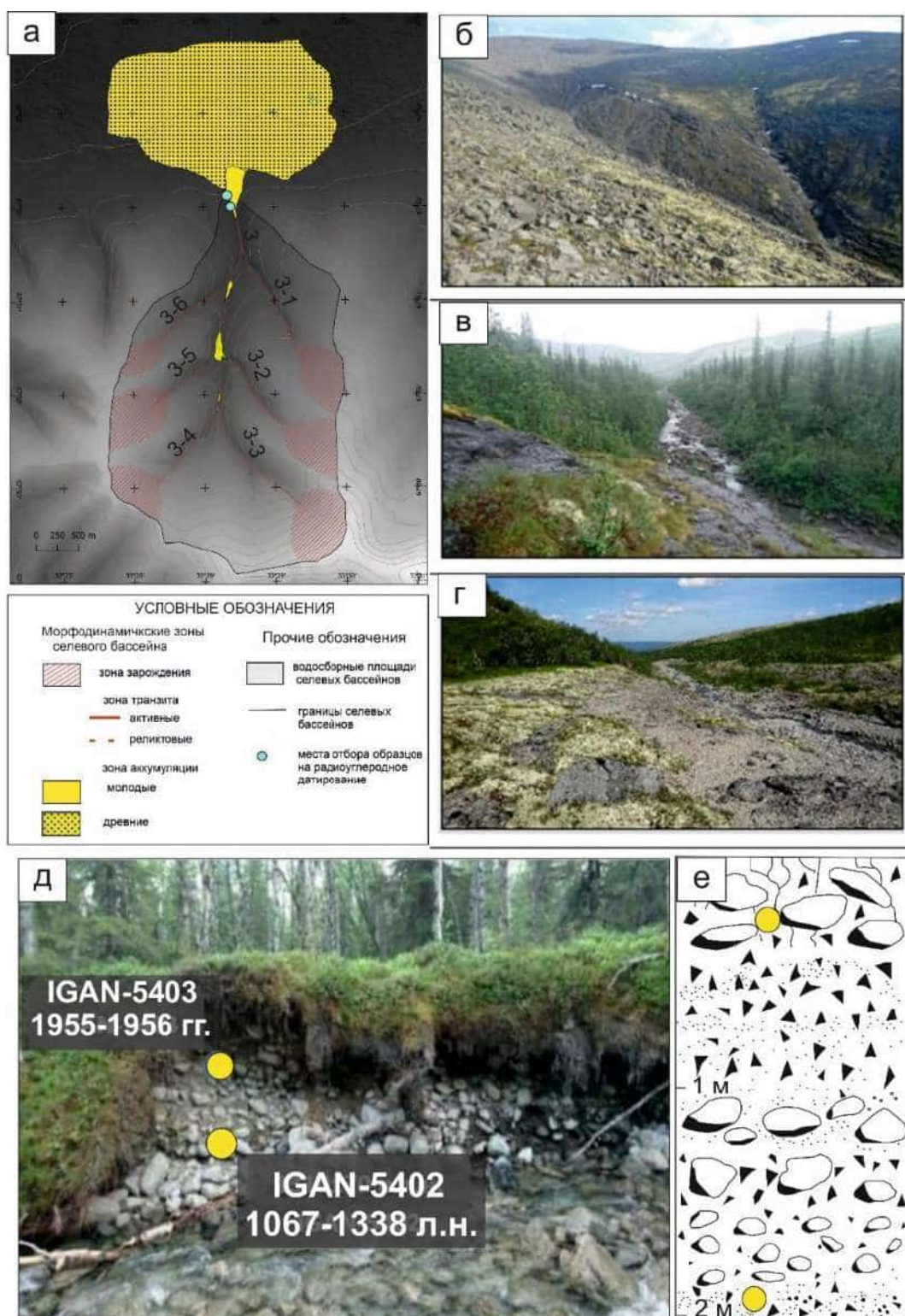


Рис. 5.4 Морфодинамические зоны бассейна Маннепахкуая (а- строение бассейна, б – зона зарождения, в – зона транзита при выходе на равнину, г – зона внутридолинной аккумуляции) и строение селевой террасы в вершине конуса выноса (д, е). Фото Е.В. Гаранкиной, схема строения разреза составлена по материалам Е.С. Гаровой

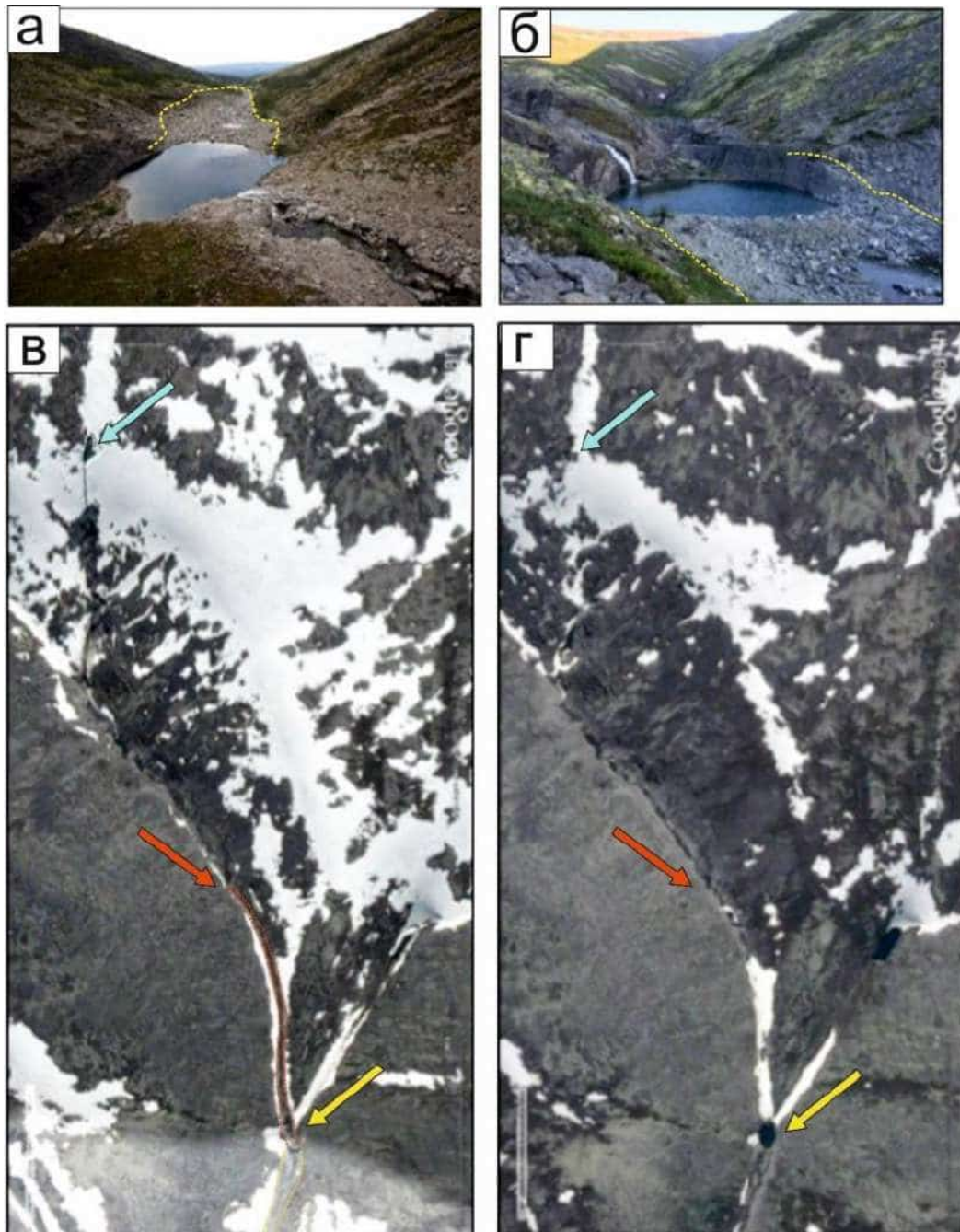


Рис. 5.4 Свидетельства селевых событий последних лет в бассейне руч.Маннепахкуая (а, б - свежие отложения водоснежного потока на слиянии Маннепахкуая и его верхнего правого притока, зафиксированные во время полевого обследования бассейна летом 2016 г., фото А.Л. Гуринова; в – снимок Google Earth от 03.06.2014 на участок верховий Маннепахкуая, стрелками указаны следы схода небольшого водоснежного потока - зона зарождения (участок срыва небольшого фрагмента снежного покрова с крутого левого борта долины, указан голубой стрелкой), зона транзита по телу снежника в дне эрозионного вреза (указан красной стрелкой и карсной пунктирной линией), зона аккумуляции на слиянии двух водотоков ниже озерка (указана желтой стрелкой и желтой пунктирной линией); г - характер русла в год без селепроявлений (схемы в, г составлены Е.В. Гаранкиной)

Достоверные свидетельства современной селевой активности были установлены при полевом обследовании 2016 г. В верхней части бассейна при слиянии Манепахкуая и верхнего левого притока были обнаружены свежие бугры и «холмики-кучи» высотой до 1,2 м, образующие при слиянии гряду из непромытого алевролитистого валунного дресвяника длиной более 7-8 м (рис. 5.4а, 5.4б). Ниже по течению наблюдались тонкие шлейфы дресвяника, локализованные в русле и на слабо задернованных склонах на высоте до 1 м над скальным руслом. Вероятно, это селевое событие представляло собой водоснежный поток и было связано быстрым и единовременным таянием снега аномально ранней и теплой весной 2016 г. Судя по положению зоны аккумуляции непосредственно ниже озера, водоснежный поток прошёл по поверхности льда – ранее, чем завершилось протаивание водоема. Аналогичное событие зафиксировано на снимках Google Earth весной 2014 г. (рис. 5.4в, 5.4г) и, судя по всему, водоснежные потоки сходят в бассейне регулярно, раз в несколько лет или ежегодно.

Таким образом, можно выделить следующие возрастные генерации селевого рельефа в бассейне Манепахкуая:

1. Обширный конус выноса площадью 2,5 кв. км, расположенный у подножия Хибинского массива, наложенный на отложения покровного ледника валдайского возраста и сформированный на этапе дегляциации;
2. Террасовидные площадки высотой 8-10 и 5-6 м, предположительно отвечающие высотному положению днища долины во время деградации оледенения;
3. Террасовидные площадки высотой 1-3 м над руслом, отвечающие высотному положению днища главной долины не менее 1000-1500 л. н.;
4. Селевые террасы возрастом от нескольких десятилетий до нескольких веков;
5. Формы возрастом в несколько лет, образованные преимущественно водоснежными потоками – гряды, валы террасы, холмики-кучи, плащеобразные покровы.

Выделенные генерации селевого рельефа свидетельствуют о направленном снижении мощности селевых потоков – наибольшие по площади аккумулятивные тела и наиболее высокие террасы предположительно соответствуют этапу деградации оледенения, в то время как размеры современных аккумулятивных тел существенно меньше. Судя по материалу, слагающему наиболее древние из выделенных возрастных генераций селевого рельефа, часть конуса, выдвинутого на предгорную равнины, могла быть сформирована преимущественно водокаменными потоками, в то время как формы возрастом несколько веков и менее образованы водоснежными потоками. Селевые процессы, по всей видимости, продолжают играть значительную роль в формировании современного облика днища долины.

Бассейн р. Сенгисйок

Строение бассейна р. Сенгисйок было подробно охарактеризовано в п. 4.2. Радиуглеродное датирование обогащенных органикой горизонтов, вскрывающихся в селевых террасах в этом бассейне, позволило установить время их формирования.

В 1000 м к западу от субширотного поворота русла (рис. 5.5а) располагается селевая терраса высотой 2 м. В ее уступе вскрываются два гумусированных горизонта, разделенных пачками селевых отложений. Нижний горизонт, судя по результатам радиоуглеродного датирования, сформировался в интервале с 1843 по 1937 г, верхний – в интервале с 1996 по 2009 г (рис. 5.5б). По-видимому, перекрывающие нижний гумусовый горизонт селевые

отложения были сформированы в результате селевого события, произошедшего не ранее конца XIX-начала XX в., а площадка существующей в настоящее время селевой террасы последний раз подверглась селевому воздействию 15-20 л. н.

Радиоуглеродные даты торфянистых горизонтов, подстилающих селевые отложения и вскрывающихся в уступах селевых террас высотой 1,5-2,5 м на субмеридианальном участке в среднем течении Сенгисйока (рис. 5.5а), составили 963-1264 кал. л. н. Ниже по разрезу залегают озерные отложения, перекрывающие гумусированный горизонт, сформированный не ранее 5500 л.н. Он подстилается селевыми отложениями, представленными плотно упакованной галечно-валунной толщей (рис. 5.5в, г). Таким образом, селевой врез глубиной до 15-20 м, прорезающий днище долины, выполненной ледниковыми, озерно-ледниковыми и древними селевыми отложениями, был образован не позднее середины голоцена. Селевая терраса высотой 1,5-2,5 м, вложенная в днище этого вреза, была образована не ранее 1000 л. н.

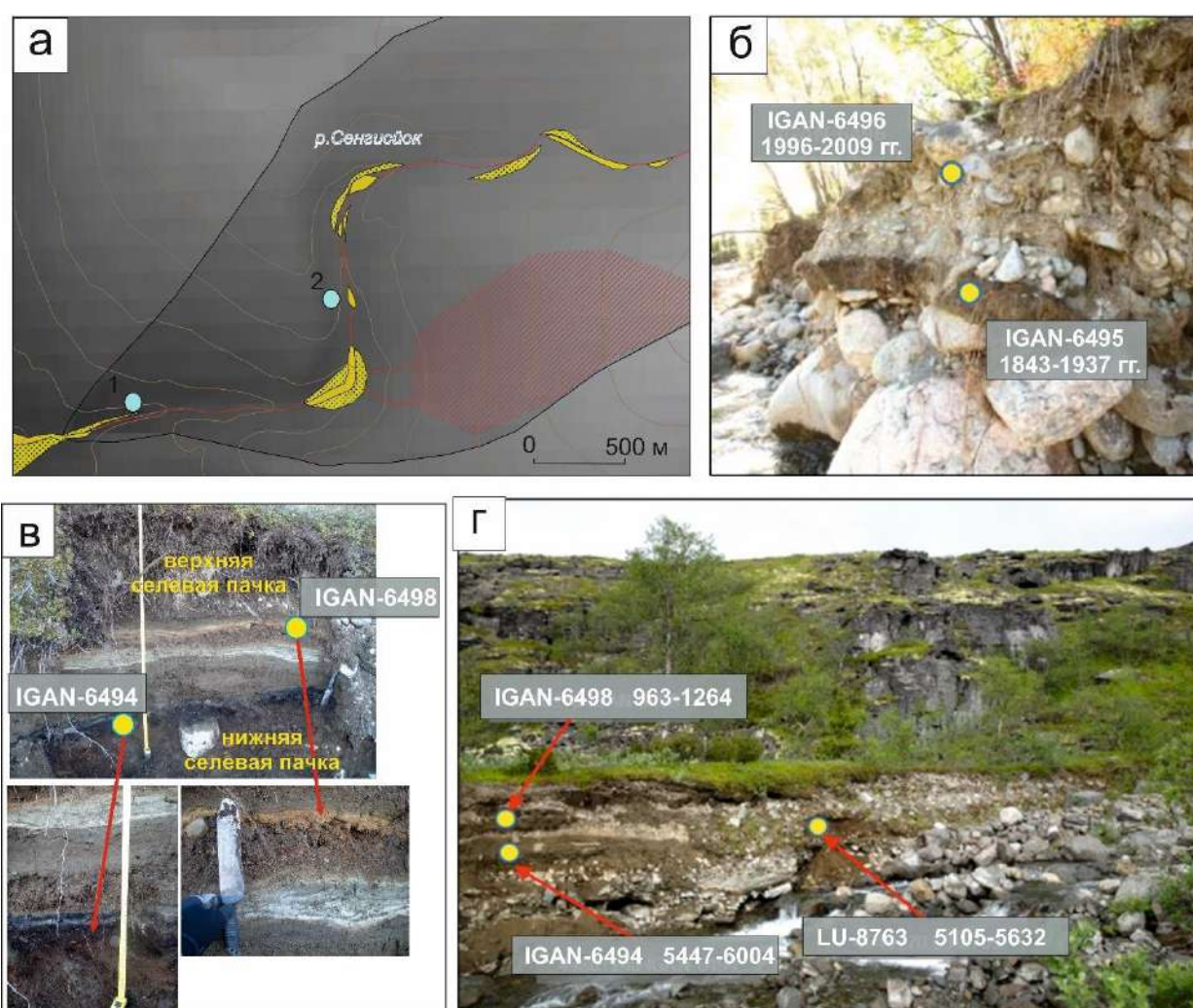


Рис. 5.5 Места отбора и радиоуглеродные датировки погребенных в селевых сериях эмбриональных почв в бассейне руч.Сенгисйока: а – местоположение отбора образцов на датирование в нижнем (1) и среднем (2) течении р. Сенгисйока, составлено автором; б – места отбора образцов и датировки в террасе в нижнем течении, составлено Е.В. Гаранкиной; в, г - места отбора образцов и датировки в террасе в среднем течении, составлено Е.В. Гаранкиной

3 июля 2017 г. во время маршрутного обследования долины Сенгисйока было зафиксировано комплексное селевое событие. По-видимому, причиной возникновения селя было интенсивное снеготаяние в верховьях бассейна, начавшееся из-за резкого подъема дневных температур воздуха, отсутствия осадков и малой облачности либо ее отсутствия в период с 29 июня по 3 июля 2017 г. (рис. 5.6). Судя по спутниковым изображениям Sentinel - 2 L2A от 2.07.2017 и 4.07.2017 (рис. 5.7), причиной зарождения водоснежного потока в верховьях бассейна мог стать прорыв подпруженного озером снежника, расположенного в днище ледникового цирка выше выпуклого продольного перегиба профиля. Ниже этого перегиба из-за увеличения уклона началось движение потока.

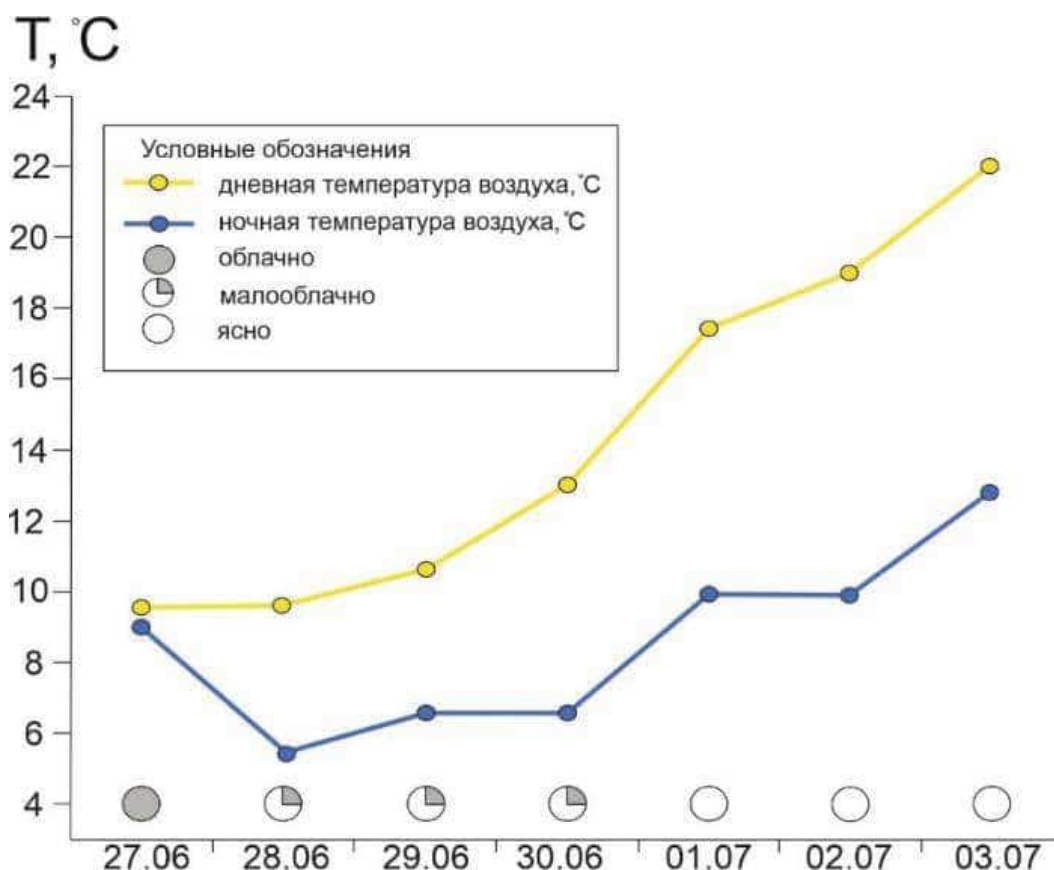


Рис. 5.6 Метеорологические данные (метеостанция Кировск) на период с 27 июня по 3 июля 2017 г.

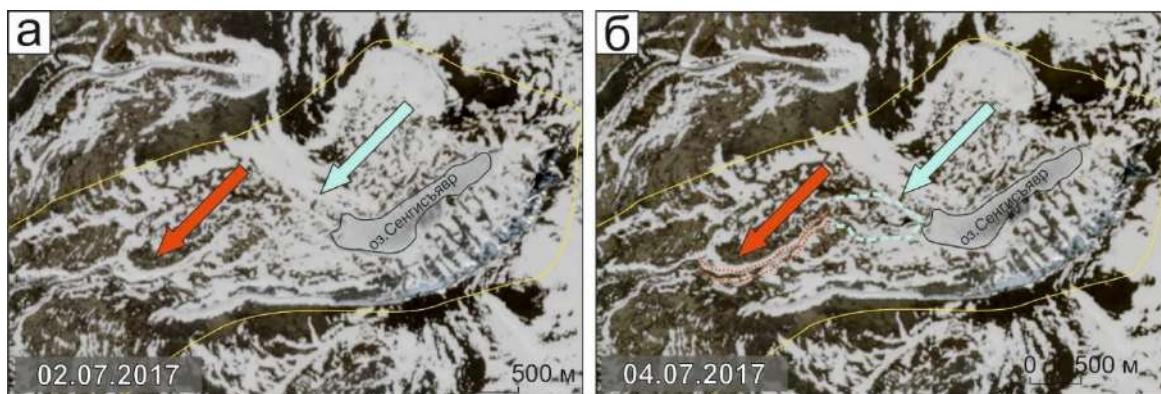


Рис. 5.7 Спутниковые изображения Sentinel-2 L2A от 2.07.2017 (а) и 4.07.2017 (б). Желтой линией показаны границы бассейна, голубой стрелкой – область снеготаяния, красной стрелкой – след прохождения ВСП от 3.07.2017.

Водоснежный поток пришел по поверхности мощного руслового снежника в верхнем течении и ниже трансформировался в водокаменный поток. В течение 40 минут были заполнены водой все сухие протоки и заполнено днище долин, поток разлился полосой шириной около 800-1000 м выше подпрудившей его насыпи бывшей железной дороги Ревда-Октябрьский. Ниже насыпи ширина потока составляла от 50 до 100 м. Были образованы плотины из снега, выносимого из верховьев, и крупных стволов деревьев (рис. 5.8). В течение часа после начала паводка поступление снега прекратилось, однако высокие уровни воды сохранялись в течение нескольких часов.

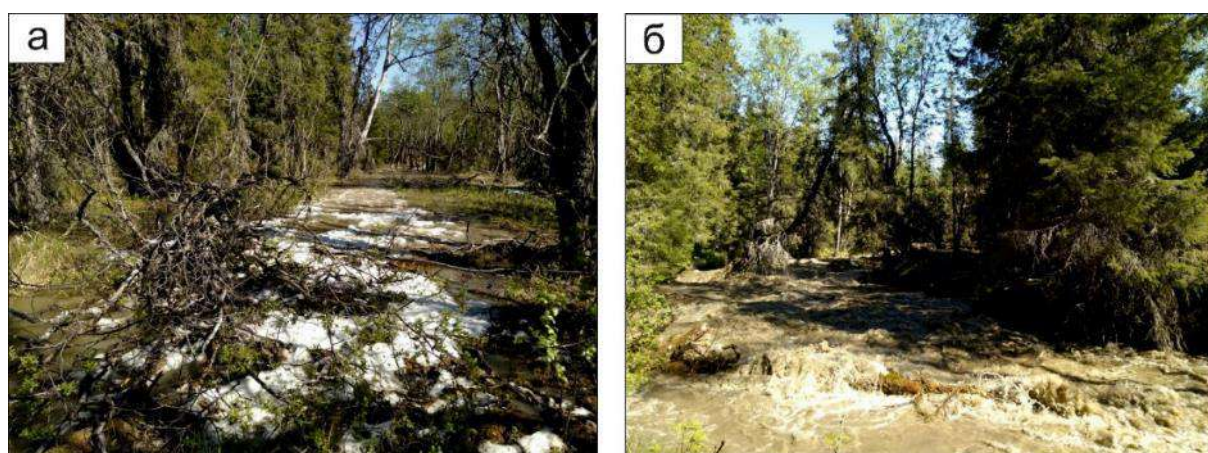


Рис. 5.8 Обычно сухие протоки на конусе выноса р. Сенгисйок, забитые снегом (а) и затопленные водой (б) во время комплексного селевого события 03.07.2017

Рельефообразующая деятельность селевого потока 3.07.2017 г. проявилась практически на всем протяжении долины. В зоне зарождения преобладал размыв отложений – были вынесены практически все обломки размером меньше 0,5-1,0 м по длинной оси. На участках размыва формировались эрозионные склоны (рис. 5.9а). В верхнем течении транзитной зоны главным образом создавались новые селевые террасы благодаря размыву ранее созданных селевых гряд либо преобразовывались эрозионные уступы уже существующих. В среднем течении прошедший селевой поток также изменил облик ранее существовавших в русле гряд – их склоны были «подпилены», в результате чего их поперечный профиль стал более выпуклым (рис. 5.9б). Ниже субмеридионального участка в транзитной зоне были сформированы селевые валы у бровок русла и преобразован рельеф уже существующих селевых гряд (рис. 5.9в). В зоне разгрузки рельефообразующая деятельность заключалась в формировании аккумулятивных форм рельефа – селевых гряд (как в главном русле, так и в руслах протоков) и валунных и дресвяно-щебнистых покровов на участках заплеска (рис. 5.9г).

В нижнем течении произошла концентрация потока из-за водопропускного сооружения в теле железнодорожной насыпи (рис. 5.10) с общей площадью поперечного сечения 8,22 кв.м. Результатом концентрации потока стало образование навала из валунов размером до 50*30*15см в 8-10 м ниже по течению от насыпи (рис. 5.11). Отложения в зоне разгрузки носят следы последующей сортировки – в русле отложения представлены смесью песка с гравием, в то время как на прирусловых участках поверхности конуса наблюдаются плащеобразные покровы наносов, представленных заиленным песком. Вероятно, это связано с прохождением наносоводных паводков в завершающей фазе селевого события.

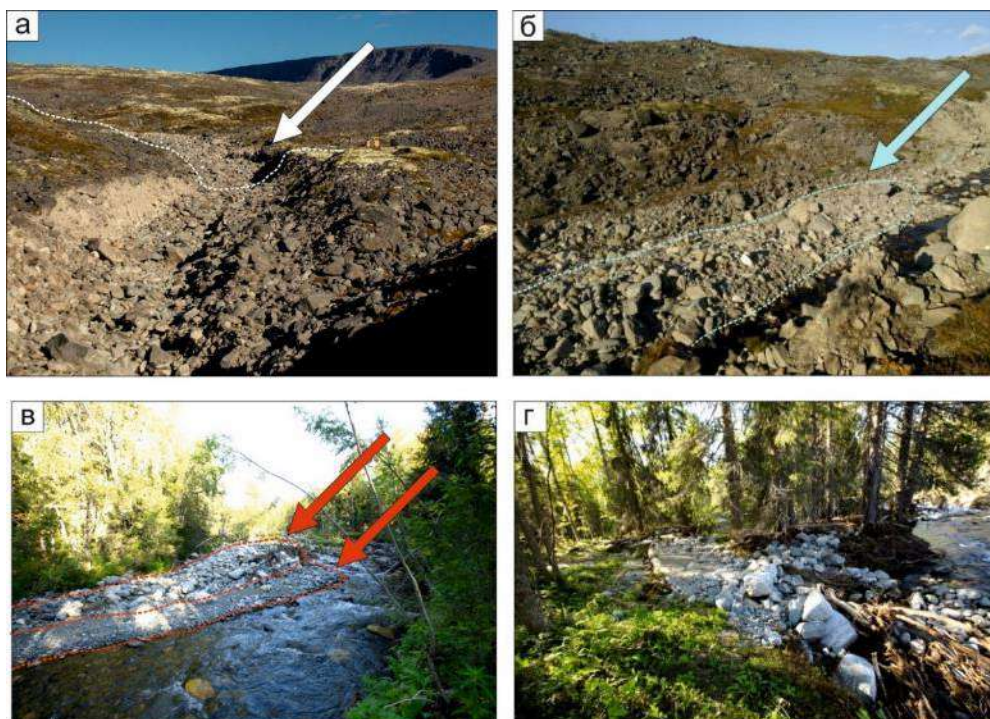


Рис. 5. 9 Следы рельефообразующей деятельности селевого потока 3.07.2017 г в верхнем (а), среднем (б, в) и нижнем течении руч. Сенгисйока (г): а – врез в верховьях, б - селевая гряда с «подпиленными» бортами, в – смоделированная ранее существующая гряда (более высокая) и причлененная к ней более низкая новая гряда, г – покров из отложений разной крупности, сформированный в зоне разгрузки в нижнем течении (а – фото Е.В.Гараникиной, б-г – фото автора).



Рис. 5.10 Вид на зону разгрузки бассейна руч.Сенгисйока в створе железной дороги Ревда-Октябрьский (съемка с помощью БПЛА выполнена В.Р.Беляевым): б - водопропускное сооружение в теле железнодорожной насыпи и сформировавшееся в результате концентрации потока нагромождение валунов (в,г); б, г – фото автора; в – фото В.Р. Беляева

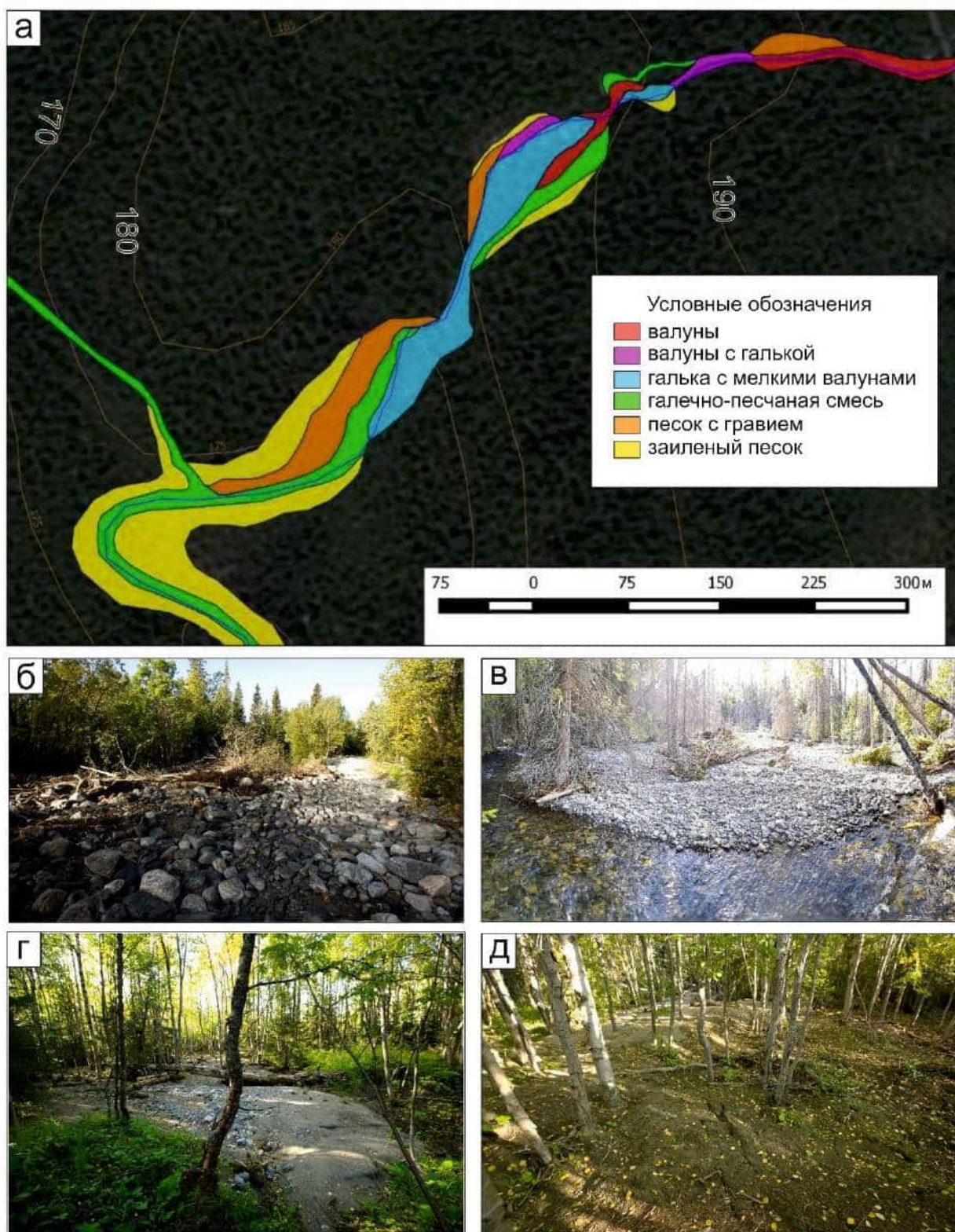


Рис. 5.11 Литологическая схема нижнего участка зоны разгрузки селя 03.07.2017 в долине Сенгисйока ниже водопропуска (а, составлена автором) и отдельные участки этой зоны разгрузки: б – участок отложения валунов, в – участок отложения гальки и валунов, г – участок отложения гальки и песка, д – участок отложения заиленного песка (б-д – фото Е.В. Гаранкиной).

В результате изучения строения и расположения селевого рельефа в бассейне Сенгисйока можно выделить следующие возрастные генерации:

1. Аккумулятивные тела в среднем течении долины, сформированные в начале голоцена или в позднеледниковье, на стадии дегляциации, и в настоящее время соответствующие наиболее высоким селевым террасам (15-20 м над урезом);
2. Селевой врез в днище долины (в ее нижнем течении – ниже субмеридионального участка) и коррелятивный ему конус выноса, наложенный на поздневалдайскую предгорную равнину к западу от массива;
3. Остатки аккумулятивных тел в среднем течении долины, залегающие в цоколе селевых террас высотой от 1-2 до 4-5 м, сформированные в середине голоцена в днище селевого вреза;
4. Аккумулятивные тела в среднем течении долины, наложенные на селевую террасу высотой от 1-2 до 4-5 м, сформированные не ранее 1000 л. н.;
5. Аккумулятивные тела в нижнем течении р.Сенгисйока возрастом немногим более 100 лет, соответствующие верхним пачкам селевых отложений, слагающих террасы высотой 3-4 м;
6. Террасы, гряды, плащеобразные покровы возрастом годы-первые десятки лет, прирусловые участки конуса выноса.

Морфологический облик выделенных возрастных генераций свидетельствует об общей тенденции к снижению интенсивности селевых процессов. При этом можно констатировать как минимум два этапа активизации селевых процессов в раннем голоцене, один – в среднем голоцене и позднеголоценовые события, происходящие в течение последнего тысячелетия. Несмотря на общую тенденцию к снижению мощности потоков, более поздние события меняют облик сформированного ранее селевого рельефа – формируются участки заплесков на более древние селевые тела, в результате чего увеличивается относительная высота последних, либо, напротив, происходит врезание в созданные ранее формы селевого рельефа.

Расположение наиболее древних из датированных аккумулятивных форм селевого рельефа, начало формирования которых относится к раннему голоцену, в среднем течении долины, может быть свидетельством о приуроченности раннеголоценовой зоны разгрузки к субмеридианальному участку русла. Позднее эти селевые отложения и подстилающие их озерные и ледниковые образования были прорезаны, и зона аккумуляции бассейна сместилась ниже по течению, о чем свидетельствует более молодой возраст селевых форм в нижней части бассейна. Таким образом, можно говорить о смещении границ морфодинамических зон селевого бассейна в ходе его развития.

Бассейн р. Лявойок.

Р. Лявойок и ее притоки дренируют систему троговых долин в северной части Хибин (рис. 5.1). В главное русло впадают 4 селеносных притока 1-2 порядка. Их зоны зарождения представлены водосборными воронками либо участками подпруживания русла лавинами (элементарные бассейны № 88-2-1 и 88-3).

Продольный профиль большего числа притоков и главного русла ступенчатый. Зона транзита отчетливо выражена. Долины притоков, а также верховья главной долины характеризуются V-образным поперечным профилем, днище полностью занято руслом (рис. 5.12а), врезанным в коренные породы. В среднем течении поперечный профиль главной долины становится ближе к U-образному, формируется корытообразный донный селевой врез глубиной от 2-3 м до 10-15 м, выработанный в выполняющих днище селевых

отложениях. Перед выходом водотока из гор русло врезано в скальные породы, селевой врез приобретает теснинообразный поперечный профиль шириной 20-30 м по днищу и 50-60 м по бровкам. В среднем течении наблюдаются террасы высотой от 0,3-0,5 до 1,5-2 м над урезом (рис. 5.12в). Отличительная черта их - значительная выдержанность по длине и высоте, а также отсутствие коренного цоколя. На субмеридиональном участке в средней части долины длина террасы высотой 1,2-1,5 м над урезом составляет около 400 м. В расширениях долины ширина площадок террас может достигать 30-40 м. Морфология террас позволяет выдвинуть предположение об их формировании в результате глубинной эрозии разновозрастных селевых отложений, заполняющих днище долины. Террасы сложены валунно-глыбовым материалом. Врезание в такие отложения могло быть осуществлено только селевыми потоками.

Внутридолинная аккумуляция в бассейне Лявойока осуществляется главным образом основным руслом. На участках расширения долины при распластывании потока формируются поля аккумуляции (рис. 5.12б) и селевые гряды высотой до 0,5-1 м. В пределах полей аккумуляции водоток полностью фильтруется в селевые отложения. Притоки практически не образуют отчетливо выраженных конусов выноса - часть переносимого ими материала (если сход происходит в зимнее время по снегу) отлагается на поверхностях селевых террас Лявойока, а часть поступает непосредственно в главное русло и перемывается им.

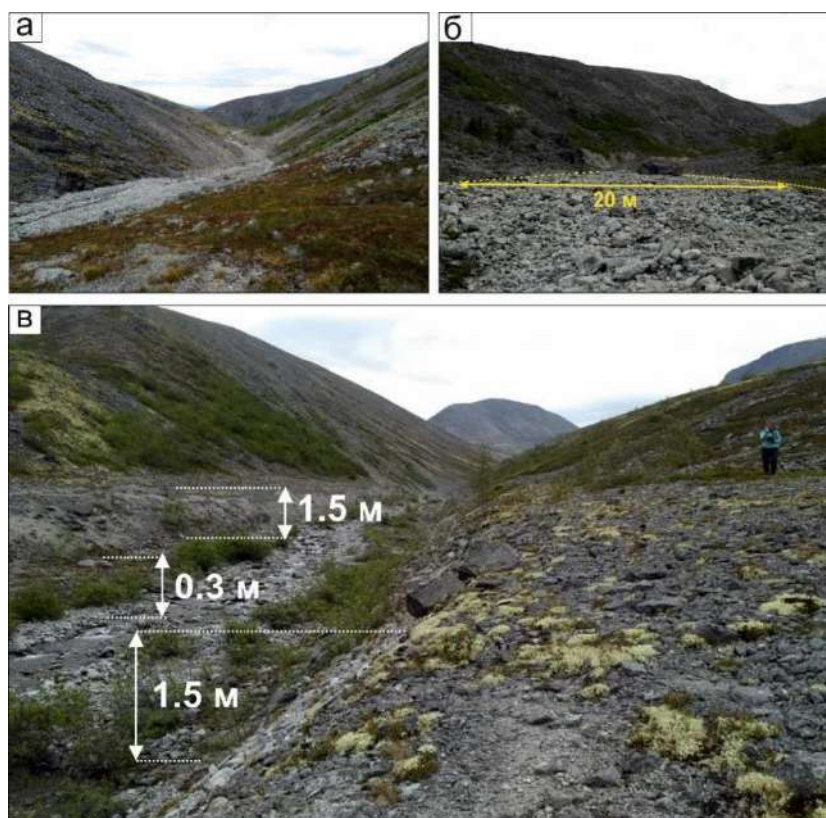


Рис. 5.12 Селевой рельеф в бассейне р. Лявойока: а - V-образный врез в зоне транзита в верхнем течении; б - поле аккумуляции в расширении днища долины; в - террасы на субмеридиональном участке транзита в среднем течении бассейна Лявойока (подписаны относительные высоты террас); все фотографии сделаны автором.

Зона разгрузки представлена конусом выноса общей площадью 0,2 кв. км, протягивающимся от сужения долины перед ее выходом из гор до озера Гольцового. Современная аккумуляция выражена в формировании галечно-валунных гряд в русле длиной до 10-15 м и шириной первые метры, и полос аккумуляции шириной до 4-5 м. При движении от русла к периферии конуса прослеживаются сложенные валунным материалом субпараллельные руслу гряды высотой до 0,5-0,7 м, задернованные и поросшие березово-сосновым лесом. В пределах конуса выноса в русле наблюдаются отдельные валунные побочни высотой до 0,2-0,3 м, длиной до 5-7 м и шириной первые метры.

Судя по результатам радиоуглеродного датирования (рис. 5.13), фронтальная часть конуса выноса, наложенная на террасу оз.Гольцового, была перекрыта отложениями наносоводного паводка не ранее 500-300 кал.л.н. По результатам дендрохронологического анализа были установлены следующие возрастные генерации селевых гряд на левом борту конуса Лявойока (рис. 5.13, табл. 5.4):

Таблица 5.4
Возраст селевых генераций на левом борту
зоны аккумуляции Лявойока
(по результатам дендрохронологического датирования)

Верхней предел возраста, л.н.	Суммарная установленная площадь генерации, кв.м	Характеристика селевого микрорельефа в пределах конуса выноса
500	240	Относительно выровненный останец поверхности конуса выноса
400	1580	Участок конуса непосредственно ниже выхода долины из горной части и фрагмент гряды
350	2110	Участок конуса с невыраженной грядовостью непосредственно у левого борта русла и на гряда шириной 3,5 м и высотой 0,6 м на периферии конуса
300	360	Относительно выровненный останец поверхности конуса выноса
250	1760	Фронтальная часть лопасти конуса, осложненной эрозийными ложбинами шириной 2-3 м и глубиной 0,6-0,8 м
200	2380	Отчетливо выраженная в рельефе лопасть конуса высотой 1 м над окружающей поверхностью со слабоволнисто-грядовым рельефом и многочисленными высыпками валунов, примыкающая непосредственно к руслу; в периферийной части конуса – грядообразная поверхность шириной около 7 м, налегающая на нарушенный останец более старой поверхности.
150	10410	Отчетливо выраженная в рельефе лопасть конуса, наблюдается мелковалунная отмостка, крутизна поверхности составляет 3-4°

На исследованном участке значительная часть более древних генераций сосредоточена в верхней части конуса выноса, тогда как ниже по течению преобладают более молодые генерации. Возможно, после формирования более древней части конуса произошло селевое событие, приведшее к прорезанию последнего и выдвигению молодого комплекса ниже по течению.

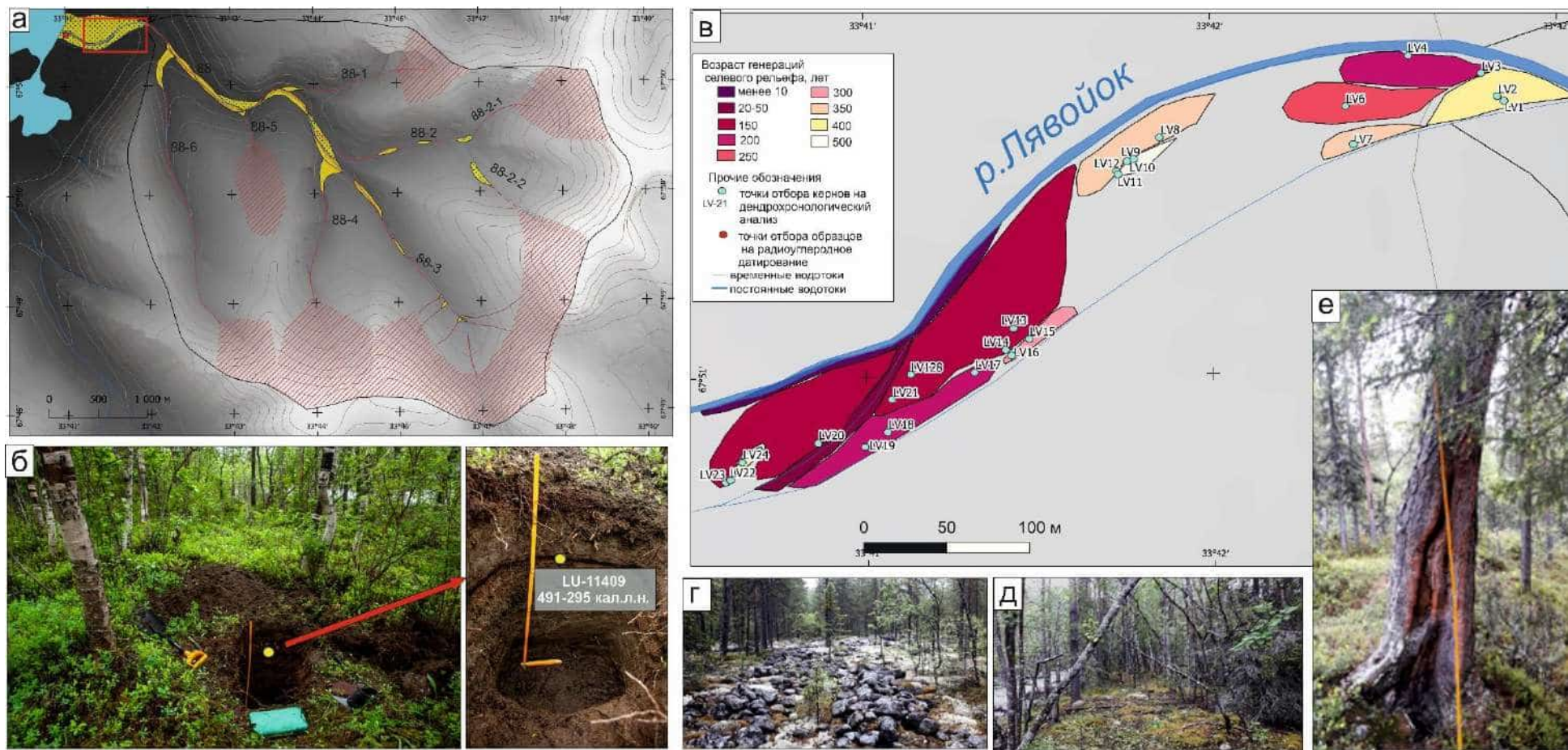


Рис. 5.13 Морфодинамическая схема бассейна Лявойока (а, условные обозначения - к рис. 4.15) и датированный с помощью радиоуглеродного (б) и дендрохронологического метода участок зоны разгрузки (в), участки конуса с (г) следами валунного заплеска на сформированное ранее селевое тело (в данном случае гряде), (д) – участок поверхности конуса возрастом не менее 350 лет, (е) – сосна с поврежденным стволом

В южной части конуса наблюдается сухая протока шириной около 10 м и глубиной до 1 м. Ее днище занято обильной травянистой растительностью с древесной порослью, предположительный верхний предел времени ее последней активизации составляет от 20 до 50 лет. Полосы аккумуляции в русле, еще не освоенные растительностью, вероятно, имеют возраст менее 10 лет.

В некоторых кернах были установлены следы возможного селевого воздействия на деревья – компрессионные кольца, резкое увеличение годичного прироста по одному из радиусов, деформация годичных колец по одному радиусу (предположительно, вследствие ударов) – табл. 5.5, рис. 5.14

Таблица 5.5
Датированные особенности колец годичного прироста –
следов возможного воздействия селевых потоков

Керн (номер по каталогу, Приложение Ж1)	Особенности структуры древесины	Год события
LV-13S	Деформация годичных колец по одному радиусу	1980
	Компрессионные кольца по одному радиусу	1958
LV-18S	Симметричные компрессионные кольца	1969
		1959
LV-17 S	Деформация годичных колец по одному радиусу	1941
LV-15E	Компрессионные кольца по одному радиусу	1820
		1807
LV-6E	Компрессионные кольца по одному радиусу	1908
		1896

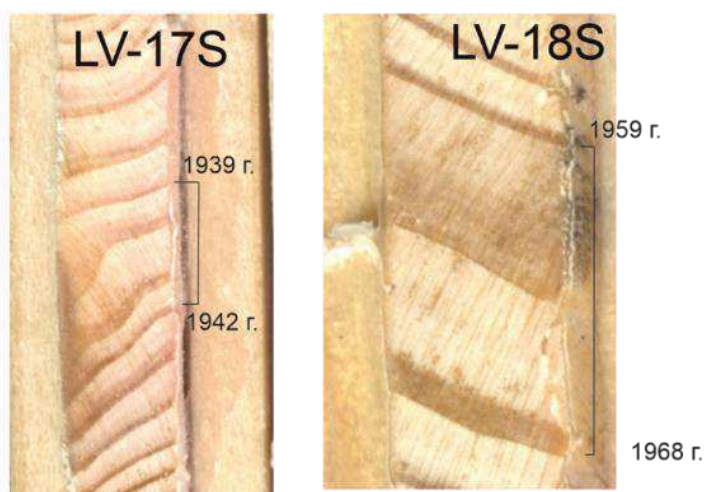


Рис.5.14 Датированные следы повреждений ствола в древесных кернах (слева) и компрессионная древесина (справа).

Примечательно, что возраст резкого увеличения годичного прироста по одному радиусу для ствола дерева LV-15S совпадает с предположительным временем формирования генерации возрастом не менее 200 лет, расположенной непосредственно ниже по течению от упомянутого дерева. Увеличение прироста отмечено для северного радиуса – то есть именно той части ствола, которая располагалась ближе к оси движения предполагаемого селевого потока. Таким образом, можно предполагать и последующее воздействие селевых потоков на существующий древостой – видимо, количество вовлеченного материала было недостаточным для уничтожения существующего ландшафта

и создания морфологически выраженных форм селевого рельефа, однако фрагментарная аккумуляция (в том числе в прикорневых частях деревьев) могла происходить.

В.Ф. Перов на основе подсчета годичных колец пней поросли ольхи и березы в зоне селевого воздействия установил, что в период с 1920 по 1964 гг. в бассейне Лявойока сход селей происходил в 1923, 1933 и 1940 гг. (Перов, 1971). Таким образом, повторяемость современных селевых событий в бассейне была им оценена как один раз в 8 лет. Эти результаты расходятся с данными, полученными автором – вероятнее всего, в связи с тем, что исследуемый автором дендрологический материал отбирался на более высоких уровнях селевого рельефа в пределах конуса выноса, в то время как В.Ф.Перов оценивал динамику селевых потоков, проходящих по руслу. Можно предположить, что чаще всего в нижнем течении Лявойока зоны селевого воздействия ограничены руслом, а более мощные потоки, формирующие участки заплеска на высотах более 1 м над урезом и существенно преобразующие рельеф конуса выноса, формируются раз или два в столетие.

Летом 2019 г. в ходе полевого обследования были обнаружены следы недавнего селевого события — по долине нижнего правого притока Лявойока весной этого же года сошел водоснежный поток. Была проведена съемка этого участка с помощью БПЛА, и по полученному ортофотоплану была составлена схема дешифрирования отложений свежего селевого события (рис. 5.15). Полученные данные позволили установить, что поток, зародившийся в русле притока, сформировал аккумулятивное тело длиной более 750 м. Следы заплеска при этом наблюдаются также у левого борта в днище долины — видимо, во время события русло Лявойока было забито снегом, что и позволило возникшему водоснежному потоку перехлестнуть через основное русло.

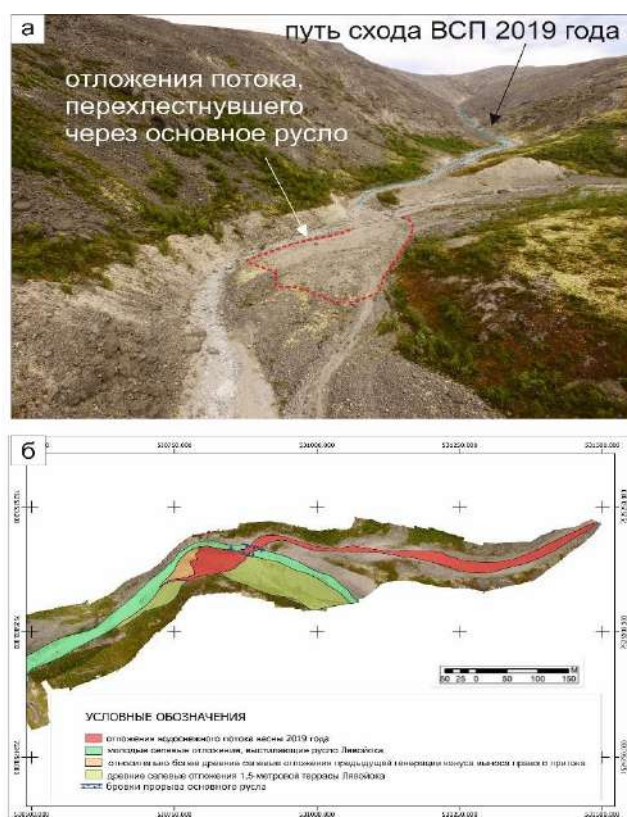


Рис. 5.15 Зона транзита и отложения водоснежного потока 2019 г. (а) и схема дешифрирования следов схода свежего селевого потока в среднем течении Лявойока (б).

В бассейне Лявойока могут быть выделены следующие возрастные генерации селевого рельефа:

1. Конус выноса площадью 0,2 кв. км, протягивающийся от выхода водотока из горной части бассейна до акватории озера Гольцового; наложенный на послеледниковую озерную террасу, формировавшийся в послеледниковье.
2. Террасовидные площадки высотой до 1,5 м в среднем течении долины, сформированные в результате врезания в заполняющие последнюю селевые отложения в результате увеличения эрозии в бассейне.
3. Гряды, осложняющие поверхность основного конуса выноса возрастом несколько веков – за последние 500 лет были созданы как минимум семь генераций селевых форм, перекрывающих более древние образования.
4. Современные формы, образованные водоснежными потоками (конусы выноса верхних притоков и плащеобразные покровы) и внутридолинными зонами аккумуляции, образуемые главным образом при размыве более древних селевых форм и ледниковых образований в днище долины.

Древний конус выноса подвергается постоянному преобразованию селевыми потоками меньшей мощности как минимум на протяжении последних 500 лет, и логично предположить, что подобные преобразования могли происходить и ранее на протяжении голоцена. Эрозионные формы рельефа (террасы в среднем течении) характеризуются лучшей сохранностью, хотя наиболее низкие их уровни могут попадать в зону воздействия водоснежных потоков, сходящих по притокам основного русла. Судя по материалу, слагающему выделенные генерации в пределах конуса выноса, возникающие в верховьях водоснежные потоки в нижнем течении трансформируются в водокаменные. Вероятнее всего, такая ситуация возможна благодаря большим потенциальным запасам твердой фазы селевых потоков, залегающим в верхнем и среднем течении долины. На всем протяжении бассейна селевые процессы играют ключевую роль в формировании рельефа в русле и на прирусловых участках.

Бассейн р. Голубичной (№ 130) расположен в правобережной части бассейна р. Малой Белой (рис. 5.1). В главное русло бассейна р. Голубичной впадает 4 селевых притока 1-2 порядка, зоны зарождения которых представлены водосборными воронками в приборочной части долины. На правом борту бассейна также расположены два отдельно функционирующих склоновых селевых бассейна, не связанных с руслом основного водотока.

Зоны транзита притоков Голубичной выражены в виде V-образных врезов глубиной от 1 до 4 м. В верхнем и среднем течении, где троговая долина достаточно широкая (до 3 км по бровкам и 1,2-1,3 км по днищу) в зоне транзита основного водотока формируются неглубокие врезы – до 3-4 м. В нижнем течении в днище долины формируется глубокий врез с большим количеством локальных террас (рис. 5.16) высотой от 1 до 4 м над урезом. На участке зоны транзита в 2 км выше устья начинается формирование валунных гряд в русле, главным образом в его прибортовых частях. Их длина составляет около 10-15 м, высота – до 0,5 м.

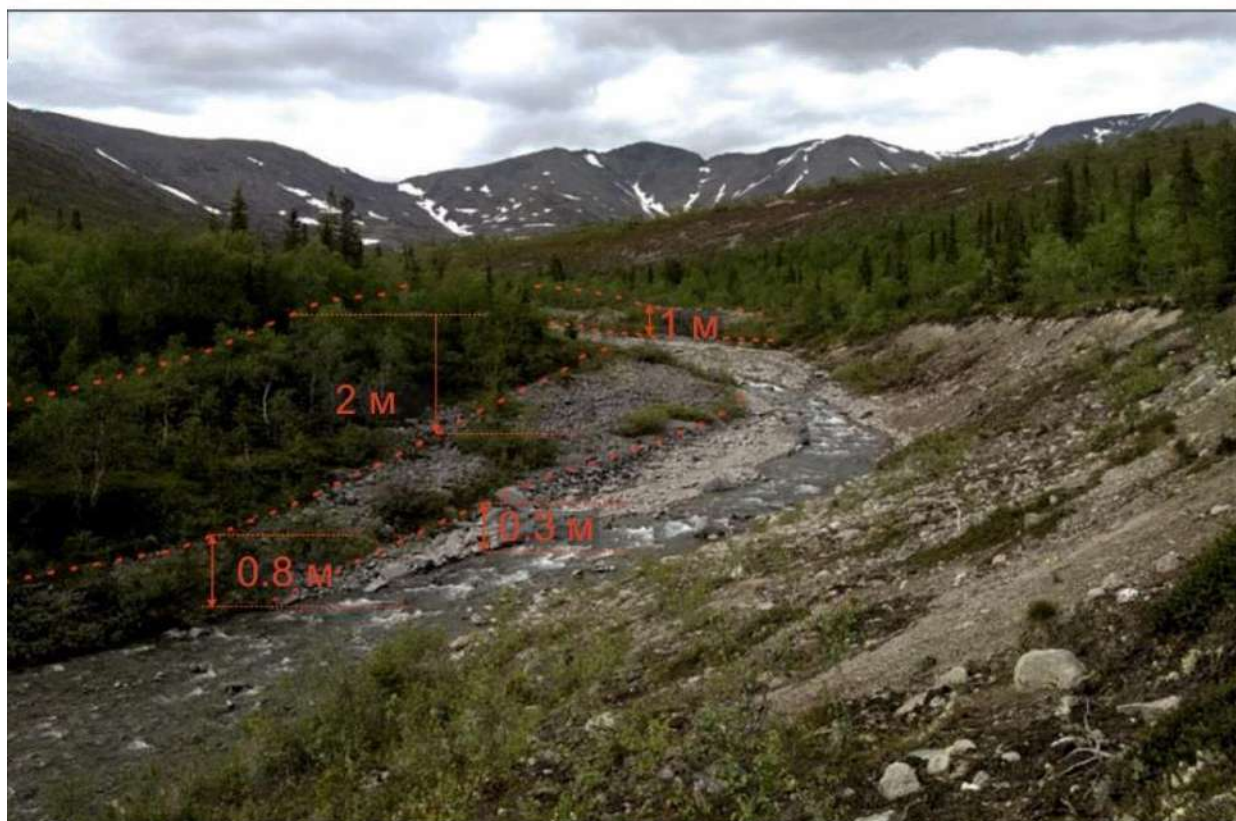


Рис. 5.16 Серия разновысотных террас (обозначены красной пунктирной линией) на правом борту донного вреза в нижнем течении р.Голубичной, фото автора.

Современная внутридолинная аккумуляция в бассейне Голубичной представлена в первую очередь конусами выноса ее притоков, причлененными к террасам основного русла (рис. 5.17а), за исключением притоков в верхнем течении – № 140-2 и 140-3, а также притока № 140-5 – их конусы выноса приурочены к тыловым швам экзарационных склонов бассейна. В основном русле современных аккумулятивных форм практически не формируется, за исключением валунных гряд длиной до 10 м и высотой менее 0,5 м. Однако существующие в настоящее время террасы, судя по их плановому лепесткообразному строению, представляют собой формы относительно древней селевой аккумуляции, в дальнейшем прорезанные водотоком.

Устьевая зона разгрузки бассейна Голубичной относительно небольшая – ее площадь составляет около 0,1 кв. км. Это обусловлено тем, что она подмывается руслом р. Малая Белая. Вероятно, селевые отложения, выносимые из долины р. Голубичной в значительной степени размывы и переотложены ниже по течению р. Малой Белой. Современная аккумуляция локализована в русле – в нижнем течении Голубичной оно дробится на рукава, разделенные валунными грядами высотой до 0,5 м и шириной до 5-6 м (рис. 5.17б). По обоим бортам русла прослеживаются разноуровневые фрагменты конуса выноса высотой до 4 м над руслом, хорошо задернованные и поросшие еловым лесом. По мере продвижения к устью Голубичной площадь отдельных фрагментов увеличивается. В подмытых руслом уступах вскрывается внутреннее строение конуса (рис. 5.17в, 5.17г): он сложен переслаиванием более крупных обломков и щебнисто-песчаных толщ.

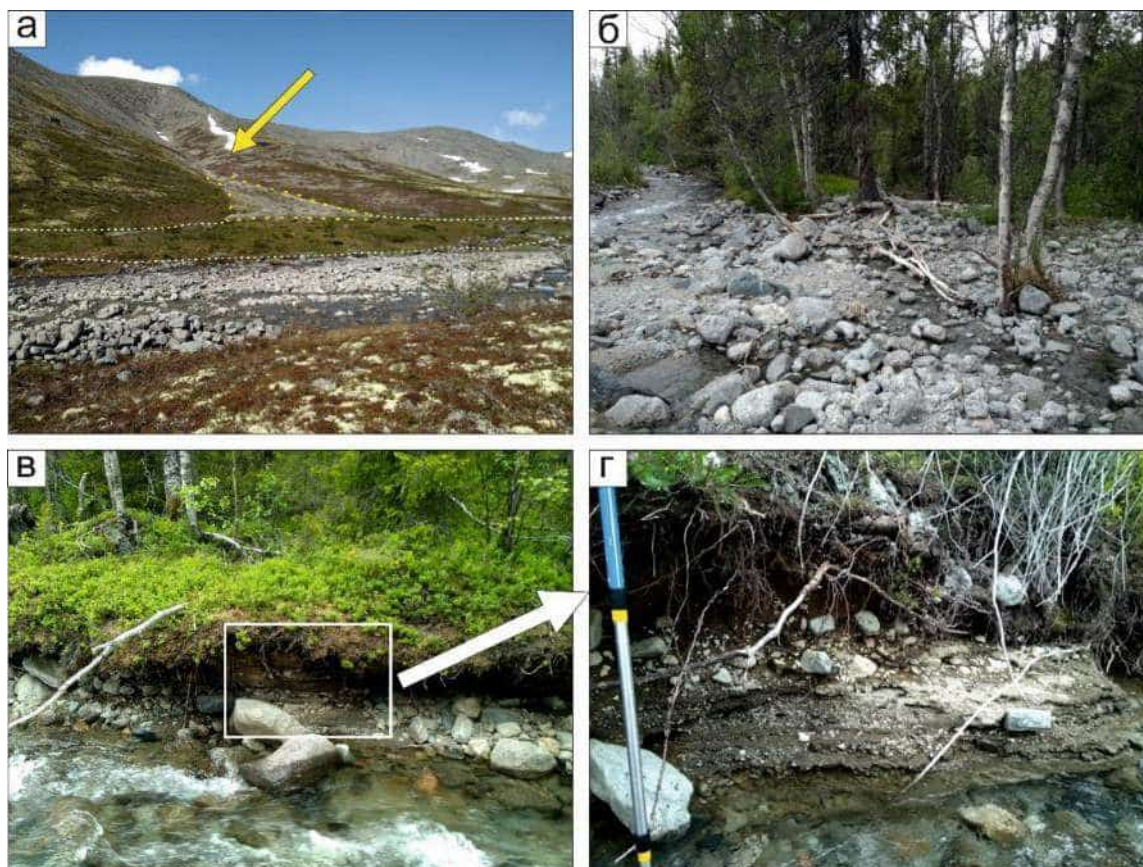


Рис. 5.17 Аккумулятивный селевой рельеф в бассейне р.Голубичной: а - конус выноса притока № 140-1 (оконтурен желтой пунктирной линией), причлененный к тыловому шву селевой террасы р. Голубичной (оконтурена белой пунктирной линией); б – скопления валунного материала в русле в устьевой зоне разгрузки; в - уступ, образованный в результате врезания русла в тело конуса выноса р. Голубичной, г – слоистые отложения, слагающие конус выноса Голубичной. Все фотографии сделаны автором

Имеются три радиоуглеродные даты по обогащенным органикой отложениям, залегающим между прослоями селевого материала в террасе на правом борту в среднем течении р.Голубичной (рис. 5.18). Судя по наблюдаемой инверсии возраста датированных прослоев, возраст нижнего из них (LU-11408 3003-2668) существенно омоложен. Тем не менее, результаты датирования свидетельствуют о накоплении селевого материала в средней части долины не позднее 4400 кал. л. н. и последующем заплеске/перекрытии образованного селевого тела не позднее 1700 кал. л. н.

На селевых террасах Голубичной произрастают единичные ели возрастом от нескольких десятилетий до более, чем ста лет (рис 5.19). Результаты датирования компрессионных колец годичного прироста елей на селевых террасах Голубичной приведены в таблице 5.6. Примечательно, что в кернях GL-112, GL-115 и GL-119 попарно обнаружены повреждения, датируемые одним годом: 2016 и 2010. Все эти три дерева растут на поверхности одной террасы высотой 2 м на левом борту Голубичной. В то же время на самой площадке террасы не было обнаружено следов накопления селевого материала. Значительное количество компрессионных колец обнаружено в керне GL-117, отобранном из дерева, произрастающего на террасе в основании конуса выноса одного из притоков. Удалось также достоверно датировать один из выплесков на террасу высотой 1,2 м по керну GL-2 (рис. 5.19) – по-видимому, валунный заплеск был сформирован в 2016 г

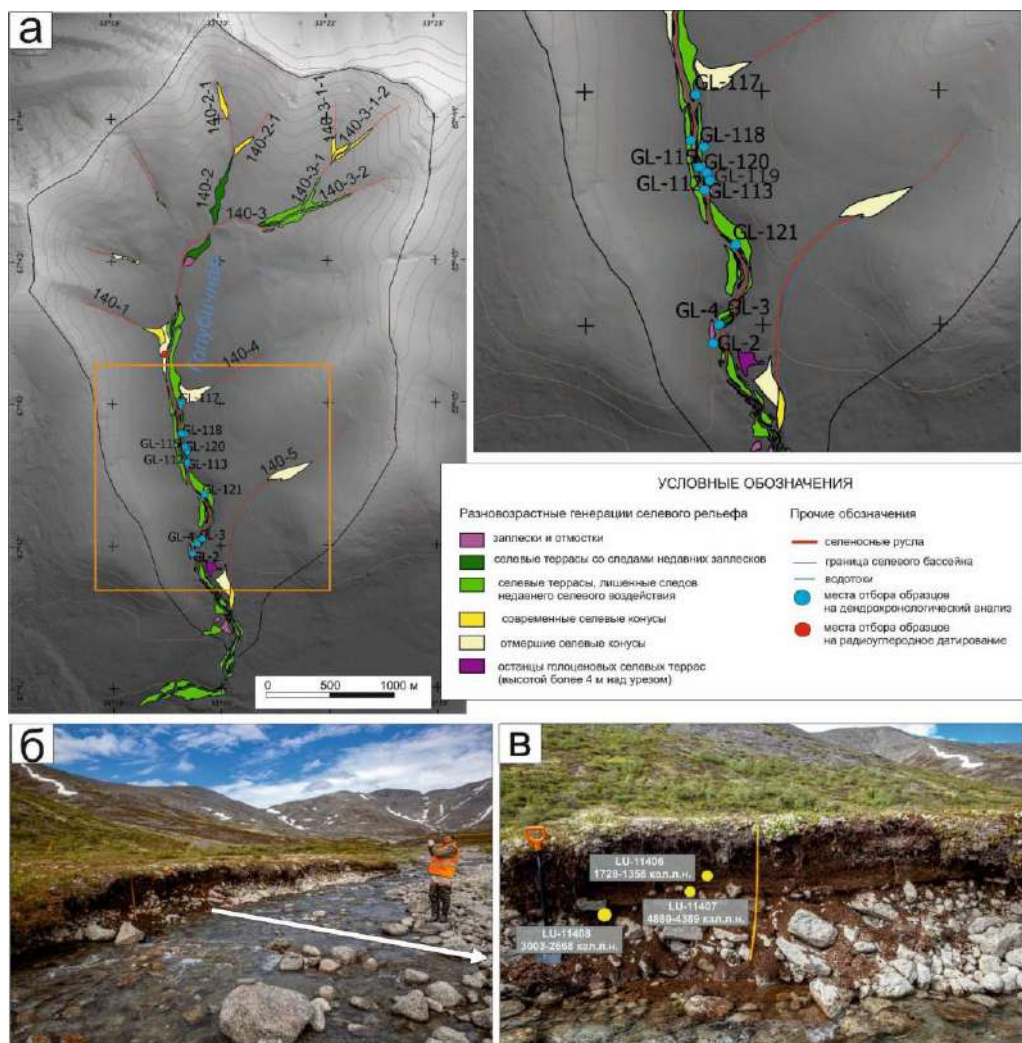


Рис. 5.18 Разновозрастные генерации селевого рельефа в бассейне р.Голубичной (а), результаты датирования обогащенных органикой прослоев из селевой террасы в среднем течении (б,в)

Таблица 5.6
Датированные компрессионные кольца в кернах деревьев, произрастающих на селевых террасах р. Голубичной

Керн (номер по каталогу, Приложение Ж)	Высота поверхности над урезом, м	Особенности структуры древесины	Год начала формирования компрессионных колец
GL-117	1,5	Симметричные компрессионные кольца	1963
GL-115	2,0	Компрессионные кольца по одному радиусу	2010
GL-119	2,0	Компрессионные кольца по одному радиусу	2016
			2010
			1974
GL-120	2,0	Симметричные компрессионные кольца	1999
			1992
		Компрессионные кольца по одному радиусу	1970
GL-112	2,0	Симметричные компрессионные кольца	2016
		Компрессионные кольца по одному радиусу	1984
GL-121	1,7	Компрессионные кольца по одному радиусу	1961
GL-4*	1,5	Симметричные компрессионные кольца	не позднее 1934.
			не позднее 1927
GL-2	1,2	Компрессионные кольца по одному радиусу	2016
			2010
		Симметричные компрессионные кольца	1996

*ввиду неполной сохранности керна точный год формирования компрессионных колец определить не удалось



Рис. 5.19 Компрессионные кольца по радиусу А в керне GL-2 (а), скопление валунов на террасе высотой 1,2 м над руслом у ели GL-2 (б), валунные склопления обнаружены в том числе в прикорневой части дерева. Фотографии сделаны автором

Специфика селевого рельефа в долине р. Голубичной – в первую очередь постоянное переформирования существующих селевых террас заплесками современных селевых потоков – значительно осложняет реконструкцию ее развития. Датирование террас вследствие их невыдержанности по долине затруднительно – скорее всего их формирование происходила асинхронно в различных частях долины. Тем не менее, установлено, что отложения, залегающие в основании селевой террасы в среднем течении, имеют возраст не менее 4400 кал.л. По дендрохронологическим данным возраст террас высотой 2 м над урезом на левом борту (между селевыми притоками № 140-4 и 140-5) составляет более 150 лет, возраст террас высотой 1,5 м на правом борту в створе моренного вала – более 230 лет. Таким образом, в первом приближении можно выделить следующие возрастные генерации селевого рельефа:

1. Наиболее древние аккумулятивные тела (вероятнее всего, поля аккумуляции), сформированные предположительно в среднем голоцене и соответствующие террасам высотой до 1,5 м в среднем и более 4 м над урезом в нижнем течении;
2. Аккумулятивные тела (предположительно, поля аккумуляции), позже прорезанные водотоком, соответствующие террасам высотой 1,5 – 2 м над урезом и имеющие установленный возраст более 150-250 лет;

3. Современные формы селевого рельефа – заплески, морфологически выраженные в виде скоплений валунов на террасах нижнего уровня, гряды в русле (возрастом до нескольких лет).

Примечательно, что в бассейне р. Голубичной не наблюдается выраженный конус, наложенный на отложения, заполняющие днище троговой долины р. Малой Белой. Возможно, подобная форма некогда существовала, и в настоящее время можно наблюдать ее фрагменты на правом борту долины Голубичной в створе ее выхода к трогу р. Малой Белой – на высоте около 9-10 м над современным урезом прослеживаются следы селевых заплесков (рис. 5.18), фрагменты менадрирующих русел. Возможно, отложения в этой зоне разгрузки и подстилающие ее ледниковые образования в какой-то момент были прорезаны более молодым врезом, а затем в приустьевой части р. Голубичной был сформирован новый конус выноса относительно небольшой площади.

Для комплекса террас р. Голубичной характерна следующая закономерность – в поперечном сечении на всем протяжении долины наибольшая площадь площадки будет характерна для террасы с максимальной высотой над руслом. Эта закономерность может указывать на общую тенденцию к снижению мощности селевых потоков. Другим объяснением может служить наличие эпизодов интенсивного врезания в сформированные ранее селевые отложения и последующую аккумуляцию селевого материала в более узком врезе либо вынос селевых отложений в русло р. Малой Белой и последующий размыв в нем. Сформировавшиеся не позднее 150-250 лет аккумулятивные тела в среднем течении долины, вследствие врезания преобразованные в террасовидные площадки, могут указывать на активизацию селевых процессов в последние столетия с последующим уменьшением мощности селевых потоков (о чем свидетельствует уменьшение площади селевых аккумулятивных форм более молодого возраста). Судя по валунному материалу, слагающему участки наиболее молодого заплеска, в главном русле развиваются преимущественно водокаменные потоки.

5.2 Хронология селевых событий гор Кольского полуострова в голоцене

В рамках работы по проекту РФФИ № 17-05-00630А «Пространственно-временные аспекты взаимодействия селевых и флювиальных процессов в долинах низкогорий Кольского полуострова», в котором принимал участие и автор, был проведен сбор имеющихся радиоуглеродных дат, полученных по эмбриональным почвам, погребенным селевыми и склоновыми отложениями (Сулержицкий и др., 1986; Ващалова, 1987, 1988; Романенко и др., 2011; Романенко, Шилова, 2016). Собранные даты были дополнены новыми данными, полученными в результате отбора образцов, обогащенных органическим веществом и залегающих между пачками селевых отложений, на радиоуглеродное датирование в 2017-2019 гг. Также были привлечены сведения о селевой активности, полученные в ходе изучения донных отложений озера Гольцового, расположенного в Северных Хибинах. Итогом сопоставления имеющихся данных стало выделение этапов интенсификации эрозионных и склоновых процессов в Хибинских тундрах (Garankina et al., 2019).

В настоящей работе существующие представления были уточнены с помощью привлечения новых радиоуглеродных дат, полученных в 2020-2021 гг. (общий массив дат приведен в Приложении Е), привлечения свидетельств селевой активности, обнаруженных при изучении донных отложений озера Щучьего (Шилова и др., 2019, рис. 5.20а) и

привлечения имеющихся результатов дендрохронологического определения возраста селевого рельефа.

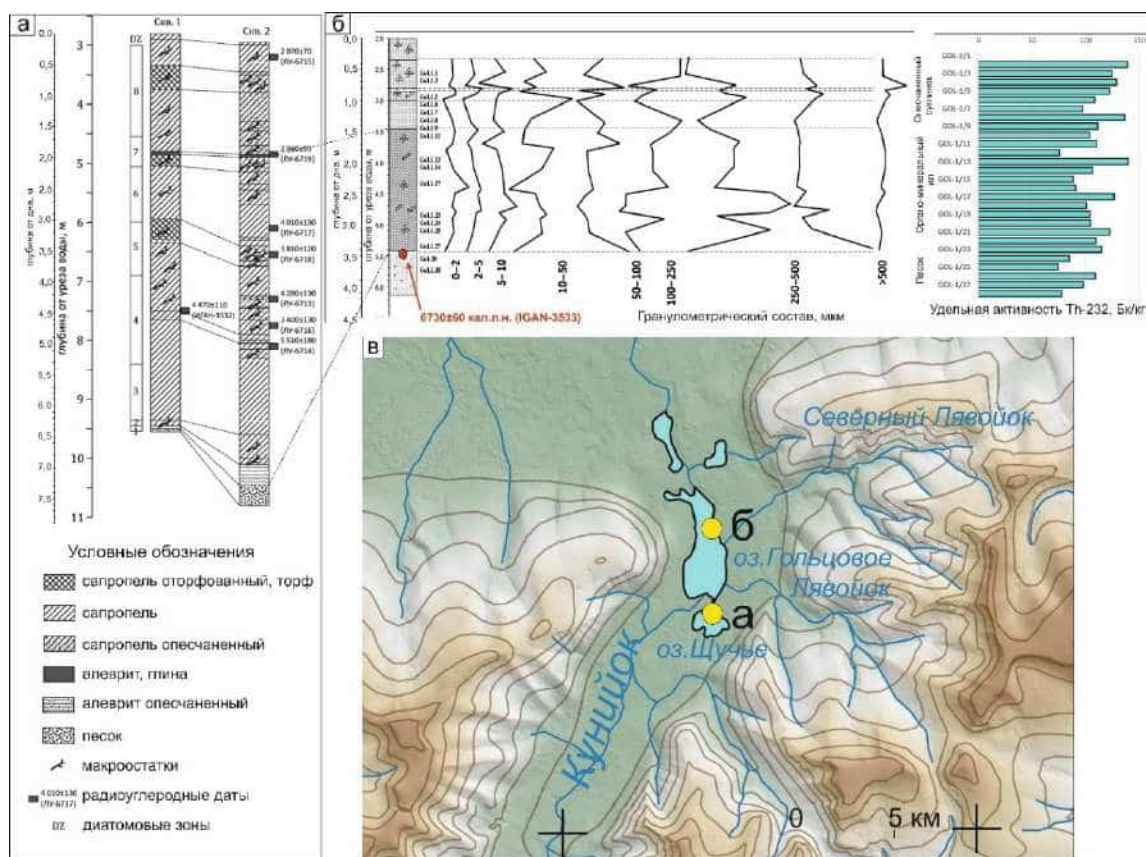


Рис. 5.20 Строение коррелированных озерных отложений с предположительными следами селевых событий: а – строение донных отложений оз. Щучьего (Шилова и др., 2019), б – строение донных отложений оз. Гольцового и распределение Th-232 в них (по Garankina et al., 2019, с изменениями); в – местоположение скважин.

Строение донных отложений расположенных рядом озер Щучьего и Гольцового (оба озера служат приемными бассейнами для селевых водотоков) имеет схожие черты, несмотря на различия в мощности осадков (рис. 5.20). В основании изученных скважин вскрывается песок, выше переходящий в органо-минеральный ил (в донных отложениях оз. Щучьего эта граница приурочена к глубине 7,3-6,4 м, в отложениях оз. Гольцового – к глубине 3,5 м). Мощность органо-минерального ила в оз. Щучьем составляет 4,5-5,0 м, в оз. Гольцовом – около 2,0 м. На глубине около 4,8 м в оз. Щучьем и 3,5 м в оз. Гольцовом в донных отложениях существенно возрастает доля песка и они переходят в опесчаненный органо-минеральный ил в оз. Щучьем и опесчаненный суглинок в оз. Гольцовом

В скважине в оз. Щучьем на границе между органо-минеральным илом и опесчаненным органо-минеральным илом был установлен четко выраженный прослой серого алеврита мощностью 6 см (рис. 5.20а), в котором отмечен локальный минимум содержания и таксономического разнообразия диатомей при отсутствии существенного изменения их видового состава (Шилова и др., 2019). Это позволило трактовать данный прослой возрастом 2130-1910 кал.л.н. как свидетельство селевого события, обусловившего единовременное поступление в озеро большого количества терригенного материала.

Судя по результатам радиоуглеродного датирования материала из нижней части пачки органо-минерального ила, вскрытого в скважине оз. Гольцового (рис. 5.20б,

Garankina et al., 2019), залегающие выше отложения образовались после 6790-6670 кал. л. н. Можно предполагать, что неравномерное содержание радионуклидов тория-232, определенное в этих отложениях, обусловлено периодическими выплесками в озеро селевых потоков или экстремальных паводков рек, впадающих в озеро - в частности, верховья р. Лявойока и р. Северного Лявойока дренируют склоны массива щелочных пород, обогащенных радиоактивными минералами.

Сопоставление плотности распределения вероятности имеющихся радиоуглеродных дат в программе OxCal 4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021) по интервалу 2 δ и верхних переделов возрастов форм селевого рельефа, полученного дендрохронологическим методом, позволило уточнить интервалы наибольшей стабилизации ландшафтов (области «сгущения» плотности вероятности дат по обогащенным органическим веществом прослоям) и интервалы активизации селевых и склоновых процессов (имеющиеся возрастные придержки для датированных дендрохронологическим методом форм селевого рельефа и радиоуглеродные даты коррелятных селевым событиям озерных отложений).

Уточненные предположительные интервалы активизации селевых и склоновых процессов (рис. 5.21а, 5.21б) таковы:

1. 6300-6000 кал. л. н.;
2. 2800-2400 кал. л. н.;
3. 2100-1800 кал. л. н.;
4. С 500 кал.л.н. по настоящее время

Самый древний из выделенных интервалов 6300-600 кал. л. н., судя по реконструкциям летних температур и влажности, основанных на данных хирономидного (Ильяшук и др., 2007; Pyashyk et al., 2005), спорово-пыльцевого (Solovieva et al., 2005) и диатомового (Олюнина и др., 2008, табл. 5.7) анализов, приходится на эпоху с низкой влажностью и общим трендом на понижение летних температур и иссушение климата. Остальные выделенные интервалы попадают на этапы высокой реконструированной увлажненности и сравнительно низких летних температур - кроме последнего этапа с 500 кал. л. н., которому в реконструкциях по хирономидам и древесно-кольцевым сериям (Konovalov et al., 2009) и по метеоданным за период наблюдений (Романенко, Шиловцева, 2016) соответствует тренд на повышение летних температур.

Таблица 5.7

Сопоставление периодов интенсификации селевых и склоновых процессов и климато-стратиграфических подразделений голоцена.

Период интенсификации склоновых и селевых процессов, кал.л.н.	Климатостратиграфическое подразделение голоцена (по Блитту-Сернандеру)	Ландшафтно-климатические условия Хибинских тундр (по Олюниной и др., 2008)
6300-6000	Атлантический период	Сухой и относительно холодный климат
2800-2400	Конец суббореального периода, начало субатлантического	Похолодание и континентализация климата, затем рост увлажнения
2100-1800	Субатлантический период	Потепление при небольшом годовом количестве осадков
500-наст. вр.		Похолодание и рост увлажнения

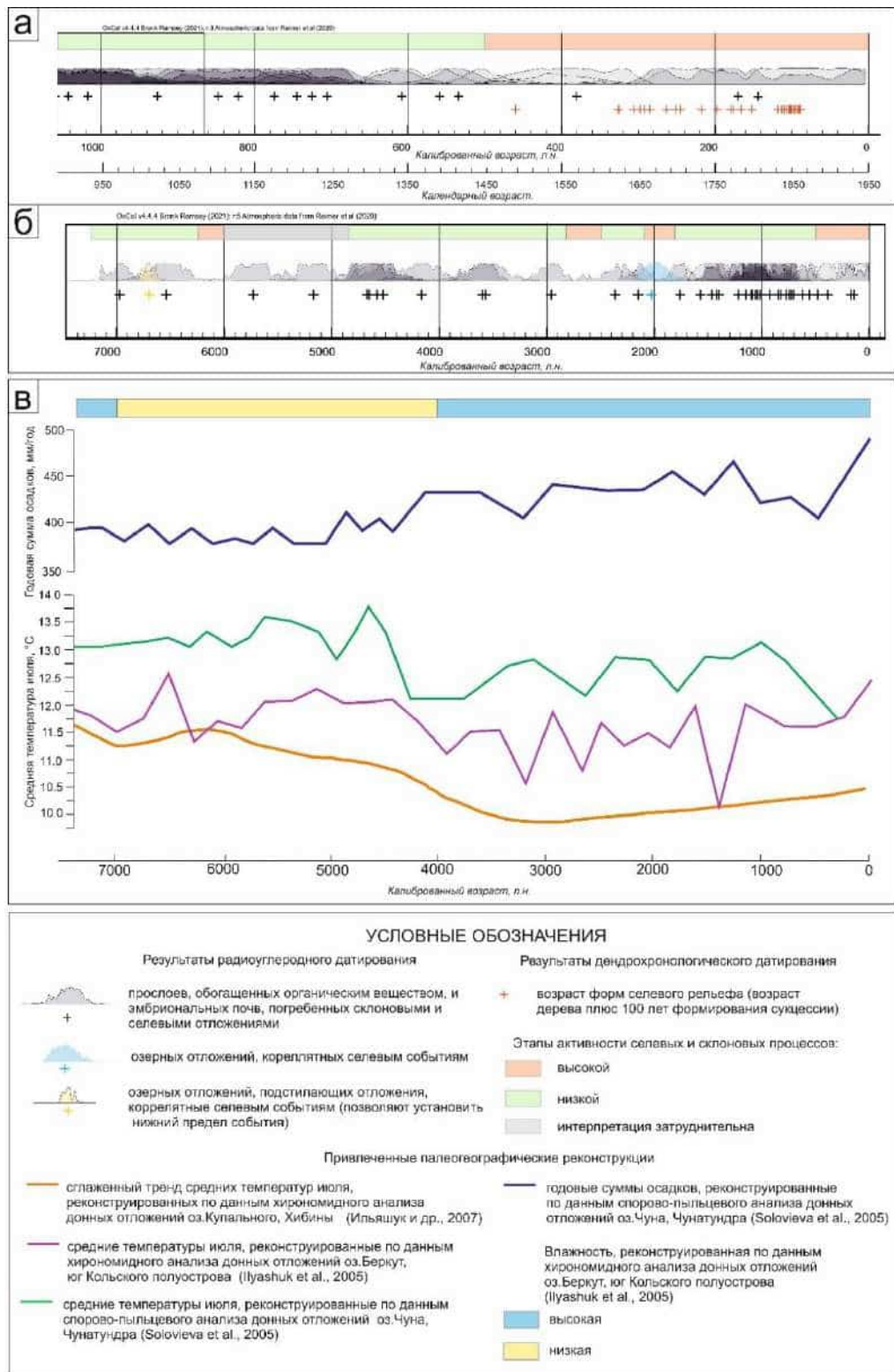


Рис. 5.21 Интеграция имеющихся результатов радиоуглеродного и дендрохронологического датирования для Хибинских и Ловозерских тундр, сопоставленная с имеющимися палеогеографическими реконструкциями: плотность распределения вероятностей радиоуглеродных дат и верхний возраст селевого рельефа по дендрохронологическим данным для последних 1000 лет (а), плотность распределения вероятностей радиоуглеродных дат на последние 7500 лет (б); палеогеографические реконструкции для западной (Solovieva et al., 2005; Ильяшук и др., 2007) и южной (Ilyashuk et al., 2005) части Кольского полуострова (в).

Имеются данные о массовом сходе водоснежных потоков в Хибинах в 1943, 1946, 1950, 1960, 1966, 1969 и 1977 г., полученные фитоиндикационными методами при изучении селевой активности в бассейнах Хибин на период с 1930 до 1990 г. (Водоснежные ..., 2001). Данные автора, полученные при анализе структурных особенностей годичного прироста древесины (рис. 5.22) в трех бассейнах, указывают сход селевых потоков в двух из них в 1969 г. При этом восстановлены селевые события в 1958 и 1959 г., а ошибка определения возраста события в 1-2 года считается весьма вероятной. В то же время нет свидетельств о селевых событиях в 1950, 1966 и 1977 г. Такая ситуация может быть связано либо с тем, что в рассмотренных автором бассейнах в эти годы массового схода не были сформированы селевые потоки, либо что они сформировались, но в их зону воздействия не попали деревья, годовой прирост которых изучался.

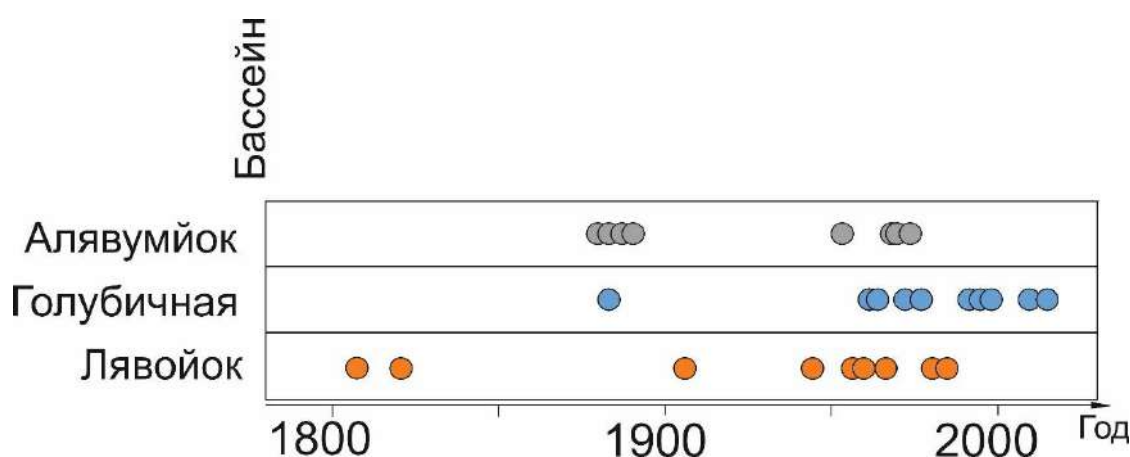


Рис. 5.22 Даты схода селей в бассейнах Лявойока, Голубичной и Алявумйока, полученные с помощью анализа особенностей структуры колец годичного прироста древесины.

Имеющийся массив данных о времени развития селевых процессов в горах Кольского полуострова позволяет говорить об их значительной, но неоднородной активности в голоцене. Интерграция результатов радиоуглеродного и дендрохронологического датирования и данных о морфологических параметрах древних селевых тел и отложениях, их слагающих, позволяет выделить следующие основные этапы развития селевых бассейнов в горах Кольского полуострова:

1. Развитие селевых потоков максимальной мощности в начале голоцена, сформировавшие селевой рельеф, сохранившийся до позднего голоцена – конусы выноса, сильно выдвинутые за пределы бассейна, внутридолинные зоны аккумуляции (последние в настоящее время нередко соответствуют высокому уровню селевых террас в средних течениях бассейнов);
2. Внутриголоценовые ритмы активизации селевых процессов и снижения их интенсивности, для этапов активизации селевых процессов характерно преобразование сформированных на предыдущем этапе форм селевого рельефа, но не их полное уничтожение;
3. Современный этап активизации селевых процессов, начавшийся около 500 кал. л. н.

5.3 Общие закономерности развития селевых процессов в горах Европейского сектора Российской Субарктики в послеледниковье

В исследованных бассейнах горных массивов Кольского полуострова выявлены генерации селевого рельефа возрастом от нескольких тысяч до нескольких лет. Наиболее крупные формы селевого рельефа – селевые врезы в днищах долин глубиной более 10 м и обширные конусы выноса на предгорных равнинах – были сформированы в первой половине голоцена, в то время как средне- и позднеголоценовые формы имеют меньшие размеры – уменьшаюся высоты террас над урезом и площади аккумулятивных образований. В то же время более древний селевой рельеф носит следы существенного преобразования во время последующих селевых событий. Селевые террасы могут быть сложены разновозрастными генерациями селевых отложений, что свидетельствует о том, что более древние формы были перекрыты более молодыми образованиями. В пределах конусов выноса также наблюдаются более молодые генерации, перекрывающие более древние образования. Такая ситуация может служить свидетельством существования этапов активизации селевых процессов в голоцене.

Достаточно сложно говорить о синхронности развития ключевых бассейнов в голоцене ввиду недостаточного количества дат. Тем не менее, на конусе выноса в бассейнах Алявумйока и Лявойока определен схожий верхний предел образования отдельных генераций – выделены гряды возрастом от 350 до 100 л. В трех из пяти исследованных бассейнов установлены следы современных селевых событий, произошедших в 2014 – 2019 гг.

Во всех рассмотренных бассейнах селевые формы рельефа наблюдаются либо на всем протяжении, либо (как у р. Сенгисйока) отсутствуют только в нижнем течении. В верхнем течении во всех бассейнах, кроме бассейна р. Голубичной, селевой рельеф представлен только селевыми врезами. В бассейне Голубичной уже в верхнем течении прослеживаются селевые террасы. Вероятнее всего, эта ситуация связана со спецификой геоморфологического строения этого бассейна - выполаживанием продольного профиля этого бассейна в верхнем течении, вследствие чего в этой части бассейна периодически формировалась внутриводосточная зона аккумуляции, отложения которой были в дальнейшем прорезаны селевыми потоками. В среднем течении селевые террасы наблюдаются уже во всех рассмотренных бассейнах, однако наибольшее количество их уровней характерно для бассейнов, относящихся ко второму типу по геоморфологическому строению; наиболее высокие (до 10 м) террасы наблюдаются в среднем течении бассейна р. Сенгисйока и р. Голубичной, в других бассейнах максимальная высота террас составляет до 3-4 м. Наиболее широкие площадки террас наблюдаются в бассейне р. Голубичной.

Доля форм селевого рельефа в днище долины связана с типом геоморфологического строения бассейна – в бассейнах, относящихся ко второму типу, все днище занято селевыми врезами, террасами и конусами выноса притоков, в то время как в бассейнах третьего типа селевой рельеф локализован в узкой прирусловой части долины шириной первые десятки метров, а остальная часть днища занята формами ледникового и озерно-ледникового рельефа. Однако формы ледникового и водноледникового рельефа были сформированы во время последней ледниковой эпохи и на этапе дегляциации, в то время как формы селевого рельефа начали формироваться на этапе дегляциации и продолжают возникать до сих пор. Таким образом, в бассейнах обоих типов в послеледниковое время селевые потоки становятся одним из ведущих рельефообразующих агентов.

Можно констатировать, что тенденции к снижению мощности селевых потоков на протяжении голоцена закономерно соответствовало и снижение их рельефообразующей роли, поскольку уменьшались размеры создаваемых аккумулятивных форм рельефа, хотя на этапах активизации селевых процессов в голоцене эта роль возрастала. Тем не менее, формы селевого рельефа, созданные в течение последнего столетия и свидетельства селевой активности в последние годы служат доказательством того, селевые процессы продолжают играть важную роль в формировании рельефа долин гор Кольского полуострова.

Как уже говорилось в главе 4, селевые конусы выноса в горах Европейского сектора Российской Субарктики на основе морфологических характеристик (площади, размеров отдельных селевых форм, их взаимному расположению) и степени характеру растительности достаточно отчетливо можно разделить на две возрастные генерации – молодые и древние. Молодые генерации существенно уступают более древним по площади (площадь молодых генераций обычно не превышает 0,01 кв. км, в редких случаях составляя до 0,1-0,2 кв. км, в то время как более древние образования могут иметь площадь более 1 кв. км) и по дальности выноса материала за пределы горных сооружений (современные образования обычно удалены от подножия склонов не более чем на первые сотни метров, в то время как более древние генерации могут проследиваться на расстоянии до 1-2 км.

Примечательно, что наиболее древние селевые образования могут располагаться достаточно высоко над современным руслом (как в бассейне р.Сенгисйок и р. Голубичной). Селевые отложения в таких случаях нередко залегают на поверхностях моренных валов, что может свидетельствовать о развитии селевых процессов уже на стадии дегляциации территории. Судя по гранулометрическому составу селевых отложений и явному преобладанию галечного-валунного материала, можно предполагать развитие преимущественно водокаменных потоков на стадии дегляциации. Безусловно, особенности развития селевых процессов на стадии дегляциации требуют дополнительного изучения, хотя датирования селевых отложений этого возраста весьма затруднено.

Судя по имеющимся данным о возрасте селевого рельефа, на протяжении всего послеледникового этапа развития селевых бассейнов гор Кольского полуострова наблюдается общая тенденция направленного снижения мощности селевых потоков. Несмотря на разное время предположительного начала формирования наблюдаемого селевого рельефа в горах Кольского полуострова (позднеледниковье и голоцен) и Полярного Урала (МИС 5е для селевых бассейнов кряжа Енганэпэ и МИС 3 для остальных ключевых участков), сходные черты в расположении генераций молодого и древнего селевого рельефа могут указывать на общую для обеих территорий тенденцию к изменению интенсивности селевых потоков с начала времени формирования древнего селевого рельефа. Схожее соотношение форм современного и древнего селевого рельефа на рассмотренных участках Полярного Урала позволяет выдвинуть предположение о схожей тенденции развития селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики в послеледниковье.

Несмотря на существенно более раннюю дегляциацию рассмотренных участков Полярного Урала по сравнению с горами Кольского полуострова, созданные предположительно на этапе дегляциации конусы выноса сохранились до позднего голоцена. В то же время современный селевой рельеф Полярного Урала, как и в горах

Кольского полуострова, локализован главным образом в руслах водотоков. Таким образом, можно предполагать тенденцию к направленному снижению мощности селевых потоков и уменьшению размеров создаваемых ими форм селевого рельефа на этапе послеледникового развития селевых бассейнов Полярного Урала. Не имеется данных об этапах активизации селевых процессов на Полярном Урале во время послеледникового этапа развития территории, однако имеющиеся данные об активизации горных ледников во время МИС 2 (Mangerud, 2008, Svendsen, 2011), пусть и не очень значительной, позволяет выдвинуть предположение о возможном этапе активизации селевых процессов в конце МИС 2 - начале МИС 1. Кроме того, современное оледенение Полярного Урала в настоящее время находится на стадии деградации (Черкасова, Иванов, 2020), что позволяет предполагать начало последнего этапа активизации селевых процессов на Полярном Урале примерно с XVIII в.

Заключение

1. Селевые процессы развиваются более чем в половине изученных горных долин Кольского полуострова и Полярного Урала. Минимальная доля селевых среди общего числа водосборных бассейнов приходится на массивы с наименьшим расчленением рельефа и малым числом очагов твердого питания селей. Наиболее крупные по площади селевые бассейны тяготеют к формам ледникового рельефа – ледниковым циркам и троговым долинам. Преобладание бассейнов южной экспозиции подтверждает представления о ведущей роли снеготаяния как фактора селеформирования в горах Субарктики. Большой высотный диапазон очагов зарождения селей связан с генетическим разнообразием селевых очагов – на более высоком гипсометрическом уровне преимущественно развиваются гравитационные водоснежные потоки, а на более низком – гидронапорные. Разброс значений средних уклонов селеносных тальвегов также свидетельствует о разных механизмах селеформирования – при высоких уклонах на первый план выходит гравитационный механизм, при сравнительно небольших – гидронапорный.

2. Проведенный анализ значимости статистических различий для случайных выборок некоторых морфометрических параметров (площади водосбора, уклона водотока и отношения ширины бассейна к его длине) селевых и неселевых бассейнов I порядка для шести ключевых участков не позволяет однозначно констатировать существования статистически значимых различий между этими выборками. По-видимому, на селеобразование в пределах этих территорий оказывают значимое влияние иные факторы. Представляется, что решающее значение для селеформирования имеет запас рыхлых отложений в пределах бассейна. В этом плане для развития селей наиболее перспективны водосборные бассейны, в пределах которых сохранились значительные мощности отложений ледниковой парагенетической группы.

3. Различия в геоморфологическом строении селевых бассейнов ключевых территорий позволяют выделить пять их типов. Геоморфологическое строение определяет тип функционирования селевого бассейна, контролирует пространственное расположение и степень развитости внутриводосборных и устьевых зон аккумуляции, влияет на морфологическую выраженность морфодинамических зон. В бассейнах всех типов селевые процессы играют ключевую роль в формировании облика русел и днищ долин. Флювиальный рельеф получает полноценное развитие только ниже устьевых зон селевой аккумуляции - уже за пределами селевых бассейнов.

4. Для гор Кольского полуострова интеграция результатов радиоуглеродного и дендрохронологического датирования и данных о морфологических параметрах древних селевых тел и отложениях, их слагающих, позволяет констатировать следующее:

- в эпоху дегляциации развивались более мощные по сравнению с современными селевые потоки, следы которых сохранились в современном рельефе – в первую очередь, в виде больших по площади конусов выноса, сильно выдвинутых на предгорную равнину.

- в интервале 6300-6000, 2800-2400, 2100-1800 кал. л. н. и в последние 500 лет имела место интенсификация селевых и склоновых процессов. Развивавшиеся в эти эпохи селевые потоки частично перерабатывали сформированный ранее древний рельеф, но не смогли уничтожить его целиком, что свидетельствует в пользу направленного снижения мощности потоков в послеледниковье.

5. В селевых бассейнах гор Европейского сектора Российской Субарктики морфология пойменно-руслового и террасового комплекса контролируется селями. Размеры зоны селевого воздействия зависят от геоморфологического типа бассейна. Реликтовые селевые формы времени дегляциации, даже в случае их расположения вне зоны активного селеформирования, продолжают быть значимым генетическим типом рельефа.

Список литературы

1. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. – 1989. – № 2. – С. 52-56.
2. Акимов А.Т., Тютюнов И.А. Многолетнемерзлые породы и микрорельеф в Печорском угольном бассейне. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 80 с.
3. Акулов Н.И., Акулова В.В., Штельмах С.И., Рубцова М.Н., Шолохов П.А. Структурно-вещественный анализ селевых отложений Аршана // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. – С.3-7.
4. Алисов, Б.П. Климат России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1956. – 125 с.
5. Ананьев Г.С. Новоземельско-Уральская страна // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. – М.: Высшая школа, 1980. – С.62-73.
6. Ананьев Г.С. Следы деятельности селей в верховьях р. Колымы // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 1967. – № 2. – С.138-140.
7. Антонеев С.В., Контарь Е.С., Ляхович Е.М. Урал. Геологическое строение и минеральные ресурсы. – М.: Наука, 1991. – 510 с.
8. Арманд А.Д. Очерки формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. – Вып. 1. – Апатиты: Изд-во Кольск. ф-ла АН СССР, 1960. – С. 134-135.
9. Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской равнины // Апатиты: Деп. ВИНТИ № 32-64, 1965. – 244 с.
10. Астахов В.И. Новая модель плейстоценового оледенения на севере Урала // Доклады академии наук. – 2017. – Т. 476. – № 5. – С. 567–570.
11. Атлас СССР / Пред. ред. коллегии В.В. Точенов. – М.: Гл. упр. геодезии и картографии при совете Министров СССР, 1983. – 155 с.
12. Афанасьев А.П., Ермолаев М.М. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита // Известия Карельского и Кольского центра РАН. – 1958. – № 5. – С.23-37.
13. Бабурин В.Л., Бадина С.В., Деркачева А.А., Сократов С.А., Хисматуллин Т.И., Шныпарков А.Л. Оценка селевого риска в экономических показателях на примере Сибирского федерального округа // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2019. - № 4. – С.3-14.
14. Барышников Г.Я., Панин А.В. Экстремальные природные явления в горах Алтая в прошлом и настоящем // Известия Алтайского гос. Университета. – 2013. – Т.2. – №3(79) – С.142-146.
15. Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Кулов Р.Х., Федченко Л.М. Формирование селевых врезов на участках береговых морен долинных ледников // Вестник Владикавказского научного центра. – 2021. – №3. – С.48-55.
16. Беляев В.Р., Иванов М.М., Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Сурков В.В., Гуринов А.Л., Кузьменкова Н.В., Беляев Ю.Р. Водоснежные потоки в малых горных долинах Хибин // Маккавеевские чтения – 2017. Сборник материалов / Под ред. Р. С. Чалов. — М.: Географический факультет МГУ, 2018. — С. 4–17.
17. Беляев Ю.Р., Бредихин А.В., Лукашов А.А. Эколого-геоморфологическая безопасность проектируемых промышленных автодорог в Хибинах // Геориск. – 2015. – № 2. – С.50- 57.
18. Божинский А.Н., Виноградова Н.Н., Крыленко И.В. Математическая модель катастрофического селевого потока 2000 г. в Тырныаузе // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2004. — № 5. — С. 22–26.
19. Божинский А.Н., Запорожченко Э.В., Черноморец С.С. Моделирование катастрофических селей в бассейне р. Куллумкол-Су (Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2008. — № 5. — С. 31–35.

20. Брилинский А. Л. Горные потоки, их природа и меры борьбы с ними. - Тифлис: Закгиз, 1936. – 130 с.
21. Боярский И.Я., Перов В. Ф., Сапунов В. Н., Фрейдлин В. С. Массовый сход водоснежных потоков в Хибинах в мае 1977 г. // Сели в горных районах СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – № 5. – С. 96–99.
22. Бударина О.И., Леонтович А.М., Фрейдлин В.С. Некоторые результаты дендрохронологических исследований в бассейнах – очагах водоснежных потоков // Проблемы противоселевых мероприятий. – Алма-Ата, 1981. – С.220-233.
23. Васков И.М., Тамаева М.Р. К вопросу о присхождении селей высокой плотности и возможности их локального прогноза // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2020. – С.40-52.
24. Ващалова Т.В., Мягков С.М., Семехин Ю.В. Техногенные геоморфологические процессы нивально-гляциальной зоны (на примере Хибин) // Материалы гляциологических исследований. — 1979. — № 35. — С. 192–195.
25. 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.
26. Викулина М.А. Оценка лавинной активности, опасности и риска (на примере Хибин) // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М., 2009. – 27 с.
27. Виниери Р.Ю. Сели на Приполярном и Полярном Урале // Исследования ледников и ледниковых районов. – 1963. – Вып.3. – С.152-158.
28. Виноградов Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки // Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 155 с.
29. Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках // Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 144 с.
30. Власов А.Ю. Селевые явления на территории стран СНГ и меры борьбы с ними. Указатель литературы, изданной в 1992-2009 гг. — Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2017. — 302 с.
31. Власов А.Ю. Селевые явления на территории СССР и меры борьбы с ними. Указатель литературы, изданной в 1968-1992 гг.— Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2008. — 332 с.
32. Власов А.Ю., Крашенинникова Н.В. Селевые явления на территории СССР и меры борьбы с ними. Указатель литературы, изданной в 1850-1967 гг. - М.: Изд-во МГУ, 1969. – 216 с.
33. Водоснежные потоки Хибин / Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С.М., Перов В.Ф., Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Фрейдлин В.С. // Под ред. А.Н.Божинского, С.М.Мягкова — М.: Географический факультет МГУ, 2001. — 167 с.
34. Вozовик Ю.И. Послеледниковая история развития Хибин и развитие лавинных процессов в среднем и позднем голоцене // Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во МГУ, 1967. – С.97-123.
35. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. – М.: Высшая школа, 1968. – 368 с.
36. Гаранкина Е.В., Лукашов А.А. Вероятная роль сейсмических событий в провоцировании селевых явлений в Хибинах (Кольский полуостров, Россия) // Геориск. – 2018. - № 4. – С.48-57.
37. Генсиоровский Ю.В., Лобкина В.А., Музыченко Л.Е., Михалев М.В., Степнова Ю.А. Условия формирования селей на Северо-Востоке России // Геориск. – 2020. – № 3. – С.68-76.
38. Горчаковский П.Л. Растительный мир высокогорного Урала. - М.: Наука, 1975. - 283 с.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-ХII. Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 214 с.
40. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Кольская серия. Лист Q-36-III, IV. - М.: МФ ВСЕГЕИ, 2008 – 356 с.

41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Кольская серия. Лист R-36-XXXVIII, XXXIV. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2008 – 326 с.
42. Граве М.К., Граве Л.М. Геоморфологическая карта масштаба 1:200 000 // Атлас Мурманской области. – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1971. – С. 8.
43. Греков И.М., Сырых Л.С., Кошелева Е.А., Суббето Д.А. Палеоландшафты раннего голоцена Кольского полуострова и геоархеология // Общество. Среда. Развитие (Тerra Humana). – 2013. – № 3(28). – С.275-282.
44. Грязнов О.Н., Мартыненко М.С., Петрова И.Г. Факторы инженерно-геологических условий коридора трассы Полярно-Уральской железной дороги (восточный склон Урала). – Известия Уральского гос. Университета. – 2016. – № 4 (44). – С.25-30.
45. Гуляев А.Н. Сейсмичность Урала и прилегающих территорий // Известия УГГУ. – 2016. – № 4(44). – С. 45–49.
46. Гурская М.А. Формирование морозобойных повреждений у хвойных деревьев в различные климатические периоды на Полярном Урале // Известия РАН. Серия географическая – 2018. – № 6. – С.70-80.
47. Гуськов А.С. Сель на Полярном Урале 21 июня 1965 г. // МГИ. Хроника. Обсуждения. – 1968. – Вып.14. – С.320-322.
48. Дегтева С.В., Патова Е.Н., Кулюгина Е.Е., Пономарев В.И., Дулин М.В., Железнова Г.В., Колесникова А.А., Кочанов С.К., Огородова Л.Я., Пастухов А.В., Плюснин С.Н., Пыстина Т.Н., Селиванова Н.П., Татаринцов А.Г., Тетерюк Л.В. Особо охраняемые природные территории Полярного Урала: современное состояние и перспективы развития // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2015. – № 3(23). – С.24-34.
49. Демонце П. Практическое руководство к облесению и задернению гор. – Тбилиси, 1891. – 394 с.
50. Динамическая геоморфология. Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 447 с.
51. Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Моренные пьедесталы – очаги формирования катастрофических гляциальных селей // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). — Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. — С. 67–71.
52. Долгушин Л.Д., Кеммерих А.О. Горные озера Приполярного и Полярного Урала // Известия АН СССР. Серия географическая — Т. 5. — Изд. АН СССР Москва, 1959. — С. 76–82.
53. Дымов А. А., Жангуров Е. В. Морфолого-генетические особенности почв кряжа Енганэпе (Полярный Урал) // Почвоведение. – 2011. – № 5. – С. 515–524
54. Дымов А.А., Загирова С.В., Марченко-Вагапова Т.И. Формирование еловых биогеоценозов на Полярном Урале // Лесоведение. –2011. – № 5. – С.12-22.
55. Евзеров В.Я. Геология четвертичных отложений Кольского региона. – Апатиты, 2015. – 196 с.
56. Евзеров В.Я. Краевые образования покровного и горного оледенений в районе Сейдозерской котловины Ловозерского горного массива на Кольском полуострове // Геоморфология. – 2010. –№ 2. – С.55-59.
57. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Покровные и горные оледенения позднего плейстоцена и голоцена в районе Хибинских гор // Геоморфология. – 2010. –№ 1. – С.26–36.)
58. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Сейсмотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. – 2003. – № 2. – С. 61–64.
59. Елина Д.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. – 240 с.

60. Залиханов М.Ч., Аджиев А.Х., Кондратьева Н.В., Разумов В.В. Оценки максимального объема твердых отложений селей различных генетических типов на территории Северного Кавказа // Геоморфология. – 2018. – № 3. – С.24-31.
61. Запороженко Э.В., Каменев Н.С. Гляциологический фактор активизации селевых процессов на северном склоне Центрального Кавказа в начале XXI века // Лед и снег. – 2011. - № 1 (113). – С.131-136.
62. Иванов В.В., Силева Т.М. Первичные минералы ледниковых почвообразующих пород Русской равнины. – М.: МАКС-ПРЕСС, 2005. – 76 с.
63. Иванов М.М., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В., Гуринов А.Л., Добрыднева Л.В., Кузьменкова Н.В., Романенко Ф.А., Туляков Е.Д. Использование радионуклидов ряда ²³²Th для изучения экзогенных процессов // Известия Российской академии наук. Серия географическая, 2018. – № 6. – С. 81–92.
64. Иванов М.Н. Новые данные о лавинах Полярного Урала // Материалы гляциологических исследований. – 2012. – № 1. – С.17-20.
65. Иванов М. Н. Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене – М.: Географический факультет МГУ, 2013. – 200 с.
66. Ильяшук Б.П., Ильяшук Е.А., Хаммарлунд Д. Изменения климата в предгорьях Хибин, Кольский полуостров, на протяжении голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2007. – № 67. – С.85-96.
67. Казаков Н.А., Соколова Д.П., Волков А.В. Водоснежные потоки в долине р. Кукисьок (Хибины) // Виноградовские чтения: грани гидрологии: Материалы международной конференции памяти Ю.Б. Виноградова (Россия, г.Санкт-Петербург, 28-30 марта 2018 г.) – СПб., 2018. – С.939-943.
68. Калашник А.И., Максимов Д.А. О подходе к оценке сейсмического риска и районированию Кольского полуострова применительно к поверхностным линейно-протяжённым объектам // Вестник КНЦ РАН. 2016. – № 2(25). – С. 44-51.
69. Карпов П.М., Пушкаренко В.П., Умаров А.Ю., Ходжаев Ш.К. Селевые явления в Узбекистане. – Ташкент, 1976. – 134 с.
70. Карта растительности. — 1:375000 // Свердловская область: Физич. карта для сред. шк. / ГУГК. — М., 1988. — Авт.: Горчаковский П.Л., Никонова Н.Н., Фамелис Т.В., Шарафутдинов М.И.
71. Катаева М.Н. Доступность растениям химических элементов в почвах горной тундры на породах различного состава (Полярный Урал) // Почвоведение. – 2013. – № 2. – С. 177– 186.
72. Кеммерих А.О. Гидрография Северного, Приполярного и Полярного Урала. — М.: Изд- во АН СССР, 1961. — 138 с.
73. Керимов А.М., Акшаяков З.Т., Курашева О.А. Оценка и картографирование селевого риска в бассейне реки Баксан (Кабардино-Балкарская республика) // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография по материалам XI Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Том XII. – М.: Изд-во Института истории естествознания и техники им. С.М.Вавилова, 2022. – С.455-462.
74. Козырева Е.А., Рыбченко А.А., С.Дэмбэрэл. Морфометрический анализ для выявления особенностей формирования паводковых потоков (на примере Улан-Баторской агломерации) // Науки о Земле и недропользование. — 2021. — № 4. — С. 458-470.
75. Кондакова Н.Л. Анализ растительности высокогорий Кабардино-Балкарии для оценки условий селеобразования // Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Географ. ф-т МГУ, 1971. – С.73–84.
76. Кондратьева Н.В., Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Гедуева М.М., Перов В.Ф., Разумов В.В., Сейнова И.Б., Хучунаева Л.В. Кадастр селевой опасности юга Европейской части России // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан

- (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). — Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. — С. 67–71.
77. Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг прорывоопасных озер на Памире // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII. – № 4. – С. 80-89.
 78. Коновалов Е.П. Селевые потоки (опыт систематизации материалов по селевым потокам) // Сборник ГГИ. – 1938. – № 1. – С. 21–47.
 79. Короткий А.М. Селевые процессы и пролювиально-селевые отложения в речных долинах на Дальнем Востоке // Геоморфология. – 2012. – № 1. – С. 46-59.
 80. Кочерга Ф.К. Горномелиоративные работы в УзССР. – Ташкент: Изд-во Комитета Наук УзССР, 1937. – 319 с.
 81. Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. – М.: Недра, 1977. – 126 с.
 82. Кулюгина Е.Е., Тетерюк Л.В., Тетерюк Б.Ю. Флора каньона р. Ния-Ю (Полярный Урал) и ее анализ) // Ботанический журнал. – 2020. – Т. 105. – № 5. – С. 467–478.
 83. Лаврушин Ю.А. Особенности динамики высокоскоростного осадконакопления водокаменных селевых потоков горных долин и склонов // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2018. – № 7. – С. 110-134.
 84. Лапердин В.К. Селевая и паводковая опасность в Восточной Сибири (на примере Южного Прибайкалья и Северного Забайкалья) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). — Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. — С. 111–123.
 85. Литовский В.В. Проблемы пространственного формирования опорного транспортного каркаса Урала: мегапроект «Урал промышленный – Урал Полярный» // Транспорт Урала. – 2011. – № 2 (29). – С. 3–9.
 86. Лукина Н.В., Орлова М.А. Питательный режим почв старовозрастных лесов Кольского полуострова // Лесоведение. – 2008. – № 1. – С. 3–13.
 87. Мазепа В.С., Шиятов С.Г. Климатогенная динамика верхней границы лиственничных редколесий на Полярном Урале за последние две тысячи лет // Леса России и хозяйство в них. – 2015. – № 4 (55). – С. 4-10.
 88. Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.В.Сочавы СО РАН, 2012. – 111 с.
 89. Макаров С.А. Современный морфолитогенез на юге Восточной Сибири // Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. – Москва: 2016. – 44 с.
 90. Макаров С.А., Черкашина А.А. Изучение селевой активности в голоцене по данным радиоуглеродного датирования (на примере Южного Прибайкалья) // Геоморфология. – 2020. – № 1. – С. 96-106.
 91. Макаров С.А., Черкашина А.А. Селевой морфолитогенез в Центральной части Саяно-Байкальского станового нагорья // География и природные ресурсы. – 2019. – № 1. – С. 96-105.
 92. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. — М.: Географгиз, 1948. — 344 с.
 93. Маций С.И., Сухляева Л.А. Полуколичественная оценка селевого риска на автомобильных дорогах // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Строительство и архитектура. – 2019. – № 4. – С. 105 – 115.
 94. Методика расчета параметров селевых потоков и конструкции противоселевых сооружений, применяемая в Японии // Обзорная информация Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР. – М., 1976. – Вып. 13. – 43 с.
 95. Музыченко А.А., Казакова Е.Н. Ущерб от селевых потоков для малых водохранилищ о.Сахалин и расчет селевого риска // Геориск. – 2014. – № 3. – С. 32-36.
 96. Мочалов В.П., Горин А.В. Водоснежный поток 5 июня 1991 г. на реке Кекурной // Селевые потоки: сб.15. – М.: Гидрометиздат, 1992. – С. 127-133.

97. Муравьев Я.Д., Клименко Е.С. Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке лавоопасности // Лед и снег. – 2014. – № 4. – С.32-42.
98. Мягков С.М. Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон // Снег и лавины Хибин. – М.: Изд-во МГУ, 1967. – С.15-97.
99. Натишвили О.Г., Тевзадзе В.И. Основы динамики селей. – Тбилиси, 2007. – 213 с.
100. Непоп Р.К., Агатова А.Р. Селевые процессы в горном обрамлении Богутинской впадины, юго-Восточный Алтай // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы V Международной конференции (Грузия, Тбилиси, 1-5 октября 2018 г.). — Тбилиси: Универсал, 2018. — С. 505–511.
101. Непорожний П.С. Защита гидроэлектростанций от селевых потоков – Л.: Госэнергоиздат, 1947. - 164 с.
102. Нефедов В.Н., Кузнецов К.Л. Водоснежные потоки Магаданской области. // Селевые потоки. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – С.106-112.
103. Николаева С.А. Савчук Д.А., Кузнецов А.С. Датирование селевой активности в горно-ледниковом бассейне Актру (Горный Алтай) // Геориск. – 2017. – № 2. – С.62-69.
104. Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации в Хибинском массиве (северо-восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров) // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всерос. совещ. (Иркутск, 26-29 августа 2003 г.) – Новосибирск, СО РАН, филиал "Гео", 2003. – С. 409-412.
105. Николаева С.Б. Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского полуострова): морфология и генезис // Вестник МГТУ. – 2014. – Т. 17, № 2. – С.329-339.
106. Оледенение Урала. Под ред. Г. А. Авсюка и А. О. Кеммериха. – М.: Наука, 1966. – 355 с.
107. Олюнина О.С., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые ассоциации голоценовых отложений Кольского полуострова // Доклады Академии наук, 2008. – Т. 423. – № 3. – С. 370-374.
108. Орлова М.А., Лукина Н.В., Смирнов В.Э., Краснов Д.А., Камаев И.О. Плодородие почв еловых лесов Хибинских гор // Почвоведение. – 2012. – № 6. – С. 682–694.
109. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология) – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967, 304 с.
110. Перов В.Ф. Опыт использования дендрохронологического метода для изучения частоты схода селей Хибин // Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Географ. ф-т МГУ, 1971. – С.42–49.
111. Перов В.Ф. Селевые потоки Хибинского горного массива // Вестник МГУ, серия география. – 1966. – № 1. – С.106-110.
112. Перов В.Ф. Селевые явления западной части плато Путорана. // Проблемы противоселевых мероприятий. – Алма-Ата: Казахстан, 1981. – С.212-219.
113. Перов В. Ф. Селевые явления на территории СССР // ГКНТ СССР, АН СССР. ВИНТИ. Итоги науки и техники, сер. Гидрология суши. – М., 1989. – Т. 7. – 149 с.
114. Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 34 с.
115. Перов В. Ф. Типология горных водосборов с проявлением селевого процесса // Тр. Всерос. конф. по селям. – Нальчик, 2003. – С. 99–106.
116. Перов В.Ф. Селеведение – М.: Изд-во МГУ, 2012. – 274 с.
117. Перов В.Ф., Бударина И.О., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Сели // Экологический атлас России. — М.: ООО Феерия, 2017. — С. 250–250.
118. Петров Н. Водное хозяйство Закавказья. // Ежегодник отдела земельных улучшений, 1909. - СПб, 1910. – С. 178–214.
119. Петров Н. Обзор деятельности инспекции вод на Кавказе в 1912 г. // Ежегодник отдела земельных улучшений, 1912. – СПб.: 1913. – С. 288–317.

120. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. – 359 с.
121. Познанин В.Л. Сели северной части Полярного Урала. // Изучение и охрана гидросферы. – М.: 1975. – С.10-11.
122. Познанин В.Л., Геворкян С.Г. Глиссирующий механизм формирования ледово-водокаменного селя при срыве ледника Колка в 2002 году // Криосфера Земли. – 2008. – № 4. – С.57-65.
123. Прокин В.А. Полезные ископаемые Урала // Природа Урала. Вып. 10. – Екатеринбург, 2002. – 253 с.
124. Псарев М. О движении сели (овражных выносов), бывшем причиной катастрофы в г. Ордубате и в селении Акулисах Нахичеванского уезда. // Изв. Зап. Кавказского отделения РГО. – Тифлис, 1885. – Т. 17. – С. 1–16
125. Пыльцов Н.Н. О внезапных наводнениях и селях в Нухинском уезде Елисаветпольской губернии // Изв. Кавказ. Отд. ИРГО. – 1904. - Т. 17. – № 4. – С. 244–282.
126. Пушкаренко В.П., Чалмаев Л.В. Особенности применения космических фотоснимков при изучении селевых явлений. // Проблемы противоселевых мероприятий. – Алма-Ата, 1988. - С.70-79.
127. Рахманов В. В. Гидроклиматическая роль лесов. М.: Лесная промышленность, 1984. - 240 с.
128. Ржевский Б.Н. Гидронапорные лавины и актуальность их исследования. // Материалы гляциологических исследований. – М.: 1970. – Вып.3. – С.107-111.
129. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В. Формирование и строение многолетнемерзлых пород у южной границы криолитозоны на Кольском полуострове. – Криосфера Земли, 2012. – Т. XVI. – № 3. – С.72-80.
130. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шеремецкая Е.Д., Беляев Ю.Р., Зарецкая Н.Е., Кузнецов Д.Е., Олюнина О.С., Тарбеева А.М. Формирование рельефа и рыхлых отложений Восточных Хибин в конце позднего плейстоцена и в голоцене // Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России. – М.: ИГ РАН, 2004. – С. 82-167.
131. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской России и опыт их абсолютного датирования // Геоморфология. – 2011. – № 1. – С 87-94.
132. Романенко Ф.А., Шиловцева О.А. Геоморфологические процессы в горах Кольского полуострова и изменения климата // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2016. — № 6. — С. 78–86.
133. Руководство по изучению селевых потоков. – Л., Гидрометеиздат, 1976. –144 с.
134. Рыбальченко С.В., Верховов К.В. Склоновые селевые бассейны и их морфодинамические особенности // Геориск. – 2017. – №4. – С.44-49.
135. Рыбченко А.А., Кадетова А.А., Козырева Е.А. Особенности формирования селей и селевая опасность Тункинских гольцов // Геориск. – 2018. - №3 – С.24-33.
136. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
137. Рябцева К.И. Динамика оледенения Хибин в голоцене в связи с ритмами увлажнения северного полушария // Ритмы и цикличность в природе. Вопросы географии, сб. 79. – М.: Мысль, 1970. – С. 105-120.
138. Садов А.В. Основные принципы дешифрирования селевых очагов по материалам аэрофотосъемки. // Аэрометоды. (Материалы Московского филиала ГО СССР). - М.: 1969. – Вып.3. – С.17-21.
139. Садов А.В. Аэрометоды изучения селей. – М.: Недра, 1972. – 126 с.
140. Садов А.В., Гельман Р.Н. Глава 9. Использование аэрокосмических и других фотографических методов при изучении оползней и селей // Оползни и сели. В двух томах. – М.: Центр международных проектов ГКНТ, 1984. – Т.1. – С.171-195.

141. Сапунов В.Н. Водоснежные потоки и их место в ряду сходных разрушительных явлений. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 1985. – №6. – С. 31-37.
142. Сапунов В.Н. Процессы формирования водоснежных потоков в Хибинах // Склоновые процессы (лавины и сели). – М.: Изд-во МГУ, 1980. – Вып.4. – С.110-117.
143. Сапунова Г.Г., Сапунов В.Н. Следы действия водоснежных потоков. // МГИ – Вып.35. – 1979. – С.201-202.
144. Сейнова И. Б., Черноморец С. С., М. Д. Докукин Петраков Д.А., Савернюк Е.А., Лукашов А.А., Белоусова Е.А. Формирование водного стока лахаров на активных вулканах с оледенением // Криосфера Земли. — 2017. — Т. 21, № 6. — С. 118–128.
145. Сейнова И.Б., Андреев Ю.Б., Крыленко И.Н., Богаченко Е.М., Феоктистова Е.Г. Опыт прогнозирования селей в условиях деградации оледенения на Центральном Кавказе // Геориск. – 2018. – № 4. – С.26-37.
146. Сели в СССР и методы борьбы с ними. – М.: Наука, 1964. – 282 с.
147. Селиванов А.В., Погудина Е.В. Лишайники на древесном субстрате в лиственничном редколесье на хребте Большой Пайпудынский (Полярный Урал) // Вестник ПГППУ. Серия №2: физико-математические и естественные науки. – 2014. – С.4-11.
148. Семенова Л.Р. Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний неоплейстоцен) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – СПб., 2004. – 36 с.
149. Сергеева Г.А., Андреева Е.С., Адамян В.Л. Комплексная характеристика селевых явлений республики Северная Осетия – Алания (Центральный Кавказ) // Успехи современного естествознания. – 2020. – №3. – С.104-109.
150. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. – М. – Смоленск: Изд-во СГУ, 1998. – 272 с.
151. Симонов Ю.Г., Конищев В.Н., Лукашов А.А., Мысливец В.И., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке. Исторические аспекты // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 1998. — № 4. — С. 41–48.
152. Соколовский Д.Л. Селевые паводки, их гидрологические особенности, методика расчета. // Метеорология и гидрология. – 1947. - № 5. – С.65-75.
153. Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П. Антропогенное влияние на лавинную и селевую активность // Лед и снег. — 2013. — Т. 53, № 2 (122). — С. 121–128
154. Соломина О.Н. Бушуева И.С., Долгова Е.А., Золотокрылин А.Н., Кузнецова В.В., Кузнецова Т.О., Кухта А.Е., Лазукова Л.И., Ломакин Н.А., В.В. Мацковский, Матвеев С.М., Михайлов А.Ю., Михаленко В.Н., Пожидаева Д. С., Румянцев Д.Е., Сакулина Г.А., Семёнов В.А., Хасанов Б.Ф., Черенкова Е.А., Чернокульский А.В. Засухи Восточно-Европейской равнины по гидрометеорологическим и дендрохронологическим данным. – М.: Нестор-История, 2017. — 360 с.
155. СП 479.1325800.2019 Инженерные изыскания для строительства в районах развития селевых процессов. Общие требования // Богданов М.И., Гурова С.А., Болгова Г.Р., Мисник Г.В., Цымбал М.Н., Кривенцова И.Л., Сократов С.А., Перов В.Ф., Черноморец С.С., Шныпарков А.Л., Савернюк Е.А., Гребенников П.Б. – М.: Минстрой России, 2019. – 55 с.
156. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирования. – М.: Недра, 1974. – 184 с.
157. Спиридонов А.И. Страна Фенноскандия // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. – М.: Высшая школа, 1980. – С. 19-26.
158. Степанов Б. С. Основные характеристики селевых потоков и селевой массы. Методы измерений. - М., Гидрометеиздат, 1982. –136 с.
159. Степанов Б.С. Степанова Т.С. Механика селей. Эксперимент, теория, методы расчета. – М.: Гидрометеиздат, 1991. – 379 с.

160. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. Что такое сель? // Гидрометеорология и экология. – 2015. – № 3. – С.69 – 77.
161. Стром А.Л. Следы катастрофических прорывных паводков в долинах рек Центральной Азии // Геориск. – 2020. – № 2. – С.8-21.
162. Ступин В.П., Пластинин Л.А., Олзоев Б.Н. Новые принципы и приемы системного картографирования селевой опасности Южного Прибайкалья с использованием ГИС и ДЗЗ из космоса // От карты прошлого – к карте будущего. – Пермь: Пермский гос. нац. исслед. ун-т, 2017. – С.184-195.
163. 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., вып. 23. – М.: ВИНТИ, 1974. – С. 61-68.
164. Сурова Т.Г., Троицкий Л.С. Пуннинг Я.-М. Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала // Изв. АН ЭССР. Химия, Геология. – 1975. - Т. 24. – № 2. – С. 152-159.
165. Таргульян О.В. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях (на массивно-кристаллических и песчано-полимиктовых породах). – М.: Наука, 1971. – 270 с.
166. Татаренко Н.В., Шагин С.И., Машуков Х.В. Географические особенности распространения селевых явлений на территории КБР // Научные известия. – 2019. – № 17. – С. 26-30.
167. Трошкина Е.С., Селивестров Ю.Г., Мокров Е.Г., Сапунов В.Н., Черноус П.А., Соловьев А.Ю. Влияние изменения климатических условий на нивально-гляциальные процессы в Хибинах // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2009. — № 2. — С. 26–31.
168. Трофимов Н.М. Селевые воды Туркмении. - Ашхабад: Туркменгиз, 1937. – 147 с.
169. Фирсова В.П., Дедков В.С. Почвы высоких широт горного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. – 95 с.
170. Флейшман С.М. Сели. – Л., Гидрометеиздат, 1978. – 312 с.
171. Фомин В.В., Михайлович А.П., Шиятов С.Г. Новые подходы к изучению динамики высокогорной древесной растительности с использованием разновременных ландшафтных фотоснимков (на примере Полярного Урала) // Экология. – 2015. – № 5. – С.323-341.
172. Фрейдлин В.С. Водоснежные потоки // Гидрология и гляциология горных районов (аннотации лекций). Международный высшие гидрологические курсы ЮНЕСКО при МГУ, 14 сессия, 1983 г. – М.: 1983. – С.17.
173. Ходаков В.Г. Метелевый перенос снега на Полярном Урале // Гляциологические исследования. – 1961. – № 6. – С. 136–143.
174. Ходаков В.Г. Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах. – МГИ. – Вып.9. – 1964. – С.210-215.
175. Ходаков В.Г., Ильина Е.А. Снежно-ледовые явления на Полярном Урале. –МГИ. – Вып. 65. – 1989. –С.110–118.
176. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология — М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. — 582 с.
177. 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, посвящен. 90-летию со дня рождения акад. Николая Павловича Лавёрова. – Архангельск, 2020. – С.180-182.
178. Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. — Научный мир Москва, 2005. — 184 с.
179. Черноморец С.С., Михайлов В.О. Численное моделирование катастрофических селей, обвалов и оползней с применением трехмерной дискретной модели // Геориск. — 2012. — № 1. — С. 16–27.

180. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А. Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. — 2018. — Т. 22, № 2. — С. 70–80.
181. Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А. Новые селеопасные озера у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // Материалы гляциологических исследований. — 2003. — Т. 95. — С. 153–160.
182. Черноус П.А., Тяпкина О.Ю., Мокров Е.Г. Опыт количественного оценивания возможности образования водоснежных потоков в Хибинах // Селевые потоки: катастрофы, прогноз, риск, защита: Труды Второй конференции, посвященной 100-летию со дня рождения С.М. Флейшмана – М.: Географический факультет МГУ, 2012 – С.100.
183. Чибилев А.А., Чибилев Ант.А. Природное районирование Урала с учетом широтной зональности, высотной поясности и вертикальной дифференциации ландшафтов. – География и картография растительности, 2012. Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2012. – Т.14. – № 1(6). – С.1660-1665.
184. Шварев С.В., Харченко С.В., Голосов В.Н., Успенский М.И. Причины и последствия антропогенной активизации селей в 2006-2019 гг. на водосборе притока руч. Сулимовский (район пос. Красная Поляна, Западный Кавказ) // Геориск. – 2020. - №14. – С.66-76.
185. Шеремецкая Е.Д., Иванов М.М., Ворошилов Е.В., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р. Использование материалов крупномасштабной аэрофотосъемки беспилотными летательными аппаратами в целях изучения экстремальных геоморфологических процессов. // Материалы Международной конференции ИнтерКарто. ИнтерГИС / Под ред. М. В. Грибок, А. В. Кошкарёва и др. — Т. 24. — Екатеринбург: Екатеринбург, 2018. — С. 158–170.
186. Шиятов С.Г. Климатогенная динамика подгольцовых редколесий на Полярном Урале в XX столетии // Реакция растений на глобальные и региональные изменения природной среды: тезисы докладов Всероссийского совещания (25-28 2000 г., Иркутск) – Иркутск, 2000. – С.109.
187. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Часть I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Екатеринбург, 2000. – 81 с.
188. Шиятов С.Г., Хантемиров Р.М., Горланова Л.А. Тысячелетняя реконструкция температуры лета на Полярном Урале: данные древесных колец можжевельника сибирского и лиственницы сибирской // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – 1(9). – С.2-5.
189. Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. – М.: Недра, 1980. –296 с.
190. Шилова О.С., Романенко Ф.А., Колька В.В., Денисов Д.В. Изменения природной среды в Северных Хибинах (Кольский п-ов) // Геоморфология. – 2019. – №3. – С.91-101.
191. Шишкин М.А. Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С.207-212.
192. Шныпарков А.Л., Колтерманн П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2013. — № 3. — С. 42–48.
193. Шукин И.С. Общая геоморфология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960-1964. – 3 т.
194. Юдина В.А., Черноморец С.С., Виноградова Т.А., Крыленко И.Н. Моделирование селевых потоков снегового генезиса (на примере реки Барсемдара, Таджикистан) // Криосфера Земли. — 2022. — Т. 26, № 3. — С. 51–63.

195. Bernhardt H., Reiss D., Hiesinger H., Hauber E., Johnsson A. Debris flow recurrence periods and multi-temporal observations of colluvial fan evolution in central Spitsbergen (Svalbard) // *Geomorphology*. – 2017. – № 296. – P.132-141
196. Bisson M., Favalli M., Fornaciai A., Mazzarini F., Isola I., Zanchetta B., Pareschi M.T. A rapid method to assess fire-related debris flow hazard in the Mediterranean Region: An example from Sicily // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. – 2005. – № 7. – P.217-231.
197. Blanpied R., Astrade L., Ployon E. Reconstitution of debris flow dynamics on a forested cone combining dendrogeomorphology and diachronic orthophotography analysis (Mont Granier, Chartreuse massif, French Prealps) // *Géomorphologie: relief, processus, environnement* – 2017. – Vol. 23, №3 – P.253-263.
198. 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.
199. Briffa K. R., Jones Ph.D., Schweingruber F.H. Shiyatov S.G., Cook E.R. Unusual twentieth-century summer warmth in a 1,000 year temperature record from Siberia // *Nature*. – 1995. – № 376. – P.156–159.
200. Bronk Ramsey, C. 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. // *Radiocarbon*. – 2017. – № 59 (2). – P.1809–1833.
201. Chen H. Controlling factors of hazardous debris flow in Taiwan // *Quaternary International*. – 2008. – №147. – P.3-15.
202. Chen C.-Y., Yu F.-C. Morphometric analysis of debris flows and their source areas using GIS // *Geomorphology*. – 2011. – № 129. – P. 387–397.
203. Coaz J. Die Lawinen des Schweizer Alpen. — Bern, 1888. — 34 s.
204. Conway S.J., Decaulne A., Balme M.R., Murray J.B., Towner M.C. A new approach of estimating hazard posed by debris flows in the Westfjords of Iceland // *Geomorphology*. – 2010. – № 114. – P. 556-572.
205. Cook E.R., Kairiukstis L. A. *Methods of Dendrochronology: applications in the environmental sciences*. – Dordrecht: Kluwer, 1990. – 394 p.
206. D'Arcy M., Roda-Boluda D., Whittaker A. Glacial-interglacial climate changes recorded by debris flow fan deposits, Owens Valley, California // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – № 69. – P. 288-311.
207. De Bélizal E. Les impacts des lahars du volcan Merapi (Java, Indonésie) après l'éruption de 2010 // *Géomorphologie: relief, processus, environnement* – 2013. – Vol. 19, №4. – P.463-480.
208. Dietrich A., Krautblatter M. Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria) // *Geomorphology*. – 2017. – № 287 – P.144-158.
209. Ferrel W.R., Barr W.R. Criteria and methods for use of check dams in stabilizing channel banks and beds. // *Proceeding of the Federal inter-agency sedimentation conference* – Jackson, 1965. – P. 376-386.
210. Forman R., Gordon M. *Landscape Ecology*. – Cambridge, 1986. – 336 p.
211. Frech F. V. Vortrag Über Wildbäche (Muren) // *Aus der Vorzeit der Erde*. – Leipzig, 1905. – S. 87–107.
212. Fritts H.C. *Tree Rings and Climate*. – Academic Press, London, 1976. – 567 p.
213. Forman R., Gordon M. *Landscape Ecology*. – Cambridge: Cambridge University Press, 1986. – 432 p.
214. Gartner J., Santi P., Cannon S. Predicted location of post-fire debris flow erosion in the San-Gabriel Mountains of Southern California // *Natural Hazards*. – 2015. – № 77. – P.1305-1321.
215. 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) // *Quaternary International*. – 2007. – P.108-117.
216. Hertel O., Winter N. *Grundlagen der Gebirgsbachregulierung*. – Wien, 1934. – 37 s.

217. Hestnes E. Slushflow hazard – where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research // *Annals of Glaciology*. – 1998. – № 26. – P. 370-376.
218. Hestnes E., Kristensen K. The diversities of large slushflows illustrated by selected cases // *Proceedings of the International Snow Science Workshop, 2010*. – 17–22 October 2010, Squaw Valley, CA, USA. – P.348–355.
219. Hsien-Heng Lee H., Widjaja B. Phase concept for mudflow based on the influence of viscosity // *Soils and Foundations*. – 2013. – № 53 – P.77–90.
220. Ilinca V. Characteristics of debris flow from the lower part of the Lotru River Basin (South Carpatians, Romania) // *Landslides*. – 2014. – № 11. – P. 505-512.
221. Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund P., Laroque I. Holocene climatic and environmental changes interfered from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) of Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. – *Holocene*, 2005. – №15(6). – P.897-914.
222. Ivanov M.M., Kuzmenkova N.V., Garankina E.V., Tulyakov E.D. The ²³²Th distribution in modern sediments near radioactive Lovchorrite mine, the Khibiny Mountains, Kola Peninsula // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2019. – №200. – P. 77–83.
223. Ivanov M.N. Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. TICOP Excursion Guidebook – Tyumen, Russia: Pechatnik, 2012. – 50 p.
224. Jomelli V., Déqué M., Brunstein D., Grancher D. Occurrence des coulées de debris dans le massif des Écrins (Alpes françaises) au XXI^e siècle: estimation à partir du modèle climatique ARPEGE // *Géomorphologie: relief, processus, environnement*. – 2007. – Vol. 13, № 4. – P.283-292.
225. Kaitna R., Prenner D., Swiatnek M., Maraun D., Stoffel M., Hranowitz M. Changes of hydro-meteorological trigger conditions for debris flows in a future alpine climate // *Science of the Total Environment*. – 2023. – № 872. – P.1-14.
226. Klimeš J., Vít Vilímek V., Omelka M. Implications of geomorphological research for recent and prehistoric avalanches and related hazards at Huascarán, Peru // *Natural Hazards*. – 2009. – № 50(1). – P.193-209.
227. Kononov Yu M., Friedrich M., Boettger. Regional Summer Temperature Reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by Means of Tree-ring Width during the Last Four Centuries // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2009. – Vol. 41. – No. 4. – P. 460–468.
228. Lang S., Blaschke T. *Landschaftsanalyse mit GIS*. - Stuttgart: Ulmer, 2007. – 404 p.
229. Larouque S., Héty B., Filion L. Geomorphic and dendroecological impacts of slushflows in Centrak Gaspé Peninsula (Québec, Canada) // *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. – 2001. Vol. №4 – P.191–201.
230. Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quaternary Science Rev.* – 2008. – № 27. – P.100–115.
231. Mergili M., Fellin W., Morreiras S.M., Stotter J. Simulation on debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: possibilities, limitations and parameter sensitivity // *Natural Hazard*. – 2012. – №61. – P.1051-1081.
232. Monet P. La lutte contre l'innondation doit être préventive et non curative // *La Technique de l'Eau*. – 1960. An.14. № 159 – P.29–35.
233. Nelson A., Smellie J., Hambrey M., Williams M., Vautravers M., Salzman U., McArthur J., Regelous M. Neogene glacial debris flows on James Ross Island, northern Antarctic Peninsula, and their implication for regional climate history. – *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – № 28. – P. 3138–3160.
234. Nyberg R. Observation of slushflows and their geomorphical effects in the Swedish mountain area. – *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. – 1989. - Vol. 71, № 3. – P. 185 – 198.

235. Orvis K., Grissino-Mayer H. Standardizing the reporting of abrasive papers used to surface tree-ring samples // *Tree-Ring Research*. 2002. – Vol. 58 (1/2). – P. 47–50.
236. Palamakumbura R., Finlayson A., Ciurean R., Nedumpallile-Vasu N., Freeborough K., Dashwood C. Geological and geomorphological influences on a recent debris flow event in the Ice-scoured Mountain Quaternary domain, western Scotland // *Proceedings of the Geologists' Association*. – 2021. – № 132. – P.456-468.
237. Patton A., Roering J., Orland E. Debris flow initiation in postglacial terrain: Insights from shallow landslide initiation models and geomorphic mapping in Southeast Alaska // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2022. – P.1-16.
238. Pierson. T.C. Using Age of Colonizing Douglas-Fir for the Dating of Young Geomorphic Surfaces — A Case Study // *Dating Torrential Processes on Fan and Cones* – Eds. M. Schneuwly-Bollschweiler, M. Stoffel, F. Rudolf-Miklau – Springer, 2013. - P.203-209.
239. Phillips E. Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – №25. – P. 720–738.
240. 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, 2018. – V1.
241. Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk-Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon, J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). – *Radiocarbon*, 2020. – № 62. – P.1869 – 1887.
242. Reimer, Brown and Reimer. Discussion: Reporting and Calibration of Post-Bomb¹⁴C Data. – *Radiocarbon*, 2004. – № 46. – P 1299-1304
243. Relf G., Kendra J.M., Schwartz R.M., Leathers D.J., Levia D.F. Slushflows: science and planning considerations for an expanding hazard // *Natural Hazards*. – 2015. – Vol.78, Is.1 – P.333-354.
244. Schürch P., Densmore A.L., Ivy-Ochs S., Rosser N.J., Kober F., Schlunegger F., McArdeell B., Alfimov V. Quantitative reconstruction of late Holocene surface evolution on an alpine debris-flow fan. // *Geomorphology*. – 2016. – № 275. – P.46-57.
245. Šilhán K. Historical activity of debris flows in the medium-high mountains: Regional reconstruction using dendrogeomorphic approach // *Science of the Total Environment*. – 2023. – №856. – P.1-13.
246. Šilhán K., Pánek T., Hradecký J., Stoffel M. Tree-age control on reconstructed debris-flow frequencies: examples from a regional dendrogeomorphic reconstruction in the Crimean Mountains // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2015. – Vol.40. – P.243–251.
247. Solomina O.N., Ivanov M.N., Bradwell T. Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // *J. Geografiska Annaler*. – 2010. – Vol. 92 A. – №1. – P.81-99.
248. Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia // *Holocene*. – 2005. – № 15(1). – P. 141-148.
249. Stoffel M. Tree-Ring Based Record of Debris-Flow Dynamics and Triggering Rain Storms at Ritigraben (Swiss Alps) since AD 1570 // *Dating Torrential Processes on Fan and Cones* – Eds. M. Schneuwly-Bollschweiler, M. Stoffel, F. Rudolf-Miklau – Springer, 2013 – P. 179- 216.

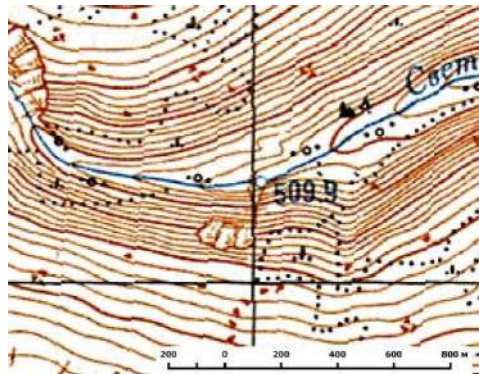

250. Stoffel M., Bollschweiler M., Widmer S., Sorg A. Spatio-temporal variability in debris-flow activity: a tree-ring study at Geisstriftbach (Swiss Alps) extending back to AD 1736 // *Swiss Journal of Geosciences*. – 2010. – № 103. – P.283-292.
251. Strele G. Grundriss der Wildbach und Lawinenverbaunug. – Wien: Springer-Verlag, 1950. – 340 s.
252. Svendsen J.I. Glacial and climate history of the Polar Urals, Arctic Russia, during the last ice age // *Proceedings of XVIII INQUA Congress*. – Bern: Switzerland, 2011. – 1 p.
253. Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V., Demidov I., Dowdeswell J., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H., Ólafur Ingólfsson, Jakobsson M., Kjæri H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M., Spielhagen R., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – № 50(1). – P.1229-1271.
254. Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V.I., 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 // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – V. 92. – P. 409–428.
255. Tang Ch., Zhu J., Chang M., Ding J., Xin Qi. 2012. An empirical-statistic model for predicting debris flow runout zones in the Wenchuan earthquake area // *Quaternary International*. – 2012. – №250. – P.63-73.
256. Thierdig F., Kresling A. Meteorologische und Geologische Bedingungen bei der Entstehung von Muren in July 1972 auf Spitzbergen // *Polarforschung*. – 1973. – Bd. 43, №1-2. – S.40– 49.
257. Thierry J. Restauration des pentes des montagnes et redressement des ruisseaux. – Paris, 1911. – 28 p.
258. Turcotte B., Morse B., Anctil F. Observed impact on the cryologic regime of stream channels // 68th Eastern Snow Conference. – Montreal, McGill University, 2011. – P.93-104.
259. Turkington T., Rемаître A., Ettema J., Hussin H., van Westen C. Assessing debris flow activity in a changing climate // *Climatic change*. – 2016. – №137. – P.293-305.
260. Wang G. Antischlammbau. Leipzig, 1902. – 47 s.
261. Welsh A., Davis T. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards // *Landslides*. – 2011. – № 8. – P. 183–194.
262. Wibowo S.W., Lavigne F., Mourot P., Métaixian J.-P., Zeghdoudi M., Virmoux C., Sukatja C.B., Hadmoko D.S., Mutaqin B.W. Analyse couplée d'images vidéo et de données sismiques pour l'étude de la dynamique d'écoulement des lahars sur le volcan Merapi, Indonésie // *Géomorphologie: relief, processus, environnement*. – 2015. - Vol. 21, № 3 – P. 251-266.
263. Wiczoker G., Mossa G., Morgan B. Regional debris flow distribution and preliminary risk assessment from severe storm events in the Appalachian Blue Ridge Province, USA // *Landslides*. – 2004. – №1. – P.53-59.
264. Wilford D.J., Sakal M.E., Innes J.L., Sidle R.C., Bergerud W.A. Recognition of debris flow, debris-flood and flood hazard through watershed morphometrics // *Landslides*. - 2004. - №1. - P. 61–66.
265. 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, Sichuan Province (China) // *Natural Hazards*. – 2013. – №65. – P.1379–1392.
266. Yu F., Chen Ch., Chen T., Hung F., Lin Sh. A GIS process for delimitating areas potentially endangered by debris flow // *Natural Hazard*. – 2006. – №37. – P. 169-189.
- Электронные ресурсы:
267. ООПТ России. Государственный природный заказник республиканского значения "Хребтовый". URL: <http://оопт.аари.ru/оопт/Хребтовый>.
268. ЯндексКарты. URL: <https://yandex.ru/maps>.

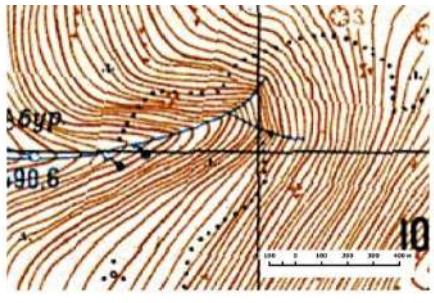

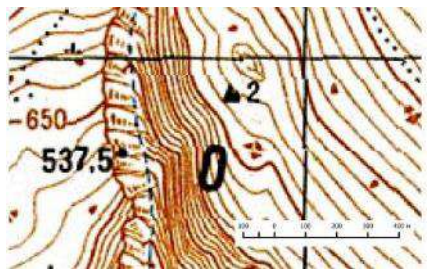

ПРИЛОЖЕНИЯ

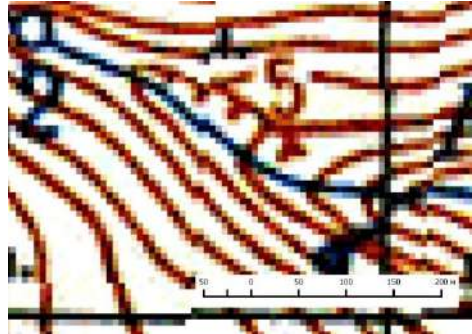

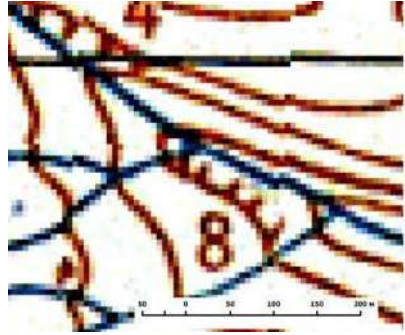

Приложение А

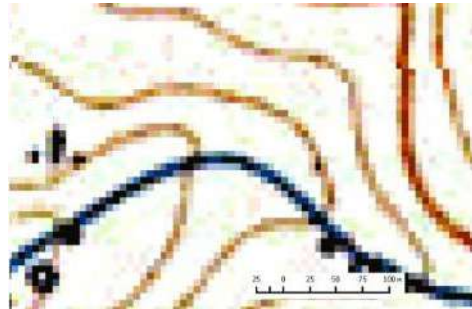

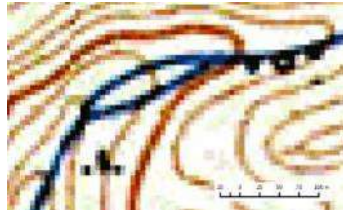

Дешифровочные признаки для выявления следов проявления селевых процессов при изучении топографических карт масштаба 1:50000-1:100000 и спутниковых изображений субметрового пространственного разрешения, синтезированных в естественных цветах

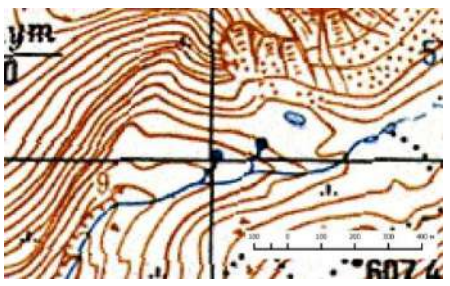



Зона селевого бассейна	Проявление на местности	Дешифровочные признаки				
		Для топографических карт	Для спутниковых снимков			
		Морфологические	Морфологические	Геологические	Ландшафтные	Пространственные
Зона зарождения	Озера в днищах цирков, каров, троговых долин, тектонических ущелий и пр., в акваторию которых открываются лавинные аппараты и/или к берегам которых непосредственно примыкают активные обвально-осыпные склоны	Знаки обрывов и желобов в прибрежной части склона; сгущения горизонталей (горизонтальное проложение должно соответствовать крутизне больше 30-35°)	Зубчатые плановые очертания бровки склона	Чередование полос более светлого (коллювий) и более темного оттенка(скальные породы) на склоне	Озера – участки темно-синего цвета, белые полосы - снег в желобах на склоне	Озеро в пределах вершинного яруса рельефа и оконтуривающий его склон кара, цирка или троговой долины
						

Зона зарождения	<p>Участки склонов с большим количеством лавинно-кампедных желобов (в сужениях долин), опирающихся на русло водотока</p>	<p>Сгущения горизонталей (горизонтальное проложение должно соответствовать крутизне больше 30-35°)</p>	<p>Контур лавинных желобов представляют собой линейно вытянутые вниз по склону отрицательные формы с затененными днищами</p>	<p>Чередование полос более светлого оттенка (следы смыва рыхлого чехла) и более темного оттенка</p>	<p>Полосы снега в желобах; для неосвоенных растительностью склонов либо «прочесы» - полосы серовато-коричневого цвета, чередующиеся с полосами зеленого цвета (соответствуют освоенным растительностью участкам)</p>	<p>Склоны должны опираться непосредственно на русло водотока</p>
						

Зона зарождения	<p>Истоки тальвегов долин в основании водосборных воронок (в особенности со следами развития осыпей и отдельными выходами скальных пород)</p>	<p>Рисунок горизонталей, соответствующий вогнутому поперечному профилю склона</p>	<p>Водосборные воронки имеют плановые очертания, напоминающие перевернутую каплю</p>	<p>«Полосчатый» рисунок поверхности (следы смыва рыхлого чехла), полосы более светлых и более темных тонов вытянуты по направлению к истоку тальвега</p>	<p>Снежки на бровках склонов</p>	<p>Чаще всего приурочены к привершинным частям склонов, в их основаниях находятся истоки тальвегов</p>
						
<p>Выпуклые перегибы продольного профиля тальвегов и русел (с выходами коренных пород в русле)</p>	<p>Переход от разреженных горизонталей к их сгущению в днище долины, водопадные уступы</p>	<p>Пересекающие русло трещины в скальном основании</p>	<p>Выходы скальных пород - области серого цвета с полосчатой текстурой</p>	<p>Снежки под водопадами</p>	<p>Расположены в днище долины, в основном в вершинном ярусе рельефа</p>	
						

Зона транзита	<p>Врезанные скальные русла либо узкие V-образные врезы с обнаженными бортами в рыхлых породах</p>	<p>Знаки обрывов либо сгущение горизонталей вдоль русла (горизонтальное проложение соответствует крутизне не менее 30-35°)</p>	<p>Борта врезов с четкими резкими бровками, вытянутые вдоль русла</p>	<p>Скальные русла - полосы серого цвета вдоль водотока, врез в рыхлые отложения – полосы серо-коричневого цвета</p>	<p>Борта врезов лишены растительности</p>	<p>Расположены в днище долины</p>
						
	<p>Аккумулятивные террасы на бортах</p>	<p>На картах масштаба 1:50000 не выражены</p>	<p>Вытянутые вдоль русла относительно выравненные площадки, окаймленные уступами</p>	<p>Вскрывающиеся в уступе рыхлые отложения серо-коричневого цвета</p>	<p>К площадкам примыкают лишённые растительности уступы серого цвета</p>	<p>Расположены в днище долины</p>
						

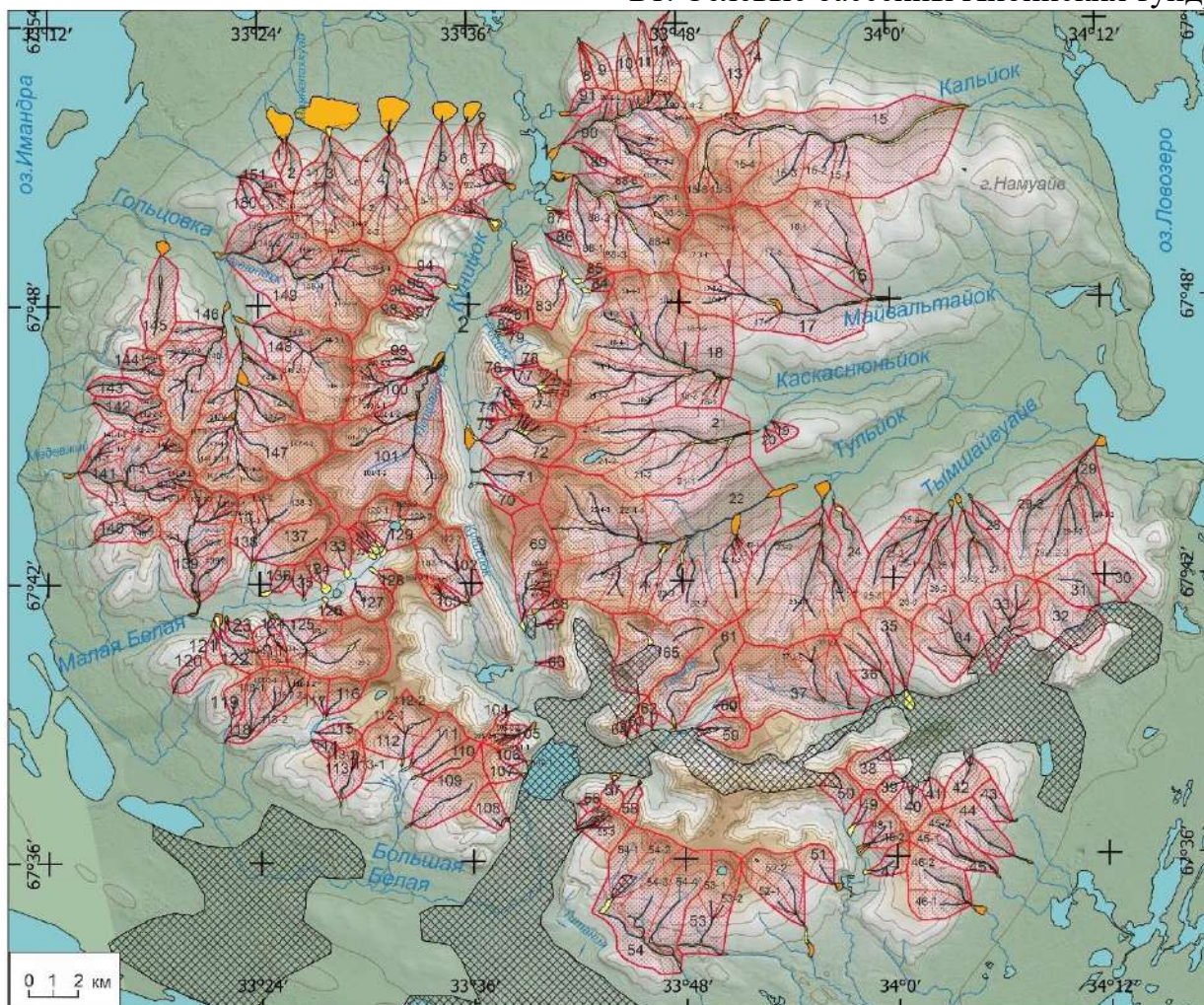
Зона транзита	<p>Следы бокового заплеска селей за бровки врезов – участки, лишенные растительности и перекрытые свежими селевыми отложениями. Могут быть (либо освоенными видами более ранней сукцессионной стадии, чем окружающий ландшафт)</p>	<p>На картах масштаба 1:50000 не выражены</p>	<p>Лопастеобразные в плане участки, оконтуривающие бровки селевых врезов</p>	<p>Лишенные растительности участки серого цвета с мелкобугристой текстурой</p>	<p>Поверхность, более светлых оттенков зеленого по сравнению с остальным дном долины</p>	<p>Приурочены к поворотам русла</p>
						
<p>Внутридолинные зоны аккумуляции, формирующиеся в стесненных условиях, образуют осередки либо участки низкой поймы</p>	<p>Участки в днище долины с относительно разреженными горизонталями, раздвоенное русло</p>	<p>Вытянутые вдоль русла образования, на поворотах расширяются и имеют веретенообразные плановые очертания</p>	<p>Рыхлые отложения с мелкобугристой текстурой</p>	<p>Лишенные растительности участки либо освоенные видами более ранней сукцессионной стадии, чем окружающий ландшафт</p>	<p>Расположены непосредственно в русле либо примыкают к его бортам</p>	
						

Зона аккумуляции	<p>Современные конуса выноса - веерообразные конуса (лишены растительности либо заняты более молодой порослью, чем прилегающие участки)</p>	<p>Выпуклые вниз по склону горизонтали, расходящиеся концентрически от устья долины/ селевого вреза</p>	<p>Веерообразные плановые очертания</p>	<p>Рыхлые отложения серого либо светло-коричневого цвета с мелкобугристой текстурой</p>	<p>Поверхность, лишенная растительности (серовато-коричневого цвета) либо с более молодой лиственной порослью (светло-зеленого цвета)</p>	<p>Расположены в расширениях долин либо у подножий склонов массива</p>
						
	<p>Древние конуса выноса треугольные в плане, представлены чередованием залесенных и задернованных гряд и ложбин. В пределах заозерных территорий участки озерных террас с наложенными селевыми конусами выноса выдвинуты вниз по течению.</p>	<p>Изгибы горизонталей, выгнутые вниз по течению</p>	<p>Фуркации русла; плановые очертания береговой линии, выдвинутой вниз по течению</p>	<p>Отсутствуют из-за того, что эти формы рельефа залесены и задернованы</p>	<p>Поверхность с более темной растительностью (хвойная тайга)</p>	<p>Расположены на подгорных равнинах, в отдельных случаях примыкают к береговой линии озер</p>
						

Приложение Б

Обзорные карты селевых бассейнов

Б1. Селевые бассейны Хибинских тундр



Сводные условные обозначения к Б1-Б6

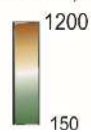
Морфодинамические зоны селевых бассейнов

- Зоны транзита
- селеносные русла
- Зоны аккумуляции
- современные конусы выноса и внутренние дельты
- древние конусы выноса

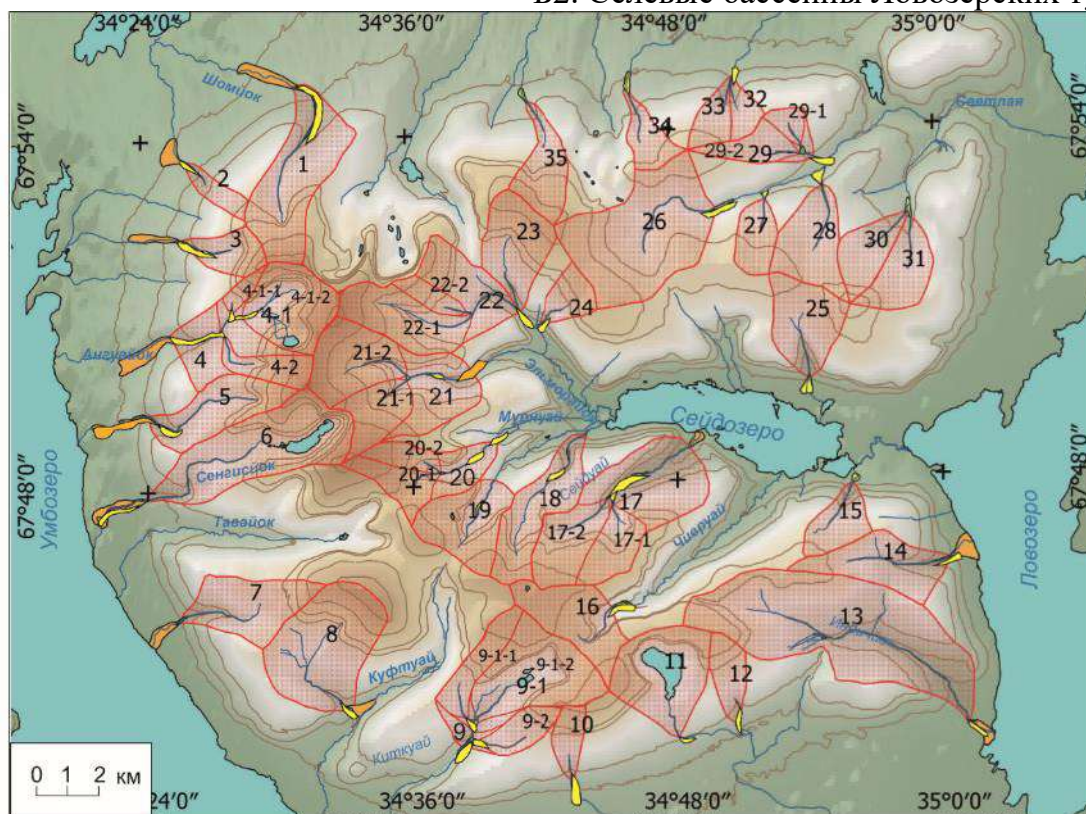
Прочие обозначения

- простые селевые бассейны
- сложные селевые бассейны
- озера
- водотоки
- изогипсы
- антропогенно преобразованные территории

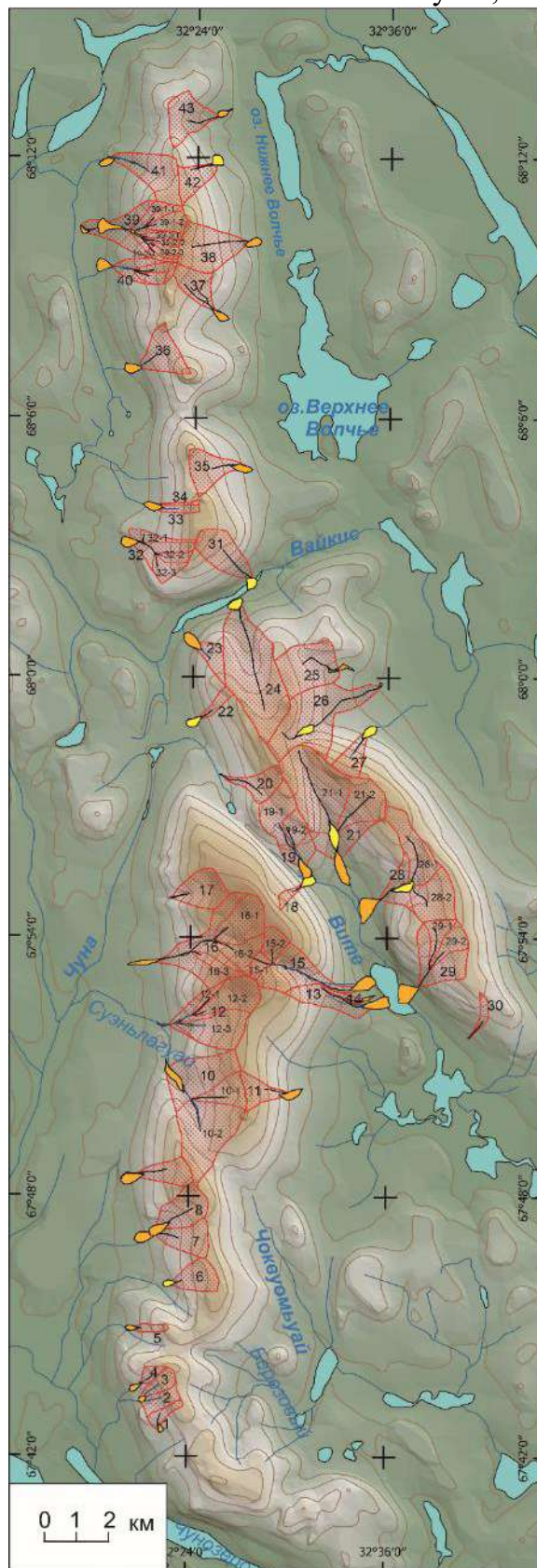
Высота, м



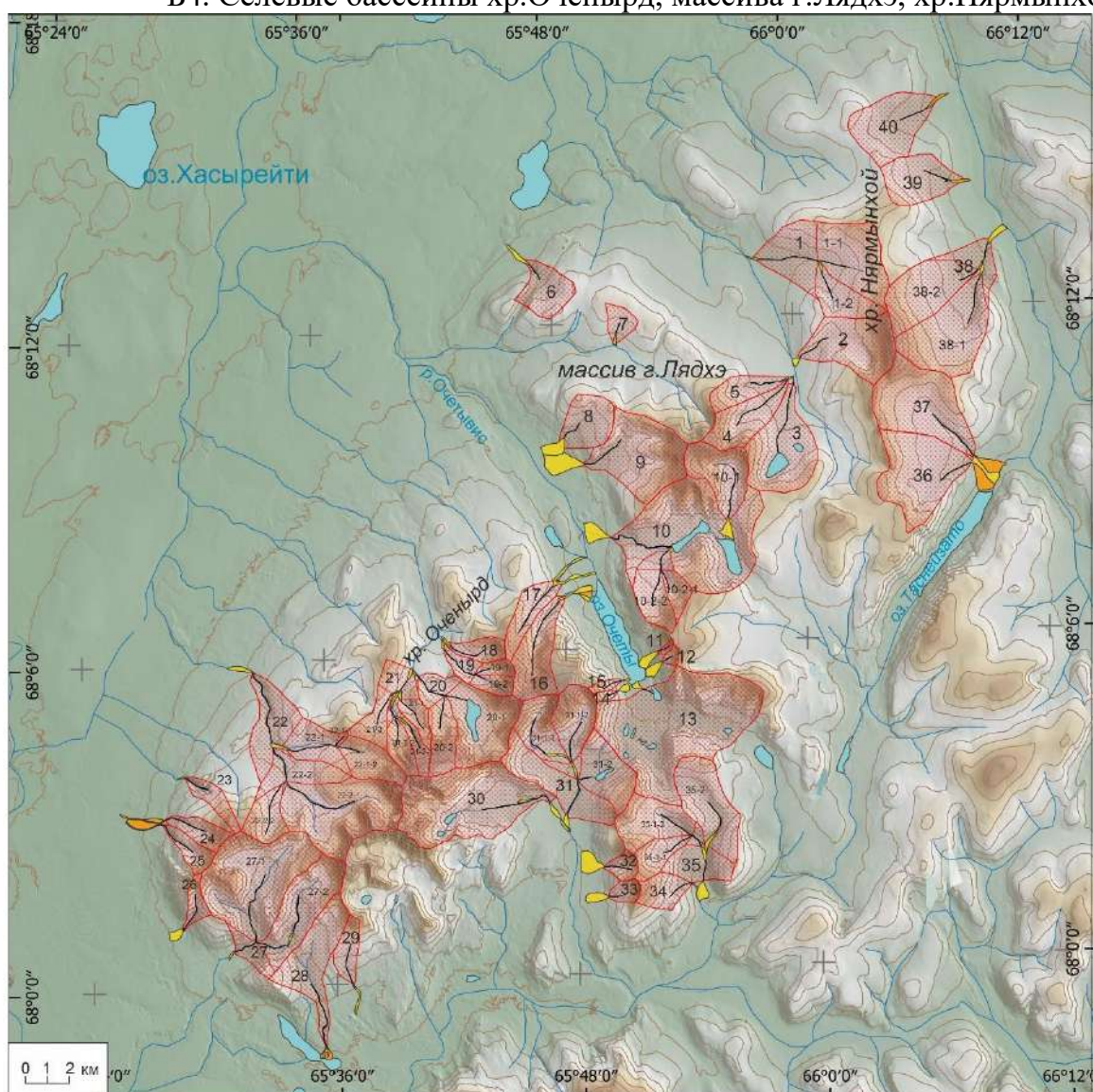
Б2. Селевые бассейны Ловозерских тундр



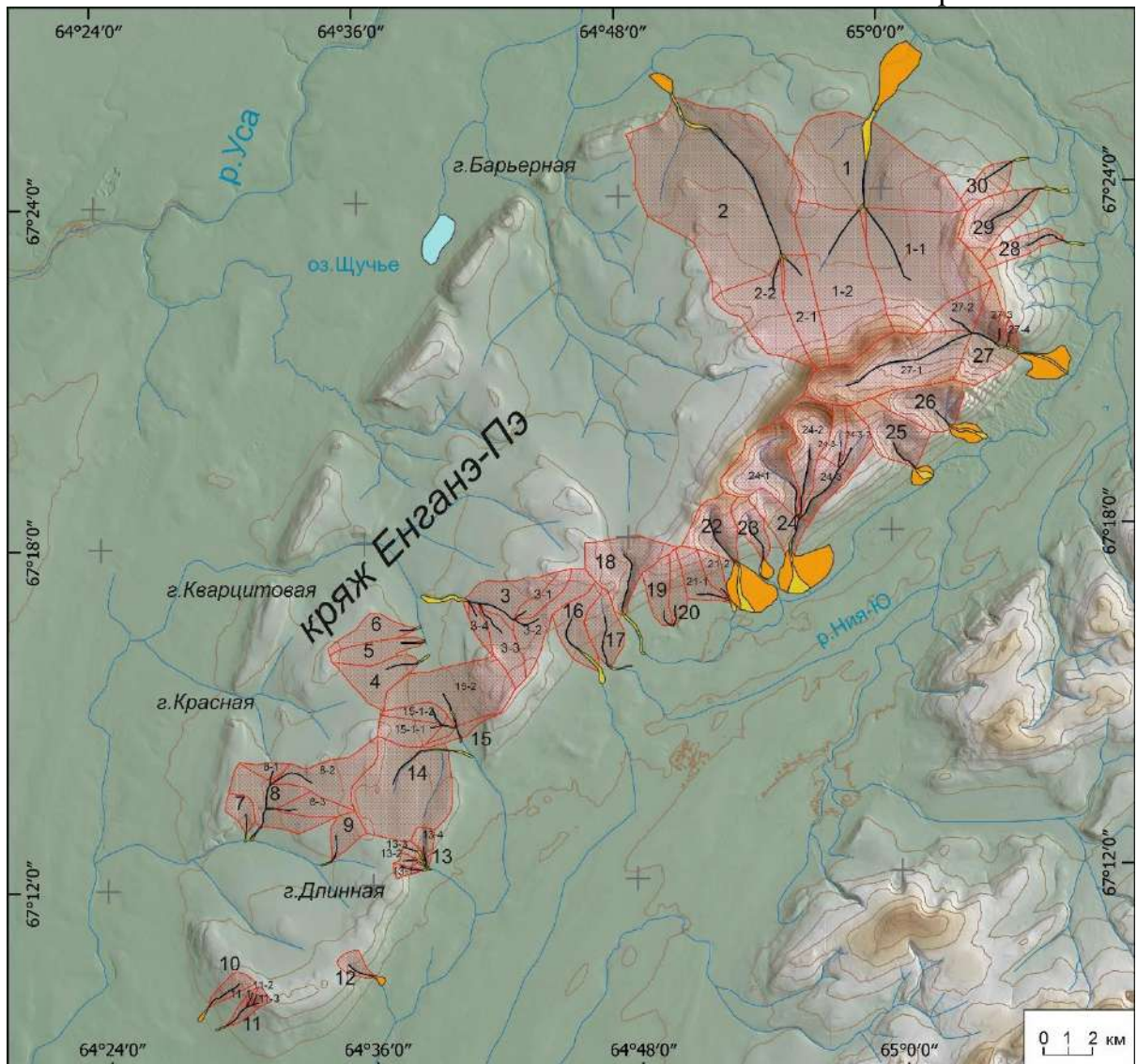
БЗ. Селевые бассейны Чуна-, Мончи-и Волчьих тундр



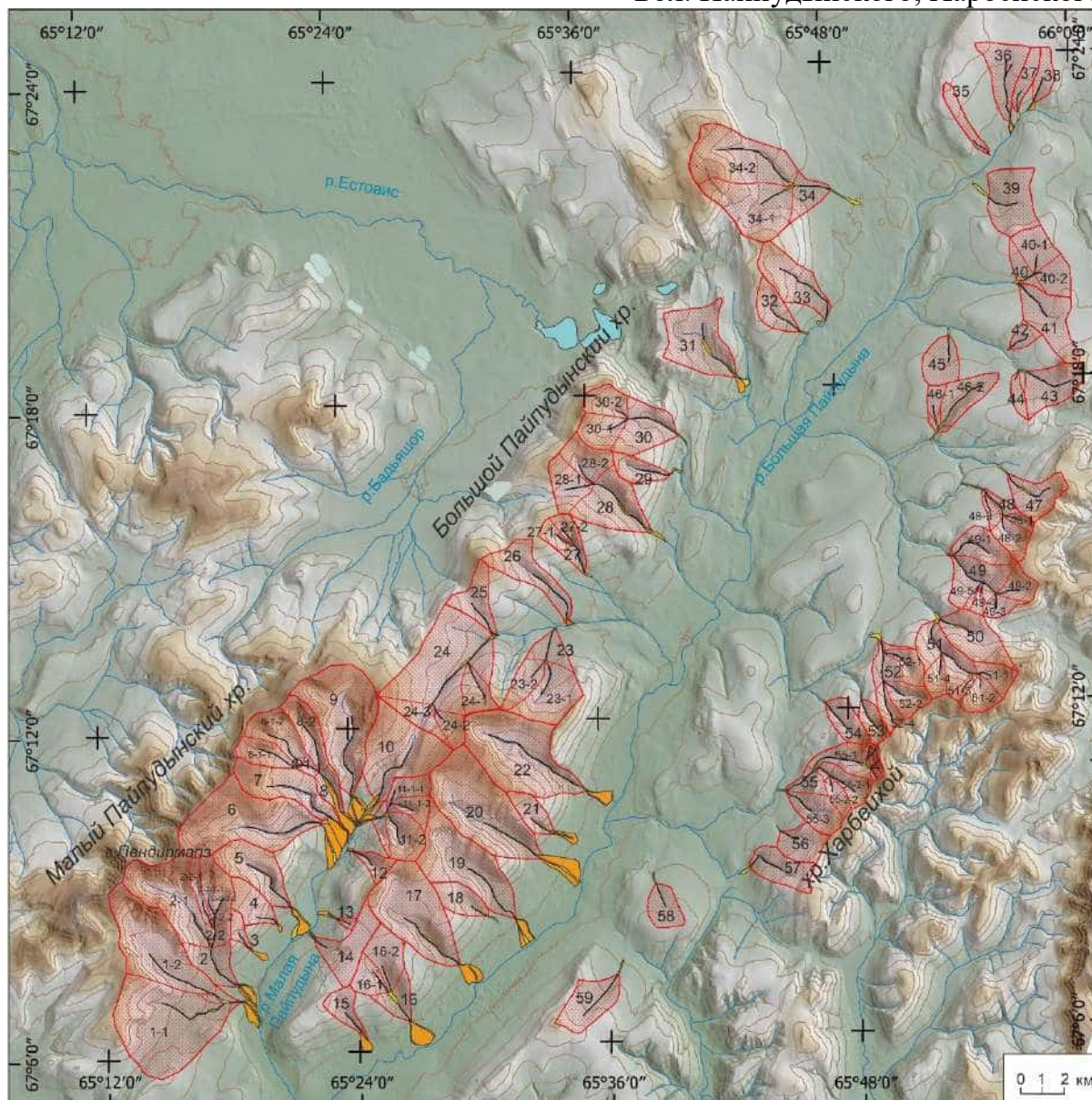
Б4. Селевые бассейны хр.Оченурд, массива г.Лядхэ, хр.Нярмынхой



Б5. Селевые бассейны кряжа Енганэ-Пэ



Бб. Селевые бассейны хребтов Мал. Пайпудынского, Бол. Пайпудынского, Харбейского



Приложение В
Каталоги селевых бассейнов

В1.Каталог селевых бассейнов Хибинских тундр

Номер столбца														
1	2	3	4	5	6	7	8	9						
Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна, кв.км	Перепад высот в пределах бассейна, м	Средняя Набс. бассейна ² , м	Средняя крутизна поверхности водосбора ² , °	Набс истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, %	Общая длина зоны транзита, м	Длина зоны транзита с уклоном >100%	Длина зоны транзита с уклоном >300%	Площадь молодых зон аккумуляции, кв.км	Площадь древних зон аккумуляции, кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/молодая), км
№ столбца														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	0.355	334	484±79	13.6±3	384	58	194±75	262	228	22	0.003	-	0.1 / -
2	1	1.139	490	531±115	20.7±8.8	516	222	128±104	1778	758	166	0.013	0.302	0.5 / 0.75
3	3	9.034	737	638±161	18±7.7	737	412	104±96	3600	1054	260	0.179	2.572	1.2 / 2.2
3-1	1	0.807	441	551±84	16.6±5.3	561	194	177±84	886	720	102	-	-	-
3-2	1	0.729	437	642±115	20.9±8.6	639	221	215±138	844	590	276	-	-	-
3-3	1	0.149	279	777±62	19.1±7.1	743	163	416±78	404	404	374	-	-	-
3-4	1	0.337	280	761±59	17.9±5.8	678	97	367±72	214	214	166	-	-	-
3-5	1	0.675	494	830±103	20.0±5.8	737	199	372±155	538	490	390	-	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
3-6	1	0.833	524	846±132	24.3±6.9	737	199	287±81	576	576	222	-	-	-
3-7	1	1.008	544	672±119	18.4±8.2	663	249	205±145	1006	784	244	-	-	-
3-8	1	1.648	477	574±102	13.0±5.2	603	253	169±110	1328	920	190	-	-	-
4	2	7.739	806	691±181	17.1±8.1	784	456	114±76	3880	1732	160	0.145	1.987	0.6 / 1.9
4-1	1	0.742	389	528±92	11.0±3.3	494	161	149±52	936	794	4	-	-	-
4-2	1	0.666	499	746±110	16.9±4.5	740	222	221±75	830	774	134	-	-	-
4-3	1	1.147	585	837±139	21.1±10.0	784	237	202±77	1122	1070	160	-	-	-
4-4	1	0.571	443	749±106	16.5±5.5	699	181	325±119	478	440	326	-	-	-
4-5	1	1.091	591	646±142	14.6±8.2	571	201	167±145	1162	600	224	-	-	-
5	2	4.255	668	605±150	20.6±7.8	683	395	129±77	3024	1746	86	0.012	0.766	0.2 / 0.9
5-1	1	1.383	536	699±131	20.8±7.2	692	271	177±99	1464	1174	208	-	-	-
5-2	1	1.370	508	662±105	21.7±8.1	683	263	193±64	1294	1230	86	-	-	-
6	1	1.210	539	574±115	13.9±8.2	610	337	229±117	1508	1284	400	0.014	0.408	0.3 / 0.9
7	1	0.853	466	554±121	14.5±7.1	498	251	282±179	852	684	416	0.003	0.076	0.4 / 0.7
8	1	0.339	440	553±107	13.0±4.8	555	219	219±84	1032	912	160	0.005	0.041	0.3/0.5
9	1	0.855	482	556±116	15.0±4.8	579	259	187±99	1268	1046	210	0.001		0.1/0.3
10	1	1.549	481	617±121	17.0±6.7	639	251	151±110	1640	1092	170	0.003	-	0.2/-
11	1	1.057	489	610±134	14.1±5.0	591	210	142±98	1550	896	112	0.036	-	0.1/-
12	2	2.128	542	616±138	15.2±6.4	629	264	125±93	2174	1174	140	0.0218	0.032	0.2/ -
12-1	1	0.909	452	670±125	17.5±6.3	629	183	173±106	1060	812	140	-	-	-
12-2	1	0.711	462	660±109	15.0±4.8	573	128	187±81	646	584	80	-	-	-
13	1	1.905	460	553±95	14.0±6.0	654	288	128±89	2258	1264	152	0.072	-	0.3/-
14	1	0.410	264	527±53	11.8±3.3	485	96	197±72	452	418	52	0.045	-	0.55/-
15	2	35.55	915	686±204	14.9±8.6	788	433	170±133	9040	3571	185	0.53	0.175	-/-
15-1	1	1.070	393	663±94	10.3±2.9	622	187	252±102	1137	1107	332	-	-	-/-
15-2	1	1.637	465	673±85	11.46±5.8	616	163	271±83	1005	1005	223	0.002	-	-/-
15-3	1	3.705	681	835±144	18.6±10.1	708	185	261±130	2191	2101	590	0.042	-	-/-
15-4	1	2.275	596	903±147	17.7±10.1	703	110	268±204	531	723	338	0.043	-	-/-
15-5	1	0.919	373	1071±101	17.2±10.2	946	159	198±106	1175	876	78	0.012	-	-/-
15-6	1	1.414	392	1046±90	17.1±9.1	936	148	329±194	807	787	562	0.009	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
15-7	1	0.353	347	836±65	15.9±5.3	834	207	282±79	810	788	186	0.009	-	-/-
16	2	10.189	697	656±143	12.7±6.4	426	31	112±80	792	207	21	0.066	0.024	-/0.29
16-1	1	4.414	632	705±137	12.8±5.6	561	111	196±89	783	847	252	0.015	-	-
16-2	1	4.518	554	667±110	13.9±7.1	632	110	290±121	2518	2038	122	0.036	-	-
17	3	27.846	849	683±192	11.4±7.6	513	116	149±145	4730	1570	641	0.102	0.215	-/-
17-1	1	0.972	245	587±54	7.4±2.2	72	515	144±56	690	485	0	0.008	-	-/-
17-2	2	3.203	532	761±106	11.3±5.3	43	538	128±68	696	335	8	0.001	-	-/-
17-2-1	1	1.820	406	776±78	10.4±5.8	754	189	238±152	1140	716	0	0.001	-	-/-
17-2-2	1	0.977	491	796±119	12.5±3.7	717	153	294±168	859	841	185	0.001	-	-/-
17-3	2	6.690	676	878±159	15.3±9.4	74	547	115±55	1012	555	0	0.009	-	-/-
17-3-1	1	2.890	582	853±130	17.3±9.0	617	19	362±120	156	156	109	0.003	-	-/-
17-3-2	1	2.559	603	980±129	14.5±11.2	720	120	381±138	643	605	448	0.003	-	-/-
17-4	1	5.823	771	729±178	13.1±8.9	176	509	129±145	3114	736	431	0.084	-	-/-
18	3	30.384	788	672±172	15.1±9.6	357	19	160±135	672	107	0	0.037	0.028	-/-
18-1	1	0.560	250	482±50	9.5±3.4	472	123	265±116	674	674	215	0.012	-	-/-
18-2	1	0.681	273	542±68	9,9±3,4	507	158	195±92	877	863	63	0.007	-	-/-
18-3	2	10.786	754	720±159	14.7±10.5	501	67	207±107	1180	1075	225	0.092	-	-/-
18-3-1	1	3.085	620	668±102	10.3±6.6	692	275	231±11	2485	236	485	0.028	-	-/-
18-3-2	1	3.246	596	840±122	15.6±11.5	778	262	340±207	2049	2049	1077	0.01	-	-/-
18-3-3	1	2.664	605	744±132	18.3±11.5	692	188	308±198	1689	1671	547	0.013	-	-/-
18-4	2	14.304	746	691±168	16.7±9.9	507	170	245±82	3051	2258	830	0.033	-	-/-
18-4-1	1	2.117	547	714±133	11.5±6.6	758	268	244±149	1815	1724	616	0.007	-	-/-
18-4-2	1	1.881	542	694±142	25.1±14.3	537	29	114±85	322	92	22	0.064	-	-/-
18-4-3	1	2.224	582	836±146	16.9±8.3	634	108	288±196	484	398	112	0.076	-	-/-
18-4-4	1	3.468	662	758±139	17.7±9.8	668	217	258±137	1899	1796	821	0.025	-	-/-
18-4-5	1	1.596	501	680±104	11.6±4.4	607	134	3324±217	510	510	415	0.034	0.006	-/-
19	2	19.798	808	647±176	12.1±8.4	482	100	107±71	1976	558	78	0.138	0.128	-/-
19-1	1	2.331	453	569±76	9.3±5.6	546	145	237±116	1462	1322	390	0.045	-	-/-
19-2	1	4.199	547	703±126	11.8±6.7	665	216	218±96	1919	1908	436	0.067	-	-/-
19-3	1	3.883	636	829±137	14.4±12.3	779	230	385±240	1941	1873	1113	0.017	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
19-4	1	2.559	568	755±141	14.3±9.1	742	189	269±188	1639	1208	661	0.009	-	-/-
20	1	0.443	199	454±43	10.6±8.7	425	113	354±105	389	389	252	0.004	0.007	-/-
21	1	0.474	271	498±55	11.9±7.3	473	176	459±141	483	460	422	0.004	0.008	-/-
22	3	45.198	931	612±233	15.7±10.7	299	66	171±144	3323	215	70	-	0.259	-/-
22-1	2	2.989	754	635±157	14.1±7.0	791	463	353±169	2552	2520	1552	0.009	0.223	-/-
22-1-1	1	0.179	281	515±64	13,7±5,4	390	133	383±84	365	365	324	0.007	-	-/-
22-1-2	1	0.232	329	543±74	14.0±5.4	408	154	390±104	435	435	321	0.004	-	-/-
22-1-3	1	0.396	404	615±84	13.3±3.5	450	169	393±121	333	333	285	0.001	-	-/-
22-2	1	3.155	665	654±140	16.9±10.7	535	152	215±153	1714	1050	472	0.006	-	-/-
22-3	1	1.819	623	601±148	17.9±7.3	663	282	288±144	1944	1774	840	0.067	0.041	-/-
22-4	3	22.908	843	723±220	18.1±11.8	323	12	182±131	337	217	102	0.071	0.057	-/-
22-4-1	2	1.653	654	708±161	23.0±9.6	549	173	383±84	365	365	324	0.078	0.057	-/-
22-4-1-1	1	0.444	470	796±128	24.8±8.4	630	81	260±106	457	450	105	-	-	-/-
22-4-1-2	1	0.462	467	816±144	22.6±12.8	633	84	235±62	392	392	53	-	-	-/-
22-4-2	2	6.508	687	742±201	18.6±11.1	467	103	391±104	435	435	321	0.008	-	-/-
22-4-2-1	2	1.719	715	807±159	21.0±9.9	541	80	165±80	679	478	14	0.014	-	-/-
22-4-2-1-1	1	0.592	249	844±59	6.0±11.6	852	315	585±138	663	663	599	0.004	-	-/-
22-4-2-1-2	1	0.524	262	830±54	12.2±19.5	802	265	494±127	657	657	592	-	-	-/-
22-4-2-2	1	3.058	717	801±177	19.3±11.8	591	133	237±221	1449	1043	220	0.016	-	-/-
22-4-3	2	11.480	789	783±209	12.3±12.9	442	74	393±121	333	333	285	-	-	-/-
22-4-3-1	1	3.485	715	777±202	19.7±14.0	1047	605	253±188	2758	1750	591	0.054	-	-/-
22-4-3-2	2	5.940	717	844±193	18.1±13.0	508	66	151±84	796	665	57	-	-	-/-
22-4-3-2-1	1	2.606	649	955±170	16.8±13.7	873	364	229±114	2273	1966	421	0.032	-	-/-
22-4-3-2-2	1	2.833	602	781±153	18.7±12.7	719	221	203±172	1511	820	211	0.011	-	-/-
22-4-3-3	1	1.721	489	736±115	17.7±7.6	680	252	381±97	776	776	587	0.014	0.021	-/-
23		18.091	821	628±191	15.4±10.9	271	26	114±55	769	468	0	0.02	0.282	-/-
23-1	3	13.507	796	664±184	16.7±11.7	317	28	79±45	481	53	0	0.027	0.023	-/-
23-1-1	2	3.209	743	690±189	18.7±9.7	461	78	313±143	901	823	208	0,043	-	-/-
23-1-1-1	1	0.968	537	769±139	19.2±10.2	736	254	454±126	764	764	764	0.006	-	-/-
23-1-1-2	1	1.281	597	795±138	18.0±7.7	648	182	504±130	708	708	542	0.001	-	-/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
23-1-2	2	9.215	745	688±163	16.7±12.6	511	197	209±153	2326	2298	0	-	-	-/-
23-1-2-1	1	1.388	548	817±115	16.1±6.7	751	242	309±142	881	862	390	0.003	-	-/-
23-1-2-2	1	4.742	545	748±130	19.5±15.7	567	58	93±20	694	409	0	-	-	-/-
23-2	1	4.150	750	547±160	12.0±6.6	712	432	260±154	3670	3635	894	0.032	0.015	-/-
24	1	2.920	728	481±132	13.1±7.7	353	112	207±132	1625	1014	525	0.075	-	-/-
25	2	6.877	691	550±158	13.1±7.9	369	53	130±74	1887	391	0	0.015	0.031	-/-
25-1	1	1.430	550	518±116	9.5±6.5	530	198	277±157	1519	1519	428	0,009	-	-/-
25-2	1	0.923	556	595±137	12.7±7.2	426	30	196±101	202	154	26	0,008	-	-/-
25-3	1	2.571	597	660±144	16.5±8.9	643	263	324±191	2067	1732	818	0,004	-	-/-
25-4	1	0.606	213	445±55	10.1±4.3	401	83	260±94	503	503	26	0,001	-	-/-
26	2	5.623	640	590±153	13.6±7.2	459	152	172±112	1969	1431	275	0.006	0.045	-/-
26-1	1	0.768	389	542±99	12.7±8.0	444	80	375±146	487	436	408	0.004	-	-/-
26-2	1	1.026	406	635±81	13.9±6.5	540	110	318±135	665	665	268	0.001	-	-/-
26-3	1	2.340	482	699±124	15.4±6.9	599	147	261±149	1207 4	11952	365	-	-	-/-
27	2	5.400	506	555±126	14.1±8.2	359	64	240±133	1196	983	436	0.048	0.071	-/-
27-1	1	1.882	411	599±102	15.1±8.9	540	182	308±179	1455	1440	783	0.041	-	-/-
27-2	1	2.375	433	592±113	13.4±7.4	536	178	320±167	1523	1449	983	0.01	-	-/-
28	1	1.348	407	502±89	11.0±6.4	493	179	292±112	1331	1331	456	0.011	0.015	-/-
29	2	13.617	717	480±142	13.4±8.0	227	53	167±113	1302	1121	142	-	0.178	-/0.92
29-1	2	7.098	664	504±133	12.5±7.4	247	8	177±79	164	164	27	-	0.008	-/-
29-1-1	1	1.803	470	504±113	13.5±9.0	493	219	327±163	1581	1533	625	-	0.006	-/-
29-1-2	2	4,722	622	522±131	12.4±6.7	300	25	193±94	475	401	14	-	0.018	-/-
29-1-2-1	1	1.569	417	526±110	10.9±6.2	438	140	204±92	1328	1316	202	0.007	0.005	-/-
29-1-2-2	1	2.667	572	558±126	13.3±6.7	584	266	308±97	2274	2219	1354	0.008	-	-/-
29-2	1	4.698	651	507±127	15.2±8.4	445	206	319±155	3214	3172	575	-	0.013	-/-
30	антропогенно преобразован													
31	антропогенно преобразован													
32	антропогенно преобразован													
33	антропогенно преобразован													

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
34	антропогенно преобразован													
35	антропогенно преобразован													
36	антропогенно преобразован													
37	антропогенно преобразован													
38	антропогенно преобразован													
39	антропогенно преобразован													
40	антропогенно преобразован													
41	антропогенно преобразован													
42	антропогенно преобразован													
43	1	1.564	471	593±111	17.9±7.2	602	304	384±144	1342	1342	1047	-	0.019	-/0.33
44	1	3.252	647	560±158	14.7±6.9	574	354	266±139	3115	2735	1273	0.013	0.029	1.69/1.78
45	2	4.188	750	629±166	18.4±7.5	391	81	235±124	938	743	78	0.010	0.002	1.10/1.10
45-1	1	1.772	652	672±154	20.0±7.5	589	200	200±199	1647	1309	268	0.034	-	-/-
45-2	1	1.657	577	678±133	18.6±6.9	688	299	272±131	2031	2031	838	0.022	-	-/-
46	2	5.620	734	606±138	15.7±6.7	316	34	205±97	92	92	0	0.020	0.119	0.59/0.59
46-1	1	2.091	469	599±115	12.9±5.1	487	179	314±130	1986	1978	491	0.010	-	0.14/-
46-2	1	3.347	720	619±144	17.4±7.0	578	266	219±119	2414	2342	131	0.032	-	0.13/-
47	1	1.313	636	705±151	20.4±7.6	632	225	324±166	1068	1035	525	0.057	0	-/-
48	2	1.98	613	719±146	24.1±10.0	480	38	184±70	296	288	0	0.038	0.105	-/-
48-1	1	1.026	512	742±112	24.2±10.7	661	164	440±206	757	742	597	0.002	-	-/-
48-2	1	0.674	561	768±143	26.5±7.6	768	269	388±98	971	977	436	-	-	-/-
49	1	1.095	545	748±142	24.4±9.0	641	171	261±90	838	813	131	0.09	-	-/-
50	антропогенно преобразован													
51	1	1.813	516	709±109	16.2±5.3	616	203	324±154	1054	961	339	0,009	0.067	-/-
52	2	5.112	684	734±155	13.8±9.5	474	30	129±38	436	268	0	0,07	0.098	0.33/0.85
52-1	1	1.347	641	740±156	13.6±7.7	589	100	171±58	835	832	162	0.001	-	-/-
52-2	1	3.237	643	765±138	14.7±10.5	630	135	180±88	1205	1205	1199	0.004	-	-/-
53	2	6.389	773	690±206	12.9±9.0	542	192	220±115	1832	1794	475	0	0.034	-/1.10
53-1	1	2.295	553	873±136	13.8±12.0	701	127	212±55	674	674	0	0,008	-	-/-
53-2	1	0.808	554	824±146	13.8±6.2	695	134	206±17	649	649	0			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
54	2	17.607	784	669±201	15.0±8.9	448	125	176±130	3831	2860	461	0.033	0.004	4.26/1.10
54-1	антропогенно преобразован													
54-2	антропогенно преобразован													
54-3	1	3.437	656	682±190	11.8±6.4	616	132	201±86	911	828	108	0	0.019	-/-
54-4	1	4.751	744	708±198	15.5±9.2	632	287	372±193	3093	2540	1154	0.022	-	-/-
55	антропогенно преобразован													
56	1	0.034	423	662±96	26.8±9.8	585	160	609±149	302	302	302	0.004	-	-/-
57	1	0.747	526	708±136	21.1±11.1	577	180	324±95	623	623	209	0.029	0.074	-/-
58	1	0.845	586	798±149	21.1±11.0	803	353	488±115	824	824	824	0.002	0.015	-/-
59	антропогенно преобразован													
60	1	0.61	383	784±99	26.1±10.7	802	210	326±92	720	720	299	0.011	-	-/-
61	1	6.373	604	803±155	22.2±12.2	881	401	270±167	4543	4889	1462	0.048	0.036	-/-
62	1	0.585	442	759±112	24.4±11.7	754	177	498±129	388	388	376	0.014	0.014	-/-
63	антропогенно преобразован													
64	антропогенно преобразован													
65	антропогенно преобразован													
66	1	0.333	507	680±126	28.9±6.3	652	221	525±89	1359	1328	468	0.002	0.022	-/-
67	1	0.260	476	772±118	28.2±7.0	774	275	442±79	658	658	649	-	0.022	-/-
68	1	0.585	434	834±110	27.9±9.2	884	302	435±60	571	571	558	0.01	0.045	-/-
69	2	0.392	732	847±209	19.5±13.9	606	178	177±117	2045	1747	375	0.074	-	-/-
69-1	1	0.225	395	984±102	18.9±19.4	1004	335	786±119	464	464	464	0.021	-	-/-
69-2	1	0.333	424	923±116	24.8±15.1	953	298	578±71	542	542	542	0.038	-	-/-
69-3	2	0.246	427	858±116	28.2±9.8	677	91	438±67	203	203	203	0.016	-	-/-
69-3-1	1	0.092	340	911±95	26.9±12.5	930	247	618±48	433	433	433	-	-	-/-
69-3-2	1	0.093	322	897±82	28.1±9.1	924	239	583±46	423	423	423	-	-	-/-
70	1	6.199	606	935±201	23.5±20.0	652	157	220±79	865	854	81	0.02	-	-/-
71	1	1.063	654	862±189	20.9±14.3	742	142	198±78	951	836	62	0.033	0.016	-/-
72	2	3.281	664	818±168	23.8±13.4	952	479	212±131	3724	3534	746	0.136	0.025	-/-
72-1	1	0.072	401	872±92	37.7±12.4	938	258	695±215	420	420	420	0.027	-	-/-
72-2	1	0.078	375	876±89	35.8±10.4	953	280	826±249	385	385	385	0.023	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
72-3	1	0.093	352	884±82	33.2±6.6	952	288	578±69	386	386	386	0.024	-	-/-
72-4	1	0.107	337	920±89	35.1±11.0	965	217	642±46	318	318	318	0.04	-	-/-
73	1	5.347	352	719±83	35.6±6.5	804	256	645±150	404	404	404	0.021	-	-/-
74	1	0.061	423	759±99	28.2±5.2	805	297	454±155	691	691	649	0.006	-	-/-
75	2	0.300	452	794±106	30.1±8.0	701	69	262±35	260	260	142	0.008	-	-/-
75-1	1	0.037	270	804±61	32.7±5.3	854	150	635±52	251	251	251	0.003	-	-/-
75-2	1	0.069	304	888±70	34.3±6.7	953	254	628±75	455	455	448	0.003	-	-/-
75-3	1	0.136	339	882±75	31.7±8.1	904	205	528±183	452	452	443	-	-	-/-
76	1	0.24	403	721±96	28.5±7.4	754	241	478±142	591	591	522	0.002	-	-/-
77	2	3.777	613	791±154	24.7±10.6	643	111	179±63	1080	1080	27	0.012	-	-/-
77-1	1	0.167	363	900±85	30.4±8.0	971	291	581±143	564	564	552	0.012	-	-/-
77-2	1	0.298	415	958±110	30.9±12.0	952	246	466±90	550	552	524	0.072	-	-/-
77-3	1	0.107	408	945±119	28.4±12.7	930	271	524±128	505	505	479	0.017	-	-/-
77-4	1	1.380	426	874±113	24.6±9.9	802	163	236±127	866	823	173	0.035	-	-/-
78	1	0.151	399	754±101	29.6±6.5	813	214	540±118	410	410	402	0.007	-	-/-
79	1	0.113	483	731±126	33.9±6.4	753	227	649±71	358	358	358	0.025	-	-/-
80	1	0.102	462	684±115	32.9±5.7	704	205	647±107	345	345	345	0.029	-	-/-
81	2	1.052	702	741±191	29.5±10.7	682	318	324±98	1213	1213	497	0.01	-	-/-
81-1	1	0.027	251	615±58	38.8±7.2	628	132	790±84	177	177	177	0.003	-	-/-
81-2	1	0.053	305	699±73	39.1±9.1	653	141	702±161	248	248	248	0.003	-	-/-
81-3	1	0.065	301	711±74	37.0±8.2	712	163	564±90	282	282	280	0.003	-	-/-
81-4	1	0.111	409	779±91	36.7±8.1	753	170	551±96	225	225	225	0.003	-	-/-
82	2	1.785	757	623±174	27.8±7.4	552	301	331±165	1828	1721	1060	0.045	-	-/-
82-1	1	0.092	368	538±91	31.1±6.5	564	249	596±99	430	430	416	-	-	-/-
82-2	1	0.099	348	592±86	29.5±9.6	629	280	633±69	590	590	590	-	-	-/-
82-3	1	0.151	416	626±100	27.7±7.9	656	276	586±127	509	509	509	-	-	-/-
82-4	1	0.159	429	683±112	23.8±7.2	643	232	576±114	435	435	435	-	-	-/-
83	1	2.130	657	815±144	20.0±8.6	801	359	395±143	1204 6	12046	12046	0.068	-	-/-
84	1	0.455	564	871±156	30.1±12.3	923	378	735±148	578	578	578	0.059	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
85	1	0.369	536	865±126	32.1±9.6	838	195	477±59	437	437	437	0.074	-	-/-
86	1	0.878	497	594±128	23.8±8.7	601	268	409±127	1238	1238	1063	0.015	-	-/-
87	2	0.155	367	522±98	28.6±13.8	300	22	307±53	64	64	64	0.037	-	-/-
87-1	1	0.072	332	519±90	30.4±13.6	516	219	713±116	368	368	352	-	-	-/-
87-2	1	0.084	360	527±101	27.1±13.8	475	178	660±81	305	305	299	-	-	-/-
88	2	16.013	909	693±194	22.5±10.2	436	183	175±106	3044	2345	771	0.217	0.199	-/-
88-1	1	1.059	474	657±123	22.8±15.5	711	316	321±240	1400	1261	420	0.009	-	-/-
88-2	2	3.835	766	792±182	24.6±10.9	542	123	172±91	1235	1116	221	0.014	-	-/-
88-2-1	1	1.198	593	826±135	26.3±12.4	735	195	331±119	896	896	731	0,008	-	-/-
88-2-2	1	1.165	642	885±164	24.3±10.5	1097	557	352±152	1663	1663	1241	-	0.046	-/-
88-3	1	3.821	716	779±155	23.7±8.6	655	221	366±176	2139	1975	502	0.068	-	-/-
88-4	1	1.843	637	757±161	22.5±9.0	678	203	339±141	1233	1233	174	0.028	-	-/-
88-5	1	0.661	410	588±87	15.0±5.7	480	127	536±174	429	413	381	0.001	-	-/-
88-6	1	2.566	728	625±149	23.5±8.5	604	307	268±128	2707	434	459	0.028	-	-/-
89	1	0.851	535	565±124	17.4±9.1	515	205	534±152	965	965	875	-	0.023	-/-
90	3	13.868	896	632±182	21.5±11.8	350	108	178±109	2110	1830	724	-	0.153	-/-
90-1	3	0.33	445	555±123	26.6±8.5	602	244	534±133	660	660	594	0.009	-	-/-
90-2	2	5.982	749	683±144	20.6±13.2	524	157	233±129	1283	734	123	0.064	-	-/-
90-2-1	1	0.458	409	623±115	31.0±13.6	538	150	407±146	514	514	453	0.013	-	-/-
90-2-2	1	0.180	385	695±103	23.7±20.1	730	262	522±426	368	168	148	0.007	-	-/-
90-2-3	1	0.215	416	727±154	9.7±20.4	731	271	154±483	168	21	18	0.011	-	-/-
90-2-4	2	0.344	384	722±140	12.5±17.9	532	41	236±238	190	138	22	0.032	-	-/-
90-2-4-1	2	0.085	352	783±137	7.1±16.9	870	335	201±387	441	181	0	0.003	-	-/-
90-2-4-1-1	1	0.023	486	900±116	18.4±10.5	861	251	174±301	300	275	160	-	-	-/-
90-2-4-1-2	1	0.092	478	882±112	18.6±7.7	853	243	323±396	296	296	296	-	-	-/-
90-2-4-2	1	0.214	344	759±112	13.1±19.5	615	76	295±372	202	380	57	0.005	-	-/-
90-2-5	2	2.965	641	748±122	21.6±11.7	532	63	215±120	581	484	184	-	-	-/-
90-2-5-1	2	0.867	401	741±87	24.1±11.8	591	48	262±79	358	202	145	0.008	-	-/-
90-2-5-1-1	1	0.098	257	808±54	26.2±13.6	849	211	556±253	348	316	304	0.015	-	-/-
90-2-5-1-2	1	0.078	270	805±69	34.7±12.9	855	218	810±258	393	380	377			

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
90-2-5-1-3	1	0.468	366	752±75	21.6±6.7	667	584	218±175	369	369	0	-	-	-/-
90-2-5-2	1	1.637	557	801±112	22.2±12.0	661	129	299±128	576	576	476	0.070	-	-/-
90-3	2	4.960	767	691±168	24.0±10.8	387	33	231±150	355	355	11	0.043	-	-/-
90-3-1	1	0.903	637	624±117	22.7±11.9	637	245	254±155	1494	1068	431	0.027	-	-/-
90-3-2	2	3.462	491	736±164	24.9±10.8	491	99	350±165	1551	1042	776	0.012	-	-/-
90-3-2-1	1	1.035	609	814±150	24.3±14.2	728	239	279±259	1113	966	501	0.003	-	-/-
90-3-2-2	1	1.238	627	794±139	26.7±7.1	813	277	346±97	1061	1061	686	0.008	-	-/-
91	1	1.183	501	562±111	18.3±9.9	498	191	434±114	867	872	808	-	0.058	-/-
92	2	1.768	515	635±115	17.4±9.1	462	140	333±100	740	740	725	0.004	0.076	-/-
92-1	1	0.904	388	705±73	13.5±5.6	616	157	432±129	382	382	275	-	-	-/-
92-2	1	0.185	150	660±35	14.0±8.4	678	131	550±208	478	478	478	0.009	-	-/-
92-3	1	0.160	304	622±79	21.0±11.4	666	261	540±147	498	498	498	-	-	-/-
92-4	1	0.164	361	575±92	25.5±10.2	559	209	545±74	414	414	409	0.001	-	-/-
93	2	0.697	571	593±164	26.6±10.2	447	180	379±164	653	653	490	0.075	0.124	-/-
93-1	1	0.235	408	695±96	22.5±8.6	687	255	511±57	550	550	524	-	-	-/-
93-2	1	0.149	406	707±107	28.4±10.1	746	315	702±115	485	485	485	-	-	-/-
93-3	1	0.089	401	599±89	37.7±7.8	654	263	649±67	405	405	405	-	-	-/-
94	1	1.540	781	736±202	25.9±9.1	766	446	351±130	1513	1513	1067	0.083	-	-/-
95	1	0.635	673	750±206	26.7±9.8	834	357	530±112	813	813	710	0.023	-	-/-
96	1	1.200	684	736±206	27.2±10.7	895	411	382±123	1091	1091	740	0.058	-	-/-
97	1	0.132	362	677±92	29.3±6.8	730	201	559±100	368	368	356	0.021	-	-/-
98	1	0.615	558	835±149	28.0±9.4	870	289	396±97	751	751	530	0.035	-	-/-
99	1	0.848	611	680±136	25.7±8.5	752	203	347±68	661	661	432	0.030	-	-/-
100	2	3.729	778	782±186	23.7±10.8	524	129	211±72	1048	975	114	0.009	0.076	-/-
100-1	1	1.730	657	835±152	24.3±9.8	545	25	140±63	477	335	11	-	-	-/-
100-1-1-1	1	0.657	600	891±114	23.4±10.3	806	257	427±145	702	702	510	0.004	-	-/-
100-1-1-2	1	0.402	617	909±137	24.9±8.1	773	228	342±81	762	762	604	0.003	-	-/-
100-2	1	0.959	656	875±178	28.9±10.7	625	106	235±66	761	746	125	0.043	-	-/-
100-2-1	1	0.244	542	971±153	29.3±10.5	957	259	711±149	342	342	342	0.012	-	-/-
100-2-2	1	0.330	552	926±142	30.3±10.8	904	267	512±148	505	505	465	0.005	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
101	3	19.776	862	725±98	28.7±15.1	365	27	171±91	975	0	0	0.030	0.096	-/-
101-1	2	13.493	620	743±101	20.6±18.9	451	58	50±42	1154	0	0	0	0	-/-
101-1-1	1	2.369	551	798±152	27.0±11.8	782	307	220±86	2066	1973	289	0.073	0.012	-/-
101-1-2	1	8.881	555	805±68	23.6±9.16	678	233	125±81	1855	831	0	-	-	-/-
101-2	2	3.307	795	840±196	22.7±11.1	566	169	168±69	1206	950	0	0.046	-	-/-
101-2-1	1	2.210	656	936±138	22.2±12.3	888	310	257±144	1665	209	556	0.021	-	-/-
101-2-2	1	0.178	410	820±111	28.9±8.0	903	335	548±68	625	625	615	0.011	-	-/-
102	2	4.954	643	766±155	24.5±10.7	543	42	293±147	582	444	319	0.031	-	-/-
102-1	1	2.600	580	815±143	26.3±12.8	694	154	315±141	1437	1375	468	0.015	-	-/-
102-2	1	0.890	546	832±133	24.8±7.36	773	231	311±129	1084	1070	490	0.008	-	-/-
103	2	1.177	622	816±167	23.1±11.7	643	153	207±77	811	749	111	0.010	0.03	-/-
103-1	1	0.424	477	896±114	22.5±12.4	844	204	497±202	485	475	401	-	-	-/-
103-2	2	0.297	469	956±115	19.4±13.7	729	24	375±14	56	56	56	0.024	-	-/-
103-2-1	1	0.166	396	1008±75	14.6±11.1	953	227	648±112	353	353	338	-	-	-/-
103-2-2	1	0.087	311	952±80	24.2±16.4	953	227	654±83	345	345	345	-	-	-/-
104	1	0.215	475	706±117	35.8±8.9	751	303	624±123	512	512	507	0.015	-	-/-
105	3	1.294	628	747±166	26.7±10.1	519	94	298±134	657	644	194	0.009	0.051	-/-
105-1	2	0.389	521	758±134	28.9±9.0	551	41	281±104	142	142	15	-	-	-/-
105-1-1	1	0.168	458	839±135	29.3±10.6	841	292	511±126	650	650	558	0.006	-	-/-
105-1-2	1	0.120	415	781±99	31.1±6.4	904	355	484±178	829	829	547	0.007	-	-/-
105-2	2	0.681	546	809±150	25.9±11.2	619	106	312±94	423	423	123	0.024	-	-/-
105-2-1	1	0.186	427	901±129	25.7±14.5	904	205	679±137	364	364	353	0.006	-	-/-
105-2-2	1	0.309	409	864±109	28.0±11.3	953	298	547±115	553	553	538	0.011	-	-/-
106	1	0.590	609	683±129	28.8±6.9	516	155	444±100	426	426	369	0.002	0.032	-/-
107	1	1.396	674	826±157	22.0±11.4	724	320	518±106	753	735	713	0.015	0.024	-/-
108	1	1.573	538	705±134	18.6±7.5	545	102	294±122	767	752	309	0.007	0.010	-/-
109	1	4.914	658	706±155	15.1±9.7	740	264	283±177	2283	2135	941	0.032	0.024	-/-
110	1	1.680	495	854±125	14.0±8.6	858	211	455±152	1506	1477	233	0.011	0.049	-/-
111	1	2.633	514	797±118	16.4±9.7	858	211	296±116	1611	1218	319	0.046	-	-/-
112	2	4.762	529	809±125	17.3±10.0	766	162	206±154	754	677	225	-	0.041	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
112-1	1	0.308	370	852±100	20.5±8.5	802	136	234±93	559	551	146	-	-	-/-
112-2	1	0.226	427	863±122	19.9±12.8	902	237	204±96	1169	1105	295	-	-	-/-
113	2	2.487	540	680±108	15.8±6.3	605	215	280±133	1643	1519	535	0.043	-	-/-
113-1	1	1.483	365	789±83	17.5±6.8	808	204	290±156	790	704	387	0.005	-	-/-
113-2	1	3.307	364	797±88	17.9±5.5	820	216	328±104	784	722	555	0.029	-	-/-
114	1	0.478	349	698±91	20.6±8.9	613	72	364±185	375	286	204	0.003	0.007	-/-
115	1	1.114	498	745±113	19.7±11.2	670	140	338±119	745	706	569	0.002	0.007	-/-
116	1	1.645	440	852±122	11.9±8.2	702	123	253±73	744	744	144	0.005	-	-/-
117	1	0.933	439	833±105	14.7±8.0	841	248	333±180	562	495	333	0.024	-	-/-
118	2	5.556	748	691±175	21.2±10.0	396	92	185±156	1178	559	146	0.023	-	-/-
118-1	1	1.504	657	704±148	24.8±10.8	633	238	308±135	1824	1657	1277	0.002	-	-/-
118-2	2	3.347	647	743±152	19.9±9.5	521	126	250±145	1312	1218	339	0.002	-	-/-
118-2-1	1	1.645	441	801±132	21.5±9.1	904	205	679±137	364	364	353	0.001	-	-/-
118-2-2	2	0.865	512	792±123	19.1±9.8	953	298	547±115	553	553	538	0.008	-	-/-
118-2-2-1	1	0.394	361	893±107	21.8±11.3	914	245	385±84	626	626	499	0.004	-	-/-
118-2-2-1	1	0.371	343	869±96	21.7±8.3	902	233	402±127	653	623	445	0.003	-	-/-
119	1	0.929	420	696±91	16.0±5.4	614	61	314±129	396	391	195	0.020	-	-/-
120	1	1.269	440	570±107	16.6±7.2	627	286	279±114	1301	1225	549	0.015	-	-/-
121	1	0.668	440	626±122	19.1±9.6	552	202	344±105	792	792	522	-	0.038	-/-
122	1	1.670	763	703±154	27.4±10.9	774	411	352±157	2047	1957	1287	0.071	0.078	-/-
123	1	0.779	538	561±129	22.4±7.7	722	373	380±118	1115	1078	905	0.003	0.027	-/-
124	3	1.837	620	724±178	24.1±13.9	502	66	160±80	605	382	32	0.022	0.002	-/-
124-1	2	0.538	525	753±169	22.4±12.5	574	77	228±75	491	459	191	0.001	-	-/-
124-1-1	1	0.092	401	828±112	30.4±11.9	823	251	467±224	550	550	333	0.004	-	-/-
124-1-2	1	0.202	437	883±133	24.1±15.1	822	250	419±176	599	562	371	0.006	-	-/-
124-2	2	0.832	547	789±171	22.6±15.6	584	88	204±87	513	442	133	0.001	-	-/-
124-2-1	1	0.241	457	868±153	27.1±17.5	805	215	568±245	423	423	278	-	-	-/-
124-2-2	1	0.304	449	874±131	30.4±15.5	854	266	576±140	365	365	395	0.008	-	-/-
125	2	9.337	714	831±181	19.5±12.2	561	110	178±92	1368	1256	0	0.023	0.034	-/-
125-1	1	0.876	512	816±135	21.1±7.8	751	191	211±64	900	878	118	0.005	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
125-2	1	6.271	589	891±155	18.8±12.8	829	233	139±63	2249	2021	0	0.076	-	-/-
125-3	1	0.366	443	886±118	28.5±14.6	780	203	499±165	413	413	294	0.002	-	-/-
126	1	0.439	583	858±139	33.6±9.9	1003	455	633±93	762	762	732	0.048	-	-/-
127	1	1.902	621	806±184	31.4±16.7	591	38	124±86	544	275	28	0.009	-	-/-
128	1	0.531	583	902±152	33.2±11.2	923	334	535±148	651	631	627	0.062	-	-/-
129	2	4.595	579	830±153	24.0±14.1	658	60	127±57	733	462	8	0.055	-	-/-
129-1	1	1.304	488	896±135	25.3±11.7	1009	327	434±157	809	781	574	0.011	-	-/-
129-2	1	0.390	492	984±159	27.2±17.9	1053	355	719±170	484	484	478	0.015	-	-/-
129-3	1	1.328	475	846±126	27.7±14.6	824	162	208±93	808	718	175	0.042	-	-/-
130	1	0.271	514	943±159	24.3±11.7	973	274	550±125	510	497	492	0.040	-	-/-
131	1	0.226	512	929±157	26.2±11.2	1030	283	649±107	474	455	415	0.085	-	-/-
132	1	0.278	547	964±160	24.5±11.3	1003	305	577±43	555	555	555	0.069	-	-/-
133	1	1.723	611	923±169	24.5±11.5	833	217	343±79	722	722	321	0.088	-	-/-
134	1	0.786	610	846±172	27.6±8.8	862	336	482±159	816	791	656	0.137	-	-/-
135	1	0.724	614	723±165	26.5±8.9	768	307	405±160	846	839	678	0.022	-	-/-
136	1	0.728	545	688±144	24.1±7.1	728	279	446±180	890	890	580	0.072	-	-/-
137	1	4.096	729	887±168	17.6±12.9	910	410	223±100	2506	2240	656	0.042	-	-/-
138	2	6.917	735	852±159	19.4±10.2	663	153	223±82	1344	1400	567	0.039	-	-/-
138-1	1	1.043	521	856±113	20.7±8.5	801	215	268±66	980	955	283	0.024	-	-/-
138-2	1	0.513	437	865±105	19.4±9.3	879	145	225±70	648	608	110	0.012	-	-/-
138-3	1	3.529	516	934±132	19.6±12.1	764	62	172±83	713	437	61	0.007	-	-/-
139	2	9.860	774	651±158	19.2±8.8	564	251	151±101	4231	2776	734	0.043	-	-/-
139-1	1	0.342	373	677±88	25.7±6.0	675	176	381±94	610	578	471	0.010	-	-/-
139-2	2	1.005	536	797±127	25.8±8.9	636	74	149±52	561	521	0	0.018	-	-/-
139-2-1	1	0.317	451	873±105	30.3±8.7	852	218	363±141	748	748	428	-	-	-/-
139-2-2	1	0.253	384	868±91	30.2±7.1	922	288	457±136	621	621	501	0.008	-	-/-
139-3	2	1.497	556	816±128	23.7±8.6	648	86	164±109	847	447	61	0.015	-	-/-
139-3-1	2	0.690	467	877±111	26.9±7.7	852	218	363±141	748	748	428	0.005	-	-/-
139-3-1-1	1	0.225	336	903±78	29.1±6.9	904	134	464±95	314	314	314	0.008	-	-/-
139-3-1-2	1	0.228	371	954±89	30.8±6.3	955	392	500±202	417	417	351	0.015	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
139-3-2	1	0.268	468	865±101	26.1±6.8	922	288	457±136	621	621	501	0.012	-	-/-
139-4	1	0.855	425	642±107	16.6±5.9	732	270	216±100	1362	1212	375	-	0.019	-/-
139-5	1	1.492	488	571±108	16.5±7.8	607	242	198±125	2168	1407	335	0.005	0.020	-/-
140	2	2.523	551	616±126	25.9±9.3	530	173	282±75	1446	1015	208	0.004	0.033	-/0.18
140-1	1	0.281	378	721±95	28.8±8.9	852	326	494±185	772	741	659	0.007	-	-/-
140-2	1	0.723	366	717±93	27.2±9.7	706	176	277±174	1014	764	525	-	-	-/-
141	3	12.099	820	611±158	23.4±9.9	385	96	276±259	2037	2002	660	0.007	0.064	-/0.77
141-1	2	1.707	475	538±113	16.5±5.6	382	83	214±117	888	888	135	0.002	-	-/-
141-1-1	1	0.690	467	877±111	26.9±7.7	708	42	232±53	233	233	8	0.008	-	-/-
141-1-2	1	0.268	468	864±101	26.1±6.8	852	210	297±143	812	768	268	0.003	-	-/-
141-2	2	4.119	679	676±143	25.7±8.3	485	101	248±130	1313	1253	696	0.028	-	-/-
141-2-1	2	0.575	378	601±88	16.7±6.4	588	81	231±73	701	652	87	0.003	-	-/-
141-2-1-1	1	0.258	404	815±96	28.2±5.7	787	141	506±122	333	325	303	0.005	-	-/-
141-2-1-2	1	0.270	443	862±109	29.9±7.0	781	136	414±58	334	334	322	0.004	-	-/-
141-2-1-3	1	0.333	447	858±110	30.3±7.6	927	223	615±187	413	413	381	0.017	-	-/-
141-2-2	1	0.449	383	596±91	16.5±4.4	688	207	266±126	1356	1244	256	0.006	-	-/-
141-3	2	3.729	725	674±146	28.4±10.5	491	110	402±75	1487	1353	906	0.005	-	-/-
141-3-1	2	1.015	599	775±146	33.1±9.9	575	194	344±171	501	481	134	0.008	-	-/-
141-3-1-1	2	0.629	532	836±129	35.2±9.4	611	38	238±48	212	212	5	-	-	-/-
141-3-1-1-1	1	0.347	490	854±113	34.9±7.6	763	164	401±151	391	391	328	-	-	-/-
141-3-1-1-2	1	0.173	444	892±106	39.4±10.7	954	298	544±152	545	519	479	0.014	-	-/-
141-3-1-2	1	0.070	363	877±83	39.6±10.7	955	392	500±202	433	408	351	0.016	-	-/-
141-3-2	1	0.167	515	685±106	29.8±9.5	730	200	465±201	540	520	402	0.004	-	-/-
141-3-3	1	1.103	562	704±115	28.3±9.8	724	270	293±126	1445	1332	919	0.014	-	-/-
141-4	1	0.693	366	582±85	16.9±8.6	573	177	560±240	471	471	414	-	0.010	-/-
142	2	3.894	674	588±145	26.6±10.2	419	110	254±201	1559	718	325	0.017	-	-/-
142-1	1	0.759	505	667±120	29.2±8.5	793	368	327±139	1280	1218	520	0.016	-	-/-
142-2	2	1.239	539	677±128	30.9±11.4	481	45	283±166	374	338	112	0.013	-	-/-
142-2-1	1	0.383	450	732±109	28.3±7.0	652	168	304±127	584	584	548	0.008	-	-/-
142-2-2	1	0.532	531	711±188	35.6±12.5	566	118	542±346	431	423	153	0.003	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
143	1	1.807	641	530±138	24.5±9.8	803	496	268±152	2548	2293	304	0.029	0.008	-
144		1.948	535	635±111	26.8±9.7	494	93	239±83	700	650	130	0.017	-	-
144-1	1	0.336	347	703±80	30.9±8.9	692	200	447±129	603	575	495	0.008	-	-
144-2	1	0.426	426	691±97	30.5±10.6	723	231	351±181	736	724	345	0.005	-	-
145	1	3.838	594	538±144	17.3±8.0	671	286	382±239	1650	1575	630	0.076	0.215	-/1.11
146	3	8.991	687	633±144	19.3±8.4	384	18	259±100	317	56	0	0.027	0.062	-/-
146-1	3	7.493	675	645±146	20.2±8.4	432	51	163±102	964	678	126	0.023	0.022	-/-
146-1-1	2	4.469	424	641±105	21.3±8.4	496	51	146±106	953	407	123	0.033	-	-/-
146-1-1-1	1	0.579	393	636±100	20.0±5.1	532	74	258±98	504	499	104	0.003	-	-/-
146-1-1-2	1	2.248	552	757±137	24.3±7.0	702	198	215±192	1623	1093	354	0.019	-	-/-
146-1-1-3	2	0.845	419	716±106	24.3±6.9	521	13	118±8	104	104	0	-	-	-/-
146-1-1-3-1	1	0.454	401	736±110	24.3±7.0	693	172	338±128	680	680	370	0.004	-	-/-
146-1-1-3-2	1	0.343	398	712±89	25.1±6.4	612	92	350±126	355	355	178	0.004	-	-/-
146-1-2	2	1.534	607	695±144	22.2±7.7	702	198	215±192	1209	1069	320	0.008	-	-/-
146-1-2-1	1	0.242	348	649±79	19.0±4.0	602	102	257±100	491	466	121	-	0.030	-/-
146-1-2-2	1	0.248	309	714±80	25.0±6.9	630	66	415±128	254	254	221	0.002	-	-/-
146-1-2-3	1	0.339	307	724±75	29.2±7.7	651	93	336±99	385	375	249	0.002	-	-/-
146-2	1	1.118	464	600±104	16.1±6.0	569	202	214±116	1487	1339	228	0.003	0.003	-/-
147	3	21.988	836	771±189	19.6±11.4	453	76	114±64	1859	1321	8	-	0.055	-/-
147-1	1	0.962	570	696±132	21.5±6.5	704	270	339±166	1324	1214	554	0.013	0.084	-/-
147-2	1	1.478	651	811±155	24.3±9.7	952	437	264±89	2011	2011	547	0.037	0.194	-/-
147-3	1	1.325	662	745±159	19/5±8.8	832	338	218±81	2067	1892	388	0.047	0.023	-/-
147-4	3	14.642	730	830±162	20.0±12.0	549	55	273±215	745	450	349	0.048	0.063	-/-
147-4-1	1	6.056	644	874±153	18.7±15.5	702	181	112±44	1965	1301	0	-	0.034	-/-
147-4-2	2	3.955	627	868±146	23.3±7.5	649	95	112±69	1481	530	5	0.008	-	-/-
147-4-2-1	1	1.333	535	944±132	23.0±6.6	822	173	229±139	969	723	226	0.022	-	-/-
147-4-2-2	1	1.571	472	886±114	25.8±6.7	793	144	164±73	1294	865	45	0.030	-	-/-
147-4-3	2	2.576	525	813±124	21.8±7.2	576	27	102±23	296	126	0	0.013	-	-/-
147-4-3-1	1	0.79	445	769±95	19.0±5.2	856	259	223±78	1614	1414	363	0.007	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
147-4-3-2	1	1.713	503	843±123	23.5±7.1	927	344	230±120	1717	1566	105	0.003	-	-/-
147-4-4	1	0.623	419	783±106	25.5±7.8	752	161	256±71	666	666	144	0.007	0.092	-/-
147-5	1	0.673	461	734±105	24.1±7.4	697	240	282±95	1093	1083	134	-	0.011	-/-
148	2	11.320	780	799±159	19.5±11.8	538	79	180±99	1110	942	253	0.013	0.099	-/-
148-1	1	0.852	493	790±116	24.4±8.2	652	117	320±129	709	661	272	0.001	-	-/-
148-2	2	8.428	678	840±145	19.9±12.3	606	72	157±71	984	806	53	0.009	-	-/-
148-2-1	1	1.467	561	912±130	24.6±7.6	814	177	277±93	951	951	259	0.005	-	-/-
148-2-2	1	4.842	571	874±128	20.5±14.3	679	45	139±35	536	457	457	0.017	-	-/-
148-2-3	1	0.864	489	798±111	16.0±6.5	721	124	162±94	841	344	90	0.003	-	-/-
149	3	20.609	892	689±205	20.3±9.1	380	95	161±108	1815	1702	242	-	0.014	-/-
149-1	1	1.143	478	587±113	25.1±8.8	675	377	346±150	2422	2295	982	0.029	-	-/-
149-2	1	0.714	498	565±117	27.1±9.3	541	179	317±127	1268	1048	550	0.006	-	-/-
149-3	1	0.848	442	620±108	26.7±6.7	515	128	347±151	856	856	689	0.006	-	-/-
149-4	3	12.844	759	790±169	21.4±8.8	575	160	163±107	2534	1244	208	0.118	0.021	-/-
149-4-1	2	1.25	536	695±127	22.3±6.4	505	83	309±106	542	531	243	0.004	-	-/-
149-4-1-1	1	0.510	446	766±102	23.3±6.9	655	135	402±132	409	409	207	0.002	-	-/-
149-4-1-2	1	0.329	448	736±98	20.4±4.1	658	132	423±77	332	332	293	0.001	-	-/-
149-4-2	1	0.251	404	810±99	30.1±4.7	737	142	635±219	324	324	286	0.007	-	-/-
149-4-3	2	4.471	560	878±135	20.6±9.8	609	36	173±75	359	296	34	0.005	-	-/-
149-4-3-1	1	1.455	510	880±127	23.1±9.8	747	120	305±116	707	677	304	0.009	-	-/-
149-4-3-2	1	2.689	515	902±125	19.3±9.5	888	270	223±95	1711	1507	255	0.004	-	-/-
149-4-4	1	2.639	620	863±143	22.4±7.3	683	144	340±177	1140	872	554	0.015	-	-/-
150	1	0.945	358	525±87	14.7±6.3	501	124	319±150	653	592	252	-	0.012	-/0.30
151	2	2.281	511	568±122	20.5±9.1	406	44	187±85	697	558	117	0.019	-	0.56/-
151-1	1	0.338	374	593±83	20.2±8.9	544	129	383±94	378	278	278	0.001	-	-/-
151-2	2	0.553	443	640±122	24.2±11.0	499	86	189±61	562	148	148	0.005	-	-/-
151-2-1	1	0.116	299	700±86	23.5±12.6	627	93	542±139	193	193	178	0.004	-	-/-
151-2-2	1	0.185	348	732±90	24.5±12.5	652	139	386±79	795	751	415	0.003	-	-/-
151-3	1	0.579	448	619±107	21.5±8.2	594	183	330±119	747	420	420	0.01	-	-/-

¹по Штраллеру-Философому

²с учетом стандартного отклонения

В2. Каталог селевых бассейнов Ловозерских тундр

Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна, кв.км	Перепад высот в пределах бассейна,	Средняя Набс. бассейна, м	Средняя крутизна поверхности водосбора, °	Набс истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, ‰	Общая длина зоны транзита, м	Длина зоны транзита с уклоном >100‰	Длина зоны транзита с уклоном >300‰	Площадь молодых зон аккумуляции, кв.км	Площадь древних зон аккумуляции, кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/молодая), км
<i>№ столбца</i>														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	8.849	658	647±173	7.8±3.3	734	362	99±16	3812	1100	0	0.193	0.608	1.9/0.6
2	1	1.487	506	581±164	2.8±1.9	458	129	205±24	839	320	20	0.033	0.379	0,7/0.1
3	2	2.675	607	723±210	10,5±2,7	642	221	231±12	1464	1230	120	0.053	0.319	1.4/-
4	2	13.879	633	799±241	13.5±5.6	503	20	52±10	233	0	0	0.100	0.254	1.2/-
4-1	-	0.498	466	797±182	15.7±2.3	601	37	186±34	333	320	30	0.034	-	-/-
4-2	1	6.679	569	831±273	12.1±3.4	686	139	46±9	343	0	0	0.034	-	-/-
4-3	1	8.291	630	800±242	12.8±2.5	541	55	54±10	554	0	0	-	-	-/-
4-4	1	3.297	602	793±246	14.3±7.9	810	317	191±37	2021	1660	250	0.034	-	-/-
5	1	5.207	678	772±246	16.1±2.8	786	353	126±25	3054	1760	0	0.056	0.235	1.7/...
6	1	11.736	751	600±112	10.2±1.4	729	504	47±11	6041	1540	0	0.080	0.479	1.8/1.7
7	1	6.324	707	625±136	15.4±7.2	710	437	153±28	3322	1340	0	0.028	0.337	1.3/0.3
8	2	10.549	659	717±194	14.3±2.8	522	134	94±13	1901	620	0	0.203	0.203	-/-
9	2	15.162	526	688±212	13.9±8.4	434	9	46±8	216	0	0	0.048	-	-/-
9-1	1	3.612	436	717±249	15.1±2.4	592	93	79±17	767	380	0	0.025	-	-/-
9-2	1	7462.	472	715±139	14.3±6.2	551	72	141±22	1604	230	0	0.026	-	-/-
9-3	2	7.955	514	694±218	14.8±8.1	466	29	26±5	220	0	0	-	-	-/-
9-4	-	2.248	436	683±231	16.8±4.9	621	156	145±24	1604	560	0	0.022	-	-/-
10	1	2.138	508	661±203	8.6±4.6	526	119	202±24	481	480	0	0.059	-	-/0.4
11	1	8.588	440	665±222	6.10±9.7	559	113	145±16	893	893	0	0.003	-	-/-
12	1	2.386	463	635±201	14.2±8.3	560	157	126±21	646	520	0	0.005	-	-/-
13	1	22.569	704	534±91	13.6±5.8	551	369	134±19	7244	340	0	0.036	0.257	1.0/0.6
13-1	-	1.197	381	671±240	12.1±3.4	548	67	102±16	908	220	0	0.024	-	-/-
13-2	-	0.351	250	595±240	11.3±4.2	542	72	103±17	865	170	0	-	-	-/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
13-3	-	0.421	254	583±228	10.9±8.1	518	62	111±19	672	310	0	-	-	-/-
14	1	5.776	543	513±120	5.5±5.6	643	401	131±23	3481	2470	0	0.050	0.411	1.0/-
15	1	1.484	574	500±106	4.5±5.3	600	387	274±44	1393	1393	480	0.053	-	-/0.3
16	1	5.250	424	759±273	11.7±5.5	688	145	189±35	848	690	110	0.047	-	-/0.5
17-1-0	2	10.077	639	632±156	15.8±5.9	397	83	107±17	973	210	0	0.093	-	-/-
17-1-1	1	3.694	512	683±213	16.3±4.5	735	308	229±32	1196	1196	10	0.042	-	-/-
17-1-2	1	4.718	550	676±200	17.4±8.1	671	269	152±23	1725	1690	0	-	-	-/-
17-2-0	2	16.558	717	593±117	14.3±2.8	396	172	73±14	2726	1850	0	-	0.125	-/-
18	1	6.355	578	683±197	16.8±7.7	720	326	176±32	3096	1260	20	0.018	0.028	0.8/-
19	1	5.624	494	706±229	14.2±5.2	578	118	169±32	1358	820	150	-	-	-/-
20	2	4.596	667	787±226	17.8±8.2	665	211	177±29	1974	1640	0	-	0.017	-/-
20-1	-	2.488	478	882±321	18.3±4.5	751	108	215±33	538	920	180	-	-	-/-
20-2	-	1.910	456	871±321	19.0±3.4	820	176	122±35	906	530	70	-	-	-/-
21-1-1	1	3.750	532	848±291	14.3±4.2	872	289	329±59	1313	950	260	0.016	-	-/-
21-1-2	1	4.425	529	847±291	15.1±8.4	823	240	259±54	1663	1080	90	-	-	-/-
21-2-0	2	13.119	890	670±112	13.0±7.2	627	234	116±11	1255	200	0	-(0.065)	0.030	-/-
22	2	11.023	748	742±184	14.3±7.9	562	193	130±23	2124	240	0	0.015	-	-/-
22-1	1	5.477	581	826±268	10.5±2.8	663	126	179±31	1116	520	20	-	-	-/-
22-2	-	1.157	421	746±268	15.1±2.4	724	188	472±82	887	887	110	-	-	-/-
22-3	1	1.490	465	709±238	14.7±3.6	566	89	207±33	192	730	420	-	-	-/-
23	1	5.889	582	649±179	10.7±3.8	561	202	134±18	1365	940	0	0.015	-	-/-
24	1	2.130	494	618±185	10.0±5.3	755	383	497±77	1028	1028	430	0.016	-	-/-
25	1	5.295	499	531±140	6.7±1.5	559	277	228±32	1413	1413	1010	0.143	-	-/-
26	1	13.830	338	698±164	9.7±4.2	720	192	62±12	3806	20	0	0.065	-	-/-
27	1	2.260	323	625±232	7.0±4.3	646	182	217±28	748	748	0	0.033	-	-/-
28	1	5.287	346	608±217	8.8±1.6	621	186	77±13	1849	460	0	0.117	-	-/-
29	1	4.233	369	612±213	4.8±2.4	471	43	181±32	267	90	40	0.040	-	-/-
29-1	-	1.098	329	632±134	5.6±3.7	566	98	135±18	780	780	0	0.008	-	-/-
29-2	-	2.448	189	586±146	6.8±4.1	624	132	124±17	803	470	0	0.040	-	-/-
30	1	3.361	388	588±97	6.4±2.5	549	154	180±32	1607	820	50	0.073	-	-/-
31	1	3.754	369	594±106	7.3±2.9	578	165	82±12	1612	90	0	-	-	-/-
32	1	1.172	341	510±69	2.7±2.1	437	97	147±24	745	610	0	0.005	-	-/0.2
33	1	1.733	457	568±101	2.9±1.3	426	86	94±15	781	380	0	-	-	-/-
34	1	2.236	414	591±191	3.7±1.5	660	276	159±30	1593	1100	10	0.106	-	-/0.7
35	1	3.821	528	669±202	5.3±2.6	610	204	110±16	1572	1320	0	0.060	-	-/-

В3. Каталог селевых бассейнов Мончетундры, Чунатундры и Волчьих тундр

Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна, кв.км	Перепад высот в пределах бассейна, м	Средняя Набс. бассейна, м	Средняя крутизна поверхности водосбора, °	Набс истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, %	Общая длина зоны транзита, м	Длина зоны транзита с уклоном >10%	Длина зоны транзита с уклоном >30%	Площадь молодых зон аккумуляции, кв.км	Площадь древних зон аккумуляции, кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/ молодая), км
<i>№ столбца</i>														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	0.696	334	595±90 ³	12.6±6.3 ³	554	101	165±93	760	520	80	-	0.002	-/-
2	1	1.065	390	587±96	14.6±5.4	585	182	208±100	890	700	120	-	0.007	-/-
3	1	0.972	437	651±117	16.8±6.3	597	192	177±124	940	670	160	-	-	-/-
4	1	0.572	395	667±87	16.3±6.6	617	171	318±108	490	470	280	-	0.004	-/-
5	1	0.353	352	621±86	13.0±2.8	523	106	271±43	400	400	130	-	0.001	-/-
6	1	1.707	484	711±109	11.5±3.3	563	136	220±82	610	570	120	0.007	-	-/-
7	1	2.186	433	673±110	11.1±3.5	588	183	183±88	1080	850	130	-	0.027	-/-
8	1	3.127	552	691±134	14.1±5.00	725	318	171±102	1790	1400	270	-	0.024	-/-
9	1	1.742	535	732±133	12.9±4.7	715	290	232±106	1280	1230	330	-	0.091	0.4/-
10	2	12.426	536	688±122	11.9±6.2	485	66	44±16	1400	0	0	-	0.091	-/-
10-1	1	6.094	465	712±89	11.8±7.1	605	119	128±199	1390	380	80	-	-	-/-
10-2	1	1.681	453	766±101	12.0±5.2	734	248	148±72	1670	1350	110	-	-	-/-
11	1	1.325	449	799±96	10.9±4.5	740	245	214±50	1170	1170	70	-	0.040	-/-
12	2	7.738	749	759±181	11.3±4.6	497	167	108±134	1540	980	0	-	0.051	-/-
12-1	1	0.586	565	818±114	11.3±4.9	751	253	254±74	780	780	120	-	-	-/-
12-2	1	2.390	580	902±120	9.9±4.6	640	141	229±81	610	610	120	-	-	-/-
12-3	1	3.253	574	733±149	11.9±4.1	613	222	169±78	1370	1230	130	-	0.037	-/-
13	1	2.079	637	530±149	10.6±5.0	515	237	89±52	2530	1250	0	-	0.059	0.8/-
14	1	0.316	240	389±59	8.0±2.7	401	121	120±48	930	590	20	-	-	-/-
15	2	5.887	807	841±191	16.2±11.2	703	424	105±63	4000	1910	30	0.025	0.052	0.7/-
15-1	1	1.054	380	1008±67	9.9±8.7	962	259	347±176	740	710	350	0.006	-	-/-
15-2	1	0.678	375	983±72	15.1±10.1	972	268	2302±122	850	820	400	-	-	-/-
16	2	10.414	778	839±177	10.9±9.9	638	338	99±30	3420	1480	0	-	0.177	1.5/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
16-1	1	2.976	427	918±97	12.8±9.1	855	215	268±105	680	630	270	0.024	-	-/-
16-2	1	1.590	432	941±98	10.5±6.1	869	230	247±77	900	890	220	-	-	-/-
16-3	1	0.409	556	876±143	11.6±4.3	633	118	260±61	440	440	80	0.004	0.024	-/-
17	1	2.992	585	791±134	15.0±6.3	625	169	199±116	860	740	200	-	0.017	-/-
18	1	0.360	599	735±123	16.6±4.4	666	304	289±102	860	860	410	0.014	-	-/-
19	2	5.115	568	621±130	12.4±5.4	443	77	64±33	1120	130	0	-	0.029	-/-
19-1	1	2.620	489	690±106	12.1±5.7	590	147	118±87	1190	620	90	-	-	-/-
19-2	1	1.108	431	635±91	14.5±4.6	585	142	134±25	1010	930	0	-	-	-/-
20	1	1.714	486	730±155	12.5±4.3	685	212	107±27	1800	910	0	0.007	-	-/-
21	2	12.343	689	687±174	15.6±6.7	359	64	61±17	1180	30	0	-	0.132	1.5/-
21-1	1	3.069	606	762±84	13.2±6.3	810	450	196±90	1860	1670	330	0.109	-	-/-
21-2	1	7.398	623	715±93	17.0±6.7	750	390	112±58	3760	1970	50	-	-	-/-
22	1	0.480	401	617±100	11.6±3.2	569	177	176±56	930	850	20	0.015	-	-/0.2
23	1	1.350	444	611±84	9.6±3.9	602	276	226±73	1010	1010	170	-	0.040	-/-
24	1	9.927	723	658±136	12.8±5.7	774	555	114±90	5030	2240	180	0.044	-	-/0.2
25	1	4.116	463	625±97	10.8±4.6	607	173	93±76	1630	480	40	0.014	0.084	-/-
26	1	7.375	659	641±17	12.7±8.3	799	511	98±84	4900	1600	250	0.049	0.014	-/-
27	1	1.601	553	774±146	15.0±4.5	659	228	209±71	920	890	30	0.014	-	-/-
28	2	8.240	676	690±128	11.2±7.2	458	238	117±46	1890	1180	0	-	0.569	1.0/-
28-1	1	3.201	383	733±73	8.5±6.7	700	241	190±140	1130	680	220	0.044	0.010	-/-
28-2	1	3.332	436	740±792	11.5±7.1	771	312	130±45	2280	1610	0	-	-	-/-
29	2	4.756	586	668±107	9.1±4.7	446	227	236±86	820	820	140	-	0.517	0.9/-
29-1	1	1.247	349	707±74	7.2±2.7	640	189	199±60	770	770	30	-	-	-/-
29-2	1	1.154	350	721±56	6.1±3.1	739	285	148±65	1830	1460	70	-	-	-/-
30	1	0.453	462	506±113	13.2±3.6	423	171	205±46	660	660	30	0.004	-	-/0.1
31	1	2.841	731	637±166	14.6±5.0	646	428	239±88	1540	1480	430	0.008	-	-/0.3
32	2	3.608	532	595±113	9.7±5.1	503	105	100±35	1010	440	0	-	0.031	-/-
32-1	1	0.936	309	593±57	7.4±5.2	547	43	68±44	610	170	0	-	-	-/-
32-2	1	0.456	366	673±95	12.1±4.3	538	35	129±17	240	220	0	-	-	-/-
32-3	1	0.403	508	559±136	8.6±5.4	460	38	100±23	430	220	0	-	-	-/-
33	1	0.502	447	662±129	13.3±3.6	492	55	190±79	300	260	40	-	0.009	-/-
34	1	0.193	460	706±144	12.5±3.7	465	27	200±24	140	140	0	-	-	-/-
35	1	2.610	486	684±97	11.1±5.9	628	212	113±69	1850	1020	0	-	0.051	-/-
36	1	1.656	463	605±84	12.3±4.9	530	203	193±51	930	920	50	-	0.044	-/-
37	2	1.655	465	735±90	10.6±3.5	523	60	151±35	300	260	0	-	0.018	-/-
37-1	1	0.381	394	721±65	10.0±3.7	742	217	166±164	1090	950	60	-	-	-/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
37-2	1	1.252	403	743±73	10.7±3.4	680	156	167±70	820	700	70	-	-	-/-
38	1	3.915	759	587±194	12.7±5.1	754	441	171±55	2630	2610	140	-	0.050	0,4/-
39	3	6.708	611	616±140	12.6±5.3	375	166	73±46	2240	620	0	-	0.384	-/-
39-1-0	2	2.169	591	697±52	13.6±4.3	460	83	134±34	640	570	0	-	0.066	-/-
39-1-1	1	0.331	460	710±111	11.9±4.5	619	156	265±69	480	480	100	-	0.011	-/-
39-1-2	1	1.086	507	757±98	14.5±4.0	601	139	268±73	510	510	160	-	-	-/-
39-2-0	2	2.140	549	686±63	14.9±4.9	512	136	137±45	830	670	0	-	0.066	-/-
39-2-1	1	0.268	411	733±57	13.9±4.6	637	122	301±105	340	340	130	-	-	-/-
39-2-2	1	0.127	409	700±91	16.7±5.3	599	84	316±79	250	250	80	-	-	-/-
39-2-3	1	0.384	473	724±57	15.0±3.8	643	195	225±40	850	850	30	-	-	-/-
39-2-4	1	0.387	503	670±89	15.3±4.0	495	75	183±61	410	410	40	-	-	-/-
40	2	2.026	672	611±141	13.2±4.4	470	153	151±81	1060	910	70	-	0.255	0,9/-
40-1	1	0.390	397	699±99	13.7±3.9	622	145	218±19	630	630	0	-	-	1,3/-
40-2	1	0.383	451	717±120	13.8±3.0	665	191	239±26	820	820	40	-	-	-/-
41	1	3.376	399	633±91	9.6±3.3	507	260	133±52	1940	1350	40	0.007	0.063	-/-
42	1	1.408	419	498±89	11.4±3.4	621	205	170±53	1190	1150	40	0.044	-	-/-
43	1	2.692	591	697±136	12.4±5.2	457	155	118±50	1500	900	0	-	0.039	-/-

В4. Каталог селевых бассейнов хр.Оченырды, массива г.Лядхэ, хр.Нярмынхой

Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна. кв.км	Перепад высот в пределах бассейна. м	Средняя Набс. бассейна. м	Средняя крутизна поверхности водосбора. °	Набс истока. м	Падение. м	Средний уклон гальвега. ‰	Общая длина зоны транзита. м	Длина зоны транзита с уклоном >100‰	Длина зоны транзита с уклоном >300‰	Площадь молодых зон аккумуляции . кв.км	Площадь древних зон аккумуляции . кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/молодая). км
<i>№ столбца</i>														
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
1	2	10.751	693	575±142	10.9±5.4	403	70	96±68	1790	460	0	0.03	-	0.38/-
1-1	1	4.963	581	651±111	11.7±5.1	509	76	200±73	830	340	300	0.006	-	-/-
1-2	1	2.322	588	611±119	11.1±5.9	511	51	88±16	890	190	0	0.029	-	-/-
2	1	5.145	705	717±167	15.5±9.0	533	113	146±38	1340	850	0	0.05	-	0.19/-
3	1	5.749	539	604±115	12.7±11.2	523	85	54±19	2540	340	0	0.006	-	1.38/-
4	1	3.083	685	677±170	18.0±11.4	598	164	98±37	2410	210	0	0.007	-	0.70/-
5	1	1.748	508	609±133	14.2±9.4	495	51	52±10	1180	0	0	0.008	-	0.70/-
6	1	2.454	420	473±96	15.3±9.0	333	63	233±31	600	340	140	0.113	-	0.89/-
7	1	0.978	237	576±61	10.4±2.8	530	34	185±9	370	330	40	0.028	-	-/-
8	1	2.796	464	511±116	14.5±6.2	412	112	317±175	860	750	110	0.317	-	0.61/-
9	1	6.692	847	662±176	19.1±9.1	443	139	294±119	1600	1230	0	0.656	-	1.06/-
10	2	21.474	826	310±164	18.3±12.6	523	86	157±100	2290	370	0	0.373	-	0.92/-
10-1	1	3.597	678	762±165	25.4±12.7	575	57	203±105	1650	790	470	0.175	-	-/-
10-2	2	3.678	598	694±142	15.9±9.6	512	61	176±98	730	360	0	0.025	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
10-2-1	1	1.015	488	779±117	20.2±8.5	652	141	210±121	710	360	220	-	-	-/-
10-2-2	1	2.078	522	690±118	14.2±9.7	652	122	124±57	1290	670	0	-	-	-/-
11	1	0.148	634	789±163	41.6±10.1	851	314	773±100	350	0	350	0.19	-	0.30/-
12	1	0.255	560	687±133	39.0±8.5	658	60	545±16	420	0	420	0.179	-	0.22/-
13	1	15.632	730	495±174	19.4±13.7	278	10	68±54	430	90	0	0.055	-	0.31/-
14	1	0.221	594	798±153	38.4±5.6	644	251	721±110	380	0	380	0.076	-	0.25/-
15	1	0.329	732	657±200	35.8±8.7	640	314	473±153	630	50	580	0.017	-	0.21/-
16	1	3.730	945	845±206	22.8±10.5	874	463	244±103	2750	1830	780	0.2	0.062	0.55/-
17	1	2.084	662	673±151	16.6±8.0	753	370	335±171	1950	1350	600	0.24	-	1.34/-
18	1	1.224	509	717±134	21.6±8.9	632	164	121±37	1700	900	100	0.035	-	0.32/-
19	2	2.263	725	739±169	22.1±12.1	597	124	110±56	1650	570	0	0.025	-	0.23/-
19-1	1	0.593	468	803±123	25.3±9.9	667	65	144±21	580	580	0	-	-	-/-
19-2	1	0.863	595	840±159	27.2±10.2	644	41	137±73	410	180	0	-	-	-/-
20	2	8.424	783	798±177	18.9±13.4	619	61	167±142	1230	190	340	0.013	-	-/-
20-1	1	5.138	591	778±139	20.2±14.6	647	45	54±24	790	90	0	-	-	-/-
20-2	1	2.171	725	621±210	19.1±11.1	755	134	154±122	1140	590	90	-	-	-/-
21	2	6.316	798	794±160	16.6±12.1	616	51	119±37	410	0	0	0.035	-	-/-
21-1	1	1.015	431	761±83	16.9±9.0	784	156	192±80	1250	1130	120	0.028	-	-/-
21-2	2	2.432	716	899±187	19.8±9.8	666	44	100±21	1000	300	0	0.046	-	-/-
21-2-1	1	0.893	669	975±196	19.7±8.1	749	49	267±128	1180	130	560	0.033	-	-/-
21-2-2	1	1.293	644	887±157	21.6±10.5	777	106	137±69	1070	410	130	-	-	-/-
21-3	1	1.512	301	760±80	12.2±6.5	696	65	80±28	970	100	0	0.011	-	-/-
22	3	20.655	1027	680±170	22.7±10.6	460	160	178±149	2890	310	0	0.098	-	0.88/-
22-1	2	4.686	835	734±150	15.2±10.1	606	138	114±52	1850	450	0	0.058	-	-/-
22-1-1	1	0.118	285	792±78	28.4±8.2	807	186	529±112	430	430	0	-	-	-/-
22-1-2	1	2.311	702	842±127	17.7±11.0	703	72	266±66	650	320	70	0.011	-	-/-
22-2	2	12.481	869	718±153	18.7±13.3	500	41	72±38	1260	300	0	-	-	-/-
22-2-1	1	2.692	821	759±154	22.0±14.1	697	178	156±93	2440	610	750	0.008	-	-/-
22-2-2	1	2.781	503	709±106	18.5±10.1	650	128	123±49	1820	840	150	0.008	-	-/-
23	1	1.248	765	630±210	22.7±10.6	394	103	292±182	860	720	140	0.011	-	-/-
24	1	1.403	761	665±196	24.2±10.1	596	317	331±112	1560	1350	210	0.054	0.069	1.54/1.27
25	1	1.243	659	620±173	26.2±7.7	525	261	310±153	1450	650	320	0.04	0.233	1.29/1.23

26	1	0.865	690	604±180	31.1±10.1	566	238	559±146	1410	190	1200	0.131	-	0.54/-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
27	2	15.602	918	588±166	23.6±12.9	290	48	63±19	820	0	0	0.02	-	0.32/-
27-1	1	9.519	755	616±155	24.4±13.6	458	168	154±89	2600	480	0	0.016	-	-/-
27-2	1	5.009	875	575±162	22.5±11.2	468	166	165±96	2960	450	300	0.029	-	-/-
28	1	4.778	757	453±147	14.8±8.8	316	121	203±130	2350	500	40	0.032	0.091	0.43/0.43
29	1	2.108	665	564±149	16.1±6.8	584	277	227±63	1520	1140	380	0.073	-	1.00/-
30	1	10.068	1028	696±246	23.0±17.6	465	123	167±135	2510	630	180	0.053	-	1.23/-
31	2	13.488	1011	606±224	21.0±14.8	366	47	63±21	1240	60	0	0.062	-	0.57/-
31-1	2	5.977	960	714±243	25.1±15.5	400	34	33±12	650	0	0	0.042	-	-/-
31-1-1	1	2.692	892	729±240	24.2±15.3	698	236	267±123	1490	650	390	0.061	-	-/-
31-1-2	1	2.781	930	755±226	29.7±13.7	555	155	165±59	1480	810	450	-	-	-/-
31-2	1	3.342	607	542±173	18.5±13.1	369	1	33±12	480	0	0	-	-	-/-
32	1	0.79	586	717±139	32.5±7.0	722	309	429±87	940	710	230	0.412	-	0.79/-
33	1	0.678	581	692±147	30.8±8.0	543	114	333±42	460	240	220	0.194	-	0.81/-
34	1	1.639	704	649±172	22.7±6.6	564	258	327±96	920	570	350	0.01	-	0.19/-
35	2	12.279	715	553±148	17.6±10.2	349	67	72±44	910	0	0	0.188	-	1.05/-
35-1	2	5.229	663	636±152	20.0±11.2	349	67	72±44	680	120	0	0.049	-	-/-
35-1-1	1	1.565	620	643±159	21.4±10.1	487	134	164±58	1195	970	0		-	-/-
35-1-2	1	3.389	636	653±138	19.7±11.7	501	147	247±119	1303	480	150		-	-/-
35-2	1	4.745	401	525±87	15.5±8.2	430	118	174±98	2020	320	0	0.083	-	-/-
36	1	6.667	568	638±119	12.3±7.1	501	128	304±89	1240	1140	0	0.231	0.649	1.1/1.1
37	1	7.063	746	687±132	13.5±7.7	526	161	644±205	1940	810	0			
38	2	12.652	841	601±175	11.5±7.2	304	31	141±66	570	200	0	0.129	-	0.35/-
38-1	1	6.387	768	638±145	11.8±7.1	478	115	365±194	1590	400	0	0.045	-	-/-
38-2	1	4.655	793	631±170	12.1±7.4	386	37	114±9	700	580	0	0.015	-	-/-
39	1	3.356	553	488±122	11.5±6.0	427	113	162±19	850	500	350	-	0.063	-/-
40	1	4.755	401	453±98	9.2±5.0	358	63	12±10	870	310	0	-	0.079	-/-

В5. Каталог селевых бассейнов кряжа Енганэпэ

Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна, кв.км	Перепад высот в пределах бассейна, м	Средняя Набс. бассейна, м	Средняя крутизна поверхности водосбора, ‰	Набс истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, ‰	Общая длина зоны транзита, м	Длина зоны транзита с уклоном >100‰	Длина зоны транзита с уклоном >300‰	Площадь молодых зон аккумуляции, кв.км	Площадь древних зон аккумуляции, кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/молодая), км
<i>№ столбца</i>														
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
1	2	33.878	785	409±137	6.6±6.3	285	75	61±44	2647	104	0	0.330	1.649	-/1.7
1-1	1	11.102	596	424±93	6.1±6.3	429	129	77±42	1643	510	0	0.018	-	-/-
1-2	1	10.319	699	495±159	8.4±8.1	372	75	79±60	1724	298	0	0.019	-	-/-
2	2	31.601	864	364±117	5.3±4.5	357	160	144±159	4728	1533	392	0.169	0.274	0.5/1.4
2-1	1	3.143	664	525±133	7.9±8.3	424	65	103±46	942	323	0	0.018	-	-/-
2-2	1	4.573	665	512±79	6.2±5.5	428	71	83±46	1253	154	0	0.019	-	-/-
3	2	8.213	270	414±58	5.3±4.9	368	59	52±23	1930	178	0	0.195	-	-/-
3-1	1	0.997	209	441±62	6.8±5.1	380	13	30±12	478	0	0	-	-	-/-
3-2	1	2.468	179	438±49	4.9±4.4	390	23	37±10	877	0	0	-	-	-/-
3-3	1	1.721	232	421±59	6.3±6.0	374	44	42±11	1239	0	0	-	-	-/-
3-4	1	0.576	202	359±31	4.5±6.0	340	21	42±10	503	0	0	-	-	-/-
4	1	2.288	201	390±17	2.7±0.9	336	46	43±18	1086	0	0	0.031	-	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
5	1	1.606	165	340±30	2.9±1.9	310	29	41±18	752	0	0	0.011	-	-/-
6	1	1.522	170	347±31	3.4±1.5	305	31	61±17	612	0	0	0.018	-	-/-
7	1	0.800	137	328±32	5.9±4.6	305	42	98±17	438	42	0	0.018	-	0.2/-
8	2	7.974	246	356±45	3.8±3.4	292	52	125±102	1459	859	68	0.024	0.014	0.1/0.1
8-1	1	0.484	75	322±13	4.0±1.8	309	10	96±47	243	84	0	0005	-	-/-
8-2	1	3.148	194	391±35	2.9±2.5	360	69	51±10	1573	0	0	-	-	-/-
8-3	1	1.164	122	369±26	2.8±1.3	339	47	76±10	602	8	0	0013	0.008	-/-
9	1	1.094	119	374±29	4.0±1.6	360	80	71±22	1223	131	0	0014	-	-/-
10	1	0.730	255	343±68	9.6±5.5	383	192	260±146	1278	1133	485	-	0.048	-/-
11	2	0.724	303	351±85	12.0±4.9	328	133	148±47	1094	937	221	-	0.019	-/0.2
11-1	1	0.103	160	394±40	12.6±4.1	427	133	269±54	482	461	67	-	-	-/-
11-2	1	0.123	166	438±40	13.9±5.8	438	112	300±37	389	389	248	0.004	-	-/-
11-3	1	0.126	169	440±40	14.6±5.2	409	83	298±31	258	258	135		-	-/-
12	1	0.633	258	377±69	12.5±6.3	399	194	268±107	945	870	405	-	0.070	-/0.3
13	2	1.406	191	320±40	10.8±6.6	257	24	139±74	330	125	0	0.017	-	-/-
13-1	1	0.232	171	346±45	11.7±5.8	360	104	194±73	613	579	229	0.009	-	-/-
13-2	1	0.186	116	339±28	10.9±4.9	355	65	290±155	288	281	173	0.025	-	-/-
13-3	1	0.239	126	331±34	10.6±4.2	371	81	201±47	427	414	6	0.030	-	-/-
13-4	1	0.511	108	322±27	11.4±8.4	279	25	78±34	382	127	0	0.002	-	-/-
14	1	8.279	233	351±42	4.8±3.4	351	78	75±41	1656	202	0	0.076	-	-/-
15	2	8.994	333	406±88	7.2±5.8	251	10	62±52	395	52	0	0.009	-	-/-
15-1	2	2.947	235	313±48	4.8±4.6	259	10	38±7	397	0	0	0.010	-	-/-
15-1-1	1	1.492	225	333±50	6.2±5.5	275	17	41±8	397	0	0	-	-	-/-
15-1-2	1	0.917	152	296±30	3.3±2.7	276	17	31±9	642	0	0	-	-	-/-
15-2	1	5.757	326	385±88	5.0±3.7	271	24	96±51	1146	412	0	0.025	-	-/-
16	1	2.272	267	371±71	5.4±2.3	394	117	91±14	1409	157	0	0.140	-	1.3/-
17	1	1.994	275	330±72	7.4±5.0	356	111	85±46	1550	554	0	0.036	-	1.2/-
18	1	3.958	380	443±76	11.8±8.5	374	90	143±89	1956	1148	39	0.120	-	1.6/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
19	1	1.289	408	384±122	11.0±6.9	252	27	58±18	606	0	0	0.003	-	-/-
20	1	1.012	428	349±128	9.8±8.5	258	32	73±17	625	82	0	0.080	-	-/-
21	2	2.217	458	363±137	12.1±7.9	213	6	57±26	340	19	0	0.048	-	-/-
21-1	1	1.448	456	375±148	11.6±8.0	242	31	58±19	1050	12	0	-	-	-/-
21-2	1	0.750	390	343±106	13.2±7.6	228	18	50±16	544	0	0	-	-	-/-
22	1	2.643	508	556±129	18.7±9.7	503	191	336±152	1303	1235	579	0.272	1.495	1.6/1.7
23	1	1.350	463	503±135	15.5±7.0	445	137	356±152	873	834	511	0.037	0.180	0.8/0.8
24	2	13.670	757	582±169	19.2±11.4	285	31	153±131	786	286	59	0.372	1.598	1.1/1.4
24-1	1	4.493	686	685±148	21.1±10.6	377	91	409±223	1285	1106	766	-	-	-/-
24-2	1	3.280	682	685±161	20.5±13.5	614	318	447±224	2196	1971	1568	0.006	-	-/-
24-3	2	3.892	659	557±131	18.7±10.0	456	163	378±187	2151	2051	894	0.008	-	-/-
24-3-1	1	1.051	509	638±134	18.1±9.5	502	58	257±133	551	512	76	-	-	-/-
24-3-2	1	1.366	469	604±105	16.2±8.4	514	70	255±174	752	527	330	-	-	-/-
25	1	3.150	528	553±122	5.5±3.3	406	136	203±412	825	816	783	0.124	0.424	1.3/1.2
27	2	13.418	810	528±143	20.4±12.1	323	67	104±342	842	842	806	0.156	1.059	1.9/1.8
27-1	1	7.872	474	571±109	20.4±12.1	701	387	386±47	4543	1430	0	-	-	-/-
27-2	1	1.891	542	527±104	28.5±19.8	431	115	584±391	864	864	817	-	-	-/-
27-3	1	0.161	373	615±95	23.6±26.2	541	196	79±410	321	305	300	0.008	-	-/-
27-4	1	0.144	414	536±108	33.1±27.4	527	218	130±416	315	315	283	0.006	-	-/-
28	1	1.406	533	473±169	22.0±17.7	374	174	711±473	1289	1152	897	0.041	-	0.9/-
29	1	2.994	527	489±144	33.0±18.5	369	181	651±361	2435	2433	1947	0.071	-	1.1/-
30	1	1.356	397	427±121	24.2±16.0	404	173	648±438	1080	1080	199	0.037	-	0.5/-

В6. Каталог селевых бассейнов хребтов Бол. Пайпудынский, Мал. Папудынский, Харбейский

Характеристики водосборных площадей						Характеристики зон транзита селей						Характеристики зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока ¹	Площадь бассейна, кв.км	Перепад высот в пределах бассейна, м	Средняя Набс. бассейна, м	Средняя крутизна поверхности водосбора, °	Набс истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, %	Общая длина зоны транзита, м	Длина зоны транзита с уклоном >100%	Длина зоны транзита с уклоном >300%	Площадь молодых зон аккумуляции, кв.км	Площадь древних зон аккумуляции, кв.км	Дальность выноса за пределы подножия гор (древняя/молодая), км
<i>№ столбца</i>														
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
1	2	18.935	822	433±179	8.9±8.6	216	9	146±54	211	0	0	0.066	0.252	0.76/0.76
1-1	1	11.600	644	474±142	11.6±7.9	465	245	165±117	2693	795	0	0.026	-	-/-
1-2	1	18.600	899	640±189	18.6±13.7	629	366	128±72	3994	2639	0	0.117	-	-/-
2	2	8.950	966	656±225	21.6±12.3	342	122	113±64	1702	103	25	0.081	0.175	1.07/1.07
2-1	1	4.982	837	736±194	25.5±12.7	487	130	191±96	1287	320	41	0.011	-	-/-
2-2	2	3.258	742	690±192	73.3±10.7	421	81	192±99	861	390	20	-	-	-/-
2-2-1	1	0.580	664	717±206	19.3±12.1	560	123	172±53	899	899	352	0.008	-	-/-
2-2-2	2	1.506	670	738±171	21.3±10.5	468	48	160±53	422	422	115	-	-	-/-
2-2-2-1	1	0.916	623	813±187	22.1±11.5	570	104	223±64	601	601	353	-	-	-/-
2-2-2-2	1	0.916	601	723±130	20.9±9.6	585	119	263±102	616	599	534	-	-	-/-
3	1	0.543	434	579±96	15.0±8.2	581	312	428±122	881	881	704	-	0.091	-/0.17
4	1	1.625	491	605±126	14.2±7.3	537	253	330±152	836	805	467	-	0.027	-/-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
5	1	3.219	769	608±167	20.3±10.6	614	314	216±134	2337	1959	307	0.056	0.209	0.7/0.7
6	1	8.186	781	721±176	34.6±20.2	585	260	211±452	3398	3034	2713	0.056	0.525	1.44/1.44
7	1	3.731	720	689±182	27.3±19.0	731	394	292±369	3245	3245	3075	0.036	0.362	1.34/1.34
8	2	7.251	776	747±179	32.4±24.3	454	124	240±452	2294	2242	2050	0.019	0.412	0.73/0.73
8-1	2	3.915	600	791±139	33.9±22.8	531	82	82±27	649	0	0	-	-	-/-
8-1-1	1	1.465	521	815±129	31.0±21.5	801	271	155±229	1743	1695	1543	-	-	-/-
8-1-2	1	2.106	525	808±123	35.8±23.2	803	276	158±334	1736	1732	1479	-	-	-/-
8-2	1	1.889	675	765±158	32.4±27.2	700	249	140±229	1777	1345	777	-	-	-/-
9	1	6.711	674	724±147	28.1±24.0	603	220	227±513	3070	2684	2660	0.073	0.303	0.78/0.78
10	1	6.116	646	684±142	28.9±21.6	561	174	198±350	2087	2042	1957	0.061	0.098	0.99/0.65
11	2	4.397	504	659±133	32.0±25.2	409	77	160±465	1127	1079	927	0.031	0.084	0.67/0.67
11-1	2	2.004	491	668±133	27.3±22.8	420	27	56±171	1287	1287	1287	0.014	-	-/-
11-1-1	1	0.993	473	658±132	26.8±21.0	482	70	61±289	496	496	487	-	-	-/-
11-1-2	1	0.913	449	701±117	24.7±22.5	633	215	251±603	809	612	568	-	-	-/-
11-2	1	1,82	435	685±114	28.4±24.4	630	239	191±393	1270	958	910	0.012	-	-/-
12	1	0.945	494	626±121	33.5±29.2	503	173	300±634	901	721	677	0.017	-	0.25/-
13	1	0.195	270	473±59	21.6±7.9	500	170	311±145	545	488	327	0.010	0.063	0.64/0.39
14	1	2.785	520	530±94	10.8±8.2	353	90	216±92	579	557	335	0.017	-	-/-
15	1	1.214	428	476±102	14.3±7.3	431	246	363±148	1272	12025	1077	0.137	-	0.19/0.19
16	2	4.227	485	468±105	12.8±9.4	306	107	135±56	1059	924	42	0.065	0.416	1.12/1.12
16-1	1	1.139	292	509±74	14.8±13.8	479	172	253±221	1152	789	344	0.033	-	-/-
16-2	1	1.924	369	513±78	10.6±5.9	400	94	110±36	1120	637	0	0.032	-	-/-
17	1	6.545	622	487±113	17.4±10.7	380	180	224±138	2122	2056	1618	0.024	0.279	0.74/0.74
18	1	1.507	407	546±97	25.1±19.6	436	154	589±260	640	640	640	-	0.02	-/0.36
19	1	5.984	662	544±168	30.0±23.1	440	231	229±333	2521	2521	2334	0.079	0.185	0.92/0.92
20	1	8.016	706	638±172	30.4±23.3	410	220	257±426	3160	2996	2863	0.036	0.803	1.90/1.90
21	1	1.274	535	583±125	28.6±19.0	542	229	332±230	688	688	524	0.034	0.144	0.81/1.07
22	1	7.908	710	644±164	33.6±19.7	618	373	187±263	3636	3636	3636	0.003	0.228	1.31/1.31

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
23	2	5.580	611	548±148	31.7±20.2	365	62	70±262	981	957	945	0.005	-	-/-
23-1	1	2.917	527	606±118	36.9±20/5	499	114	352±221	1084	1084	1084	0.011	-	-/-
23-2	1	1.408	539	585±145	37.4±18.8	447	59	354±399	566	520	431	0.003	-	-/-
24	2	10.884	641	632±117	25.9±20.9	548	159	224±297	2917	2917	2917	0.022	-	-/-
24-1	1	1.387	458	701±120	46.8±20.0	700	260	235±258	1106	1106	358	-	-	-/-
24-2	1	1.038	370	782±92	45.5±22.4	660	89	406±354	395	368	341	0.005	-	-/-
24-3	1	1.350	473	708±103	30.8±26.5	587	28	137±341	306	306	291	0.005	-	-/-
25	1	1.806	520	599±117	28.3±20.3	516	145	315±288	1497	1486	1465	-	-	-/-
26	1	2.557	575	530±134	25.8±21.4	479	185	348±249	2132	2132	1251	0.004	0.029	-/-
27	2	1.775	443	589±113	27.7±24.1	476	156	125±471	1244	1034	0	0.017	-	-/-
27-1	1	0.585	305	642±83	25.6±22/6	606	134	346±575	506	473	430	0.015	-	-/-
27-2	1	0.655	313	657±84	32.1±25.8	608	113	529±551	531	507	486	0.015	-	-/-
28	2	7.099	540	610±116	27.1±20.1	451	129	35±97	3053	0	0	0.063	-	-/-
28-1	1	1.466	333	618±82	28.9±15.0	562	100	274±288	1022	1022	1013	0,005	-	-/-
28-2	1	1.429	378	681±97	34.8±20.5	565	104	321±210	862	862	862			
29	1	1.419	454	591±109	32.2±20.2	532	160	162±394	1157	1157	1157	0.027	-	-/-
30	2	5.678	511	647±117	29.9±19.1	510	107	58±72	1822	0	0	0.041	-	-/-
30-1	1	1.594	407	721±89	30.9±17.9	596	91	274±361	797	788	756	0.008	-	-/-
30-2	1	1.455	406	728±80	28.9±18.7	575	70	408±212	509	509	509	0.033	-	-/-
31	1	4.359	385	458±68	31.5±20.5	352	37	388±258	1676	1645	1598	0.126	0.103	0.39/0.39
32	1	1.526	269	474±59	21.6±7.9	574	264	200±116	1317	1317	1193	0.015	-	0.28/-
33	1	3.163	489	546±146	27.6±18.6	635	364	166±422	2735	2663	2617	0.035	-	1.63/-
34	2	11.157	616	593±152	33.4±20.6	367	41	185±297	1036	974	963	0.069	-	2.57/-
34-1	1	4.409	557	601±122	33.7±20.7	472	70	721±310	866	810	715	0.016		
34-2	1	5.484	564	630±152	33.4±20.6	647	263	327±287	2935	2935	2887	0.036		
35	1	0.912	296	487±82	25.1±15.3	412	89	294±369	696	696	651	0.001	-	0.42/-
36	1	2.487	291	500±69	24.8±19.6	461	122	222±292	1860	1860	1791	0.023	0.033	-/-
37	1	0.968	227	501±58	16.6±14.4	448	83	340±340	748	721	684	0.027	-	-/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
38	1	0.938	215	509±47	31.5±23.4	510	144	255±514	1002	872	841	0.013	0.041	-/-
39	1	2.927	257	427±53	31.2±17.2	417	94	329±340	1075	1038	1027	0.058	-	0.71/-
40	2	3.823	189	474±53	18.5±13.3	399	28	214±310	636	596	567	0.018	-	-/-
40-1	1	0.354	444	699±114	28.2±26.9	512	60	362±440	559	554	528	-	-	-/-
40-2	1	1.564	162	495±37	16.6±11.1	513	60	294±360	519	519	429	-	-	-/-
41	1	2.999	420	519±82	23.6±17.3	464	93	302±301	1571	1571	1415	0.003	-	-/-
42	1	0.616	143	473±30	25.8±16.6	481	94	354±279	729	678	650	0.003	-	-/-
43	1	2.498	397	541±90	29.5±20.2	585	175	346±358	1533	1503	1432	0.021	-	-/-
44	1	0.563	219	491±49	19.8±13.7	437	42	703±280	349	349	349	0.003	-	-/-
45	1	1.747	141	406±31	14.5±15.4	391	48	315±349	594	594	566	0.021	-	-/-
46	2	2.767	196	418±42	26.6±19.9	320	12	270±267	289	289	289	0.026	-	-/-
46-1	1	11.300	129	452±23	11.3±9.6	452	94	227±486	545	521	161	0.014	-	-/-
46-2	1	29.800	186	417±38	29.8±19.9	394	60	160±331	1475	1414	1396	0.06	-	-/-
47	1	2.073	477	640±119	35.8±20.4	649	234	356±393	1904	1904	1733	0.054	-	0.95/-
48	2	2.357	543	627±32	32.6±23.8	495	86	253±204	1029	1029	1029	0.043	-	1.76/-
48-1	1	0.354	444	699±114	28.2±26.9	636	128	244±228	506	506	506	0.003	-	-/-
48-2	1	1.177	448	701±116	29.5±23.6	544	53	372±268	499	499	499	-	-	-/-
48-3	1	0.404	258	498±53	35.5±20.1	476	52	427±328	439	439	439	0.009	-	-/-
49	2	6.425	552	598±112	30.3±22.1	492	117	75±203	4263	4058	3961	0.010	-	-/-
49-1	1	1.753	544	588±32	32.5±22.4	545	158	222±505	1488	1342	1330	0.009	-	-/-
49-2	1	1.055	433	710±103	30.5±23.6	589	56	315±157	439	439	439	0.001	-	-/-
49-3	1	0.664	262	602±52	33.0±20.8	555	36	335±315	290	290	290	0.008	-	-/-
49-4	1	0.262	237	622±51	31.3±16.9	567	99	388±407	336	336	336	0.003	-	-/-
49-5	1	0.150	268	619±68	37.6±19.1	563	95	462±323	294	294	294	0.002	-	-/-
50	1	2.866	539	628±96	32.6±20.0	508	84	235±278	1299	1299	1225	0.004	-	-/-
51	2	5.791	576	709±113	32.3±23.3	581	148	292±363	2359	2359	2288	0.021	-	-/-
51-1	1	0.992	366	779±92	38.6±22.9	667	71	155±307	457	457	457	0.002	-	-/-
51-2	1	1.146	406	795±108	38.9±21.8	643	22	247±493	302	296	258	0.012	-	-/-

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>
51-3	1	0.299	382	805±110	39.2±20.3	829	199	88±279	472	454	418	0.018	-	-/-
51-4	1	0.829	452	753±120	33.5±22.8	620	102	240±83	530	530	530	0.005	-	-/-
52	1	4.268	610	666±130	33.6±23.7	504	95	207±284	1371	1364	1322	0.051	-	0.27/-
52-1	1	1.032	435	672±96	33.1±23.6	562	139	235±337	964	954	951	-	-	-/-
52-2	1	1.290	441	744±107	34.7±24.2	620	122	100±591	872	765	753	-	-	-/-
52-3	1	0.836	514	722±116	32.1±25.1	819	321	182±287	1492	1492	1488	-	-	-/-
53	1	0.981	574	751±135	31.8±28.0	732	229	130±282	1172	1172	1093	0.008	-	-/-
54	1	1.444	687	583±135	35.6±22.9	502	144	107±389	1078	1078	1064	0.004	-	0.23/-
55	3	6.679	771	600±167	32.4±24.0	374	35	260±314	533	533	499	0.033	-	0.92/-
55-1	2	2.089	708	684±173	28.8±26.1	582	171	289±260	1329	1329	1259	0.015	-	-/-
55-1-1	1	0.115	885	885±94	32.0±32.2	971	294	360±452	485	275	216	0.011	-	-/-
55-1-2	1	0.131	399	923±91	10.3±22.7	986	228	346±64	383	0	0			
55-1-3	1	0.048	302	866±77	3.7±14.0	967	273	635±584	383	0	0	0.025	-	-/-
55-1-4	1	0.091	309	895±73	21.9±30.8	887	157	635±584	270	270	270			
55-1-5	1	0.086	304	889±71	44.0±25.7	950	254	370±252	404	931	890			
55-2	2	1.996	567	627±131	32.5±24.6	408	35	331±338	544	544	544	-	-	-/-
55-2-1	1	1,06	531	664±117	24.9±25.5	627	219	194±564	1057	1057	1446	-	-	-/-
55-2-2	1	0,67	456	642±110	41.7±18.7	552	134	124±370	473	1057	1446	0.004	-	-/-
55-3	1	1.747	560	555±147	34.4±21.1	412	88	370±355	905	905	871	0.006	-	-/-
56	1	1.648	458	538±99	34.5±20.7	441	102	300±402	706	687	673	-	0.003	-/-
57	1	2.129	460	484±109	38.9±19.9	432	154	462±219	1535	1535	1535	0.037	-	-/-
58	1	1.399	122	394±25	14.6±13.5	386	67	229±242	866	866	821	0.014	-	-/-
59	1	2.366	391	502±82	9.9±5.0	522	188	199±86	1716	1589	93	-	0.023	-/-

Приложение Г

Результаты кластеризации морфометрических параметров селевых бассейнов 1 и 2 порядка

Г1. Результаты кластеризации средних значений крутизны и высоты селевых бассейнов 1 порядка

Дендрограмма кластеризации
селевых бассейнов 1 порядка в Хибинах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

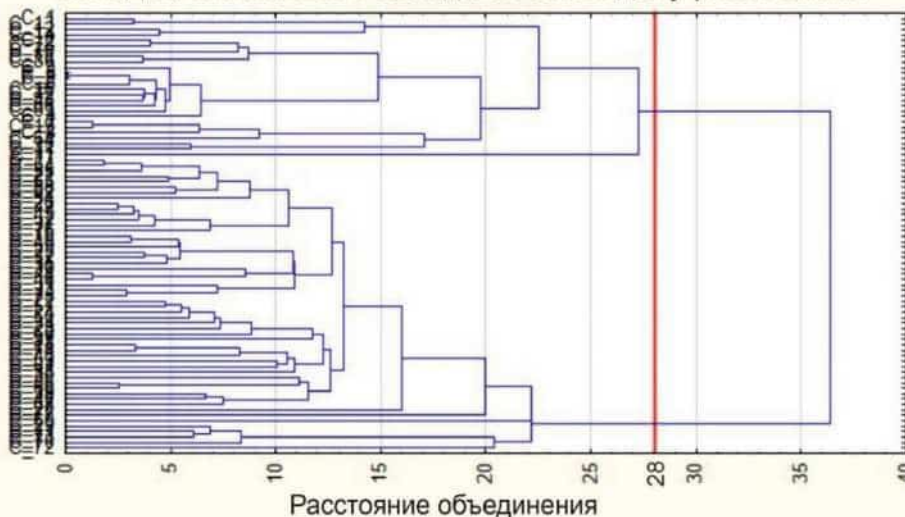
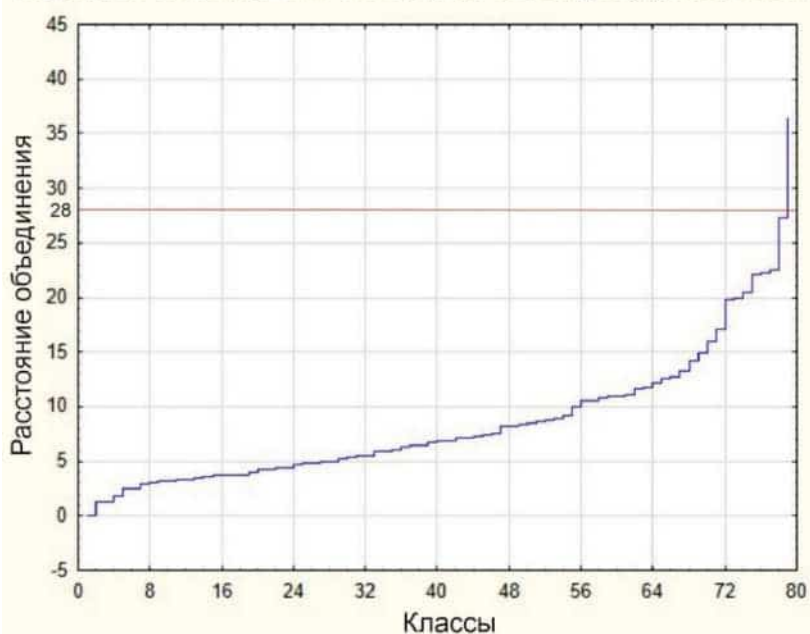


График объединения в классы
селевых бассейнов 1 порядка в Хибинах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



*красной линией на графиках обозначено значение Евклидова расстояния, принятое за границу между кластерами

Дендрограмма кластеризации
 селевых бассейнов 1 порядка в Ловозерских тундрах
 методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

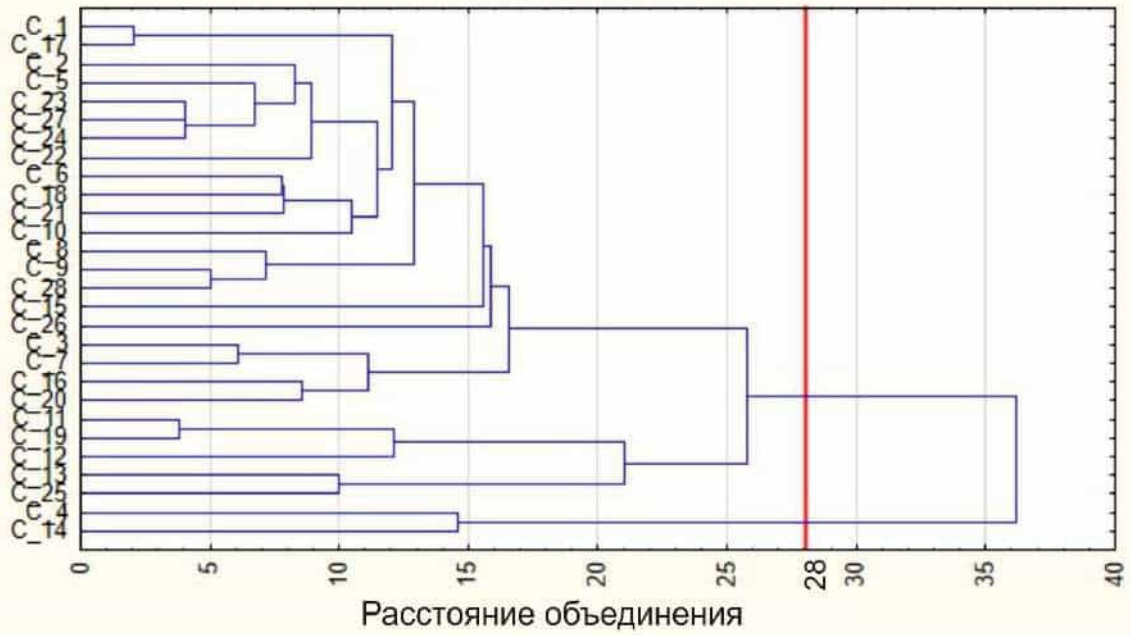
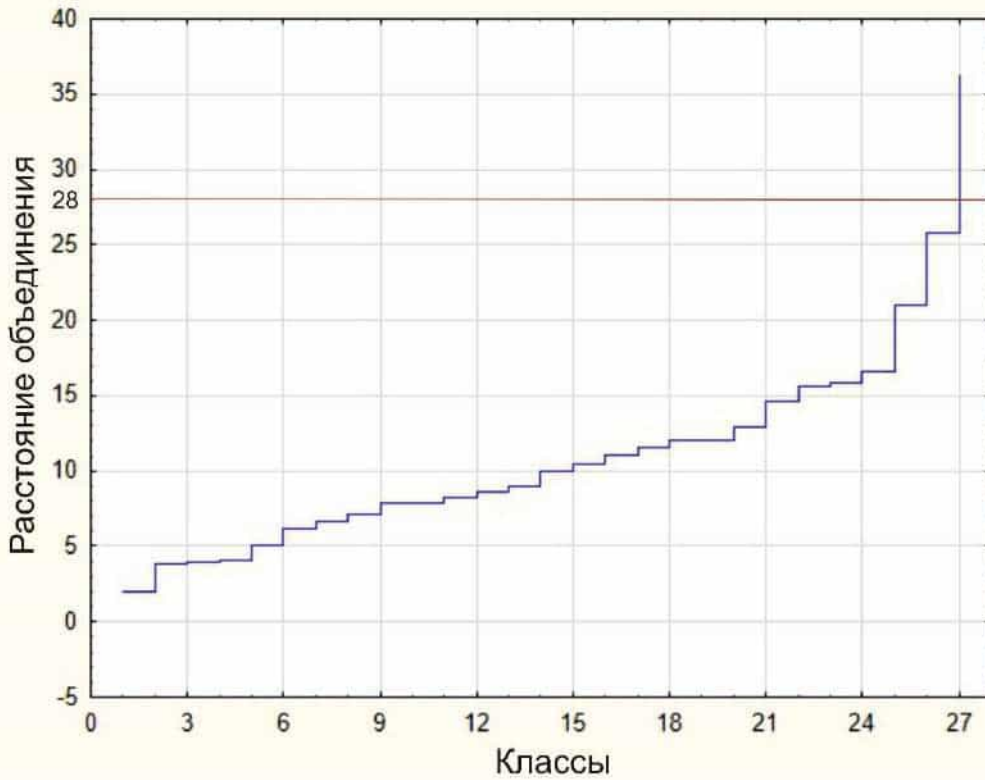


График объединения в классы
 селевых бассейнов 1 порядка в Ловозерских тундр
 методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 1 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

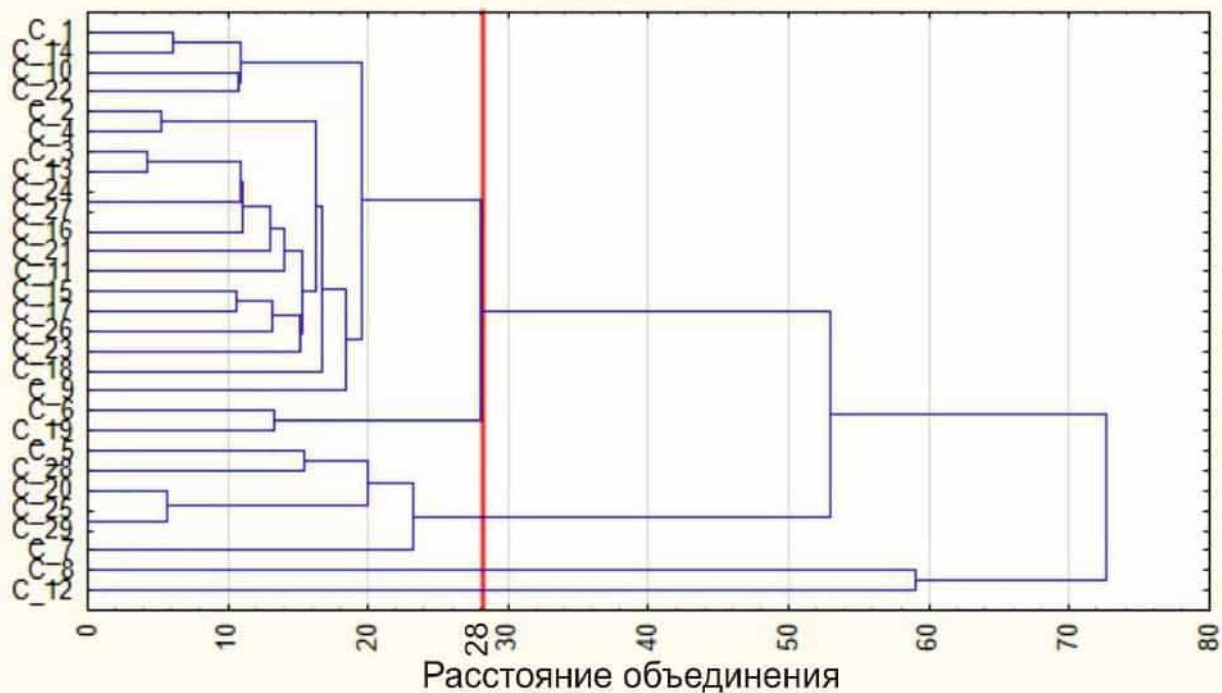
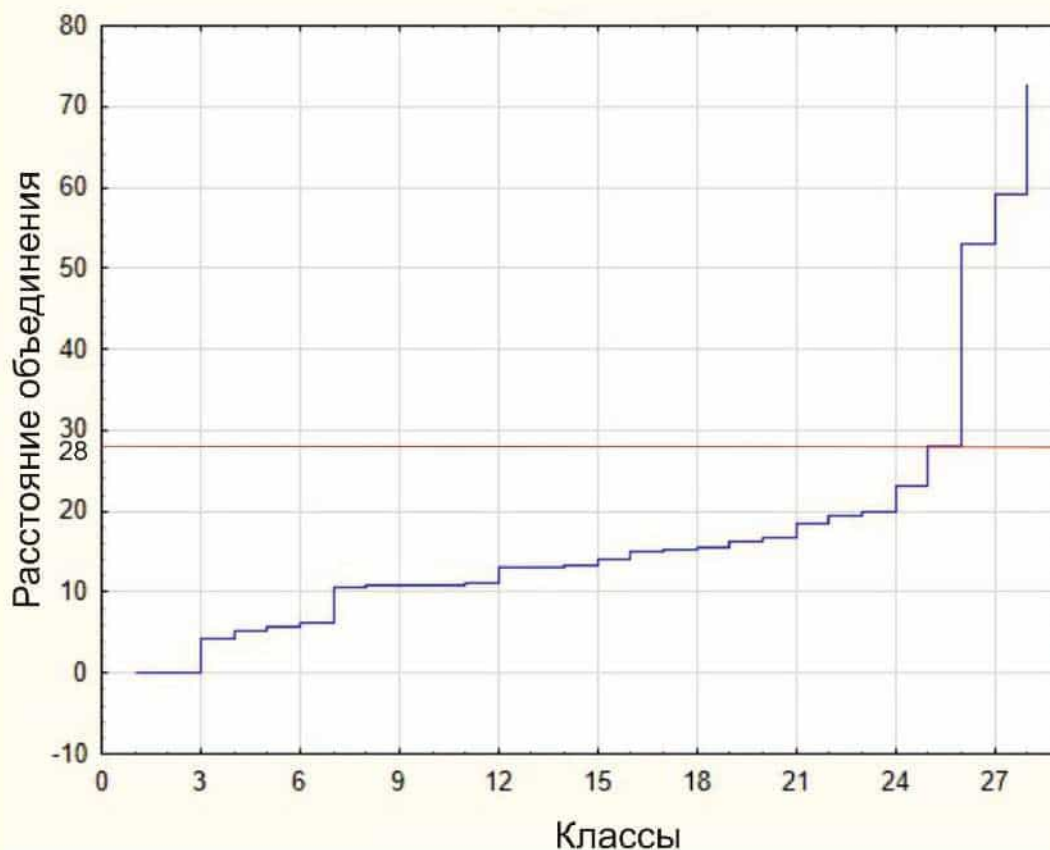


График объединения в классы селевых бассейнов 1 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 1 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

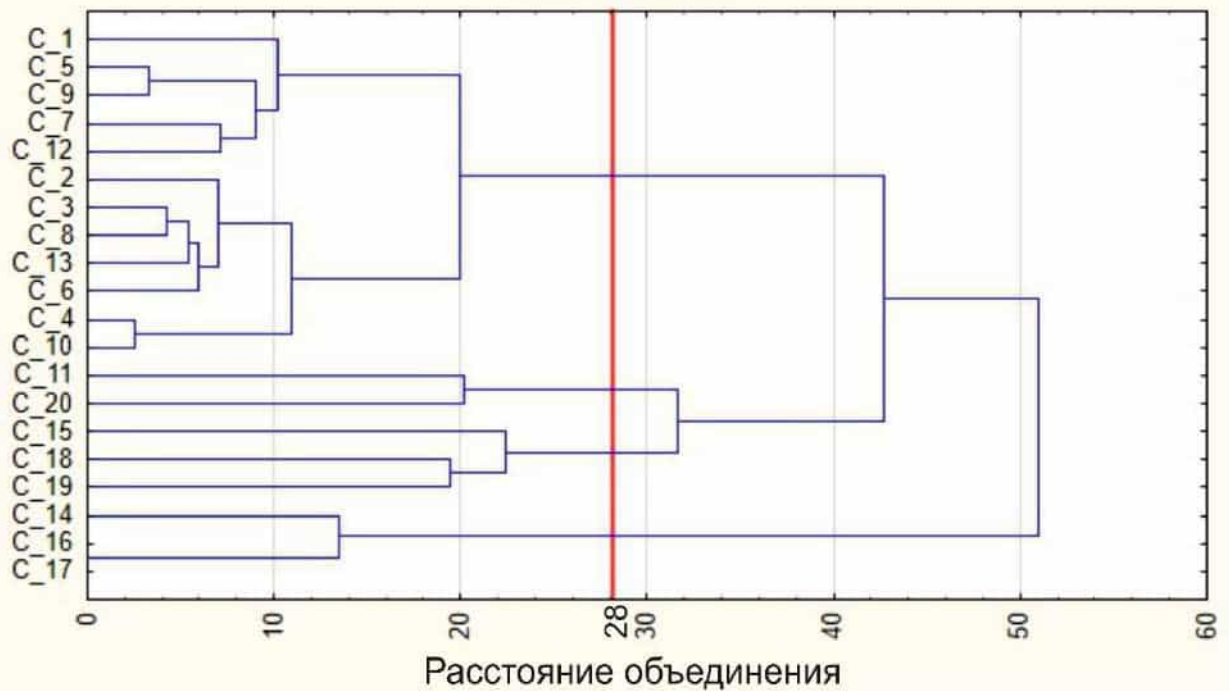
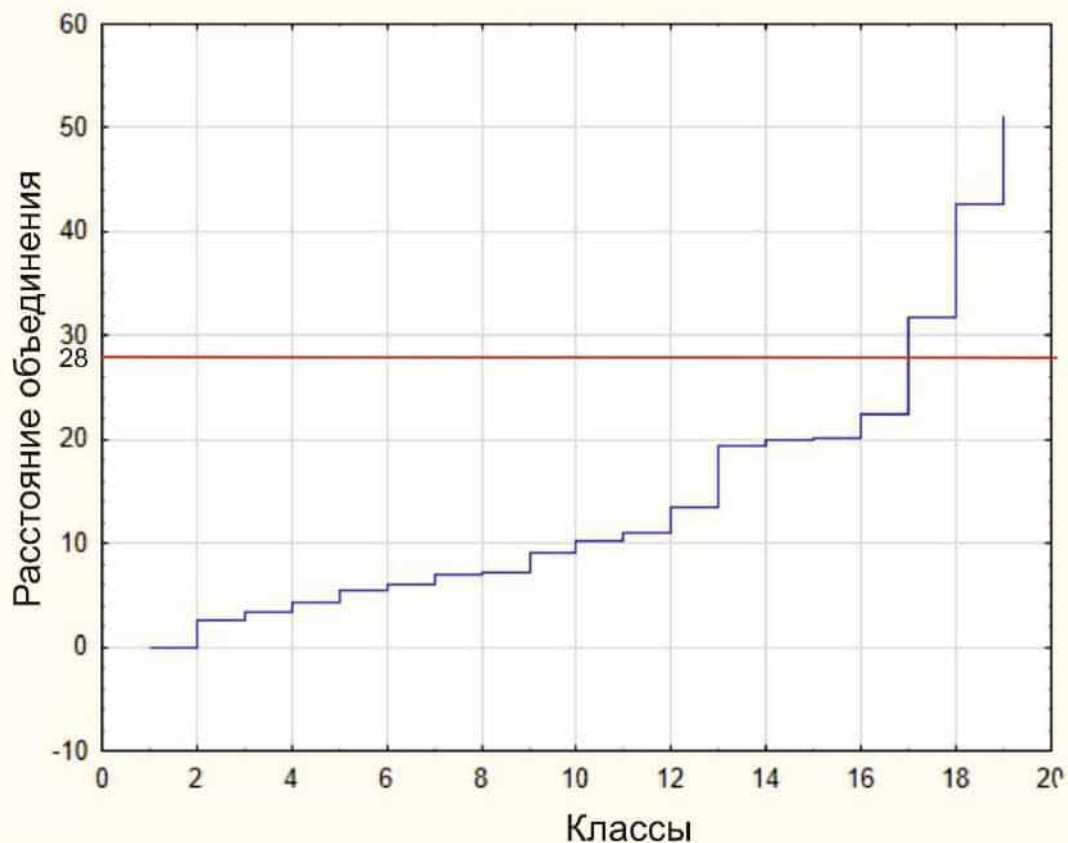


График объединения в классы селевых бассейнов 1 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 1 порядка в пределах Мал.Пайпудынского, Бол.Пайпудынского и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

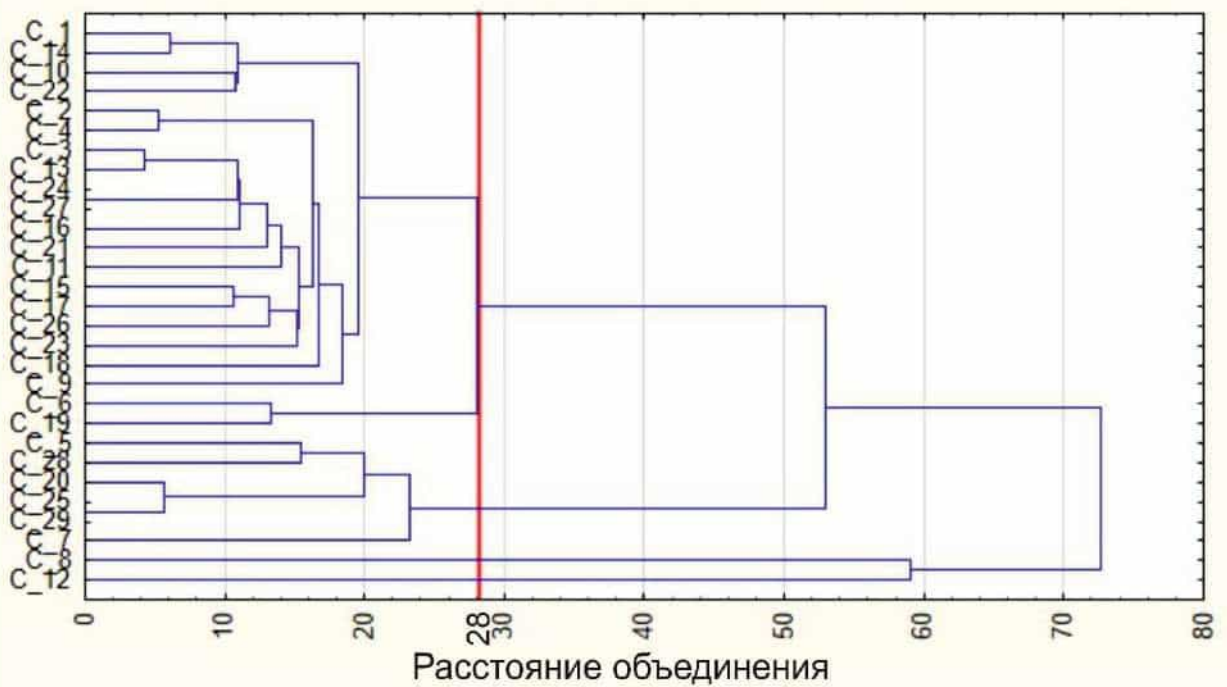
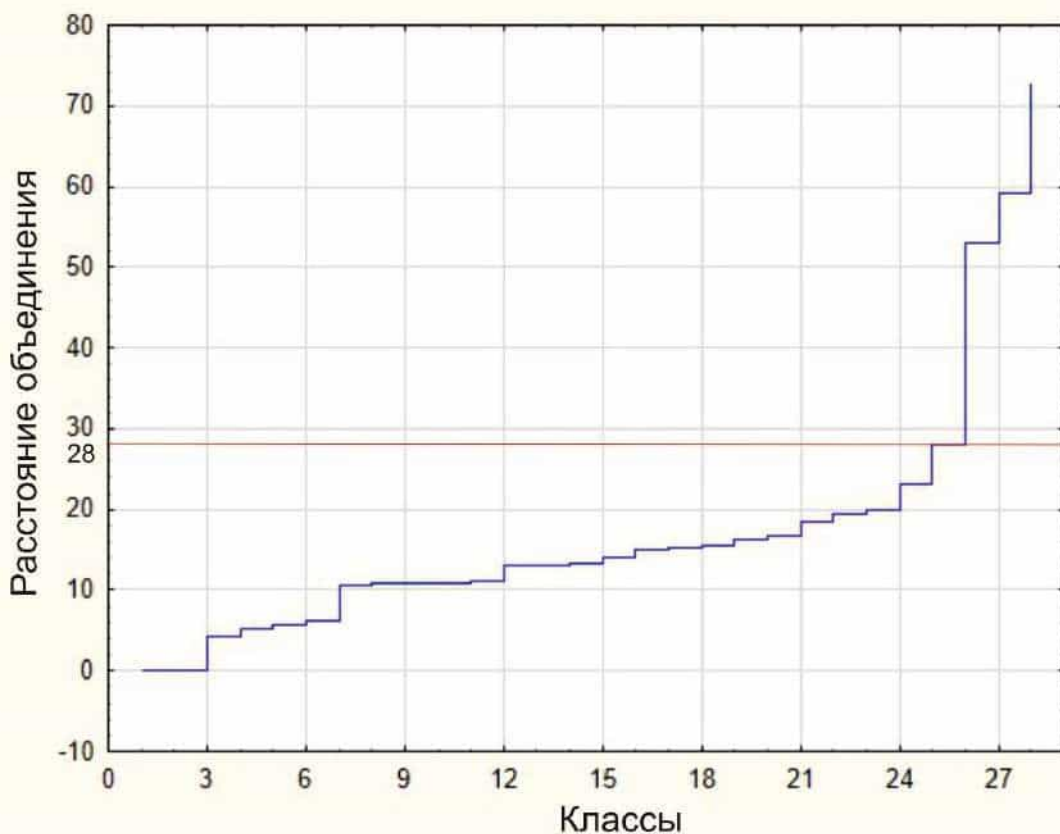


График объединения в классы селевых бассейнов 1 порядка в пределах Мал.Пайпудынского, Бол.Пайпудынского и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Г2. Результаты кластеризации средних значений крутизны и высоты селевых бассейнов 2 порядка

Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

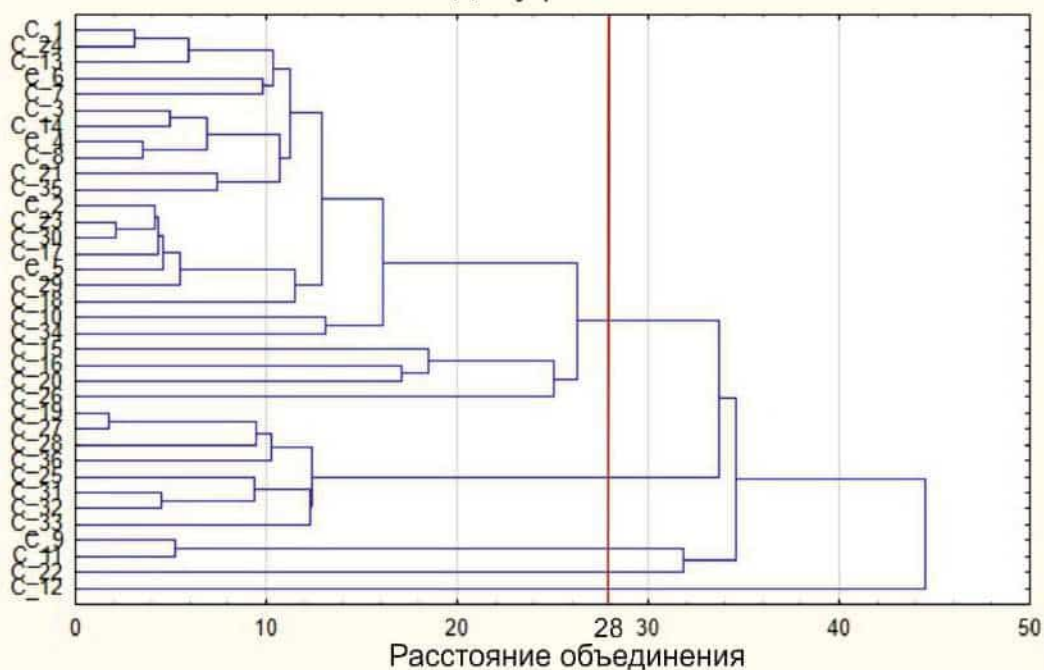
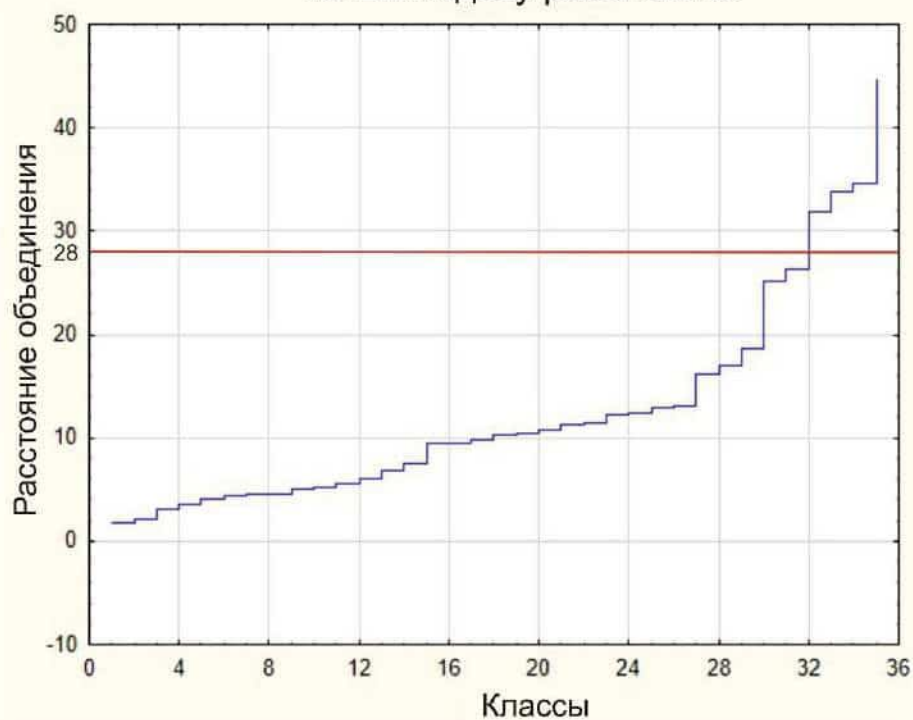


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в Ловозерских тундрах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

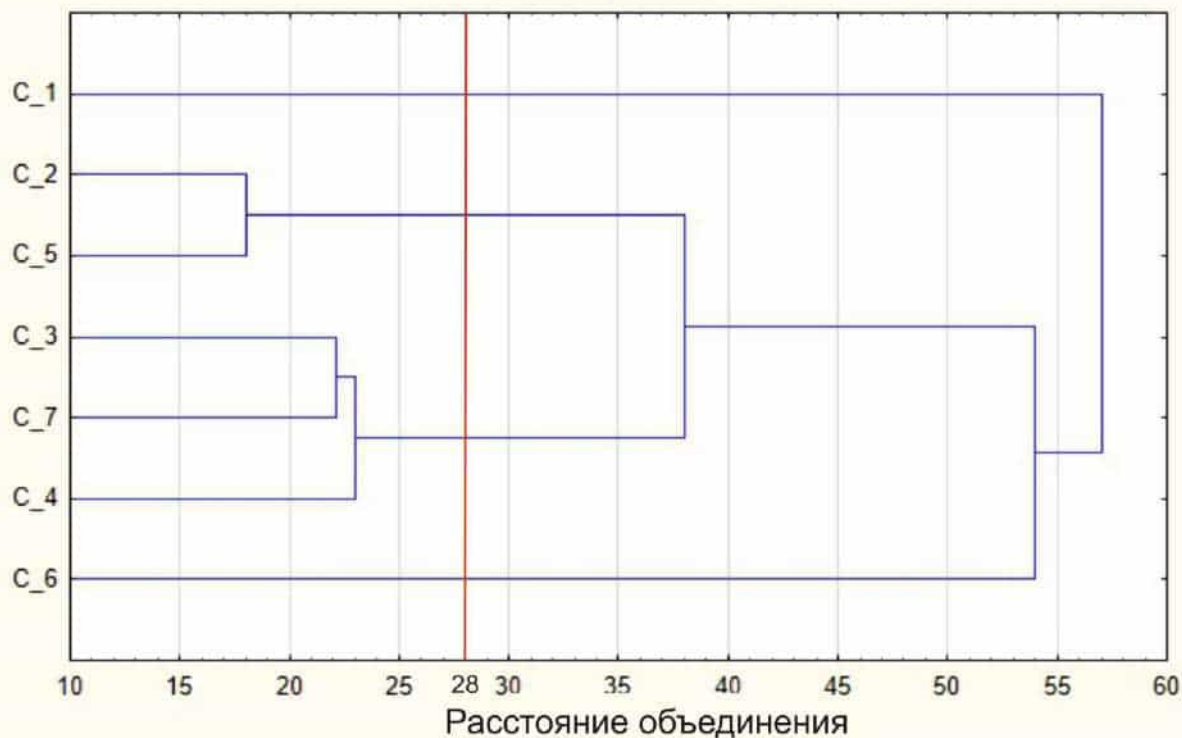
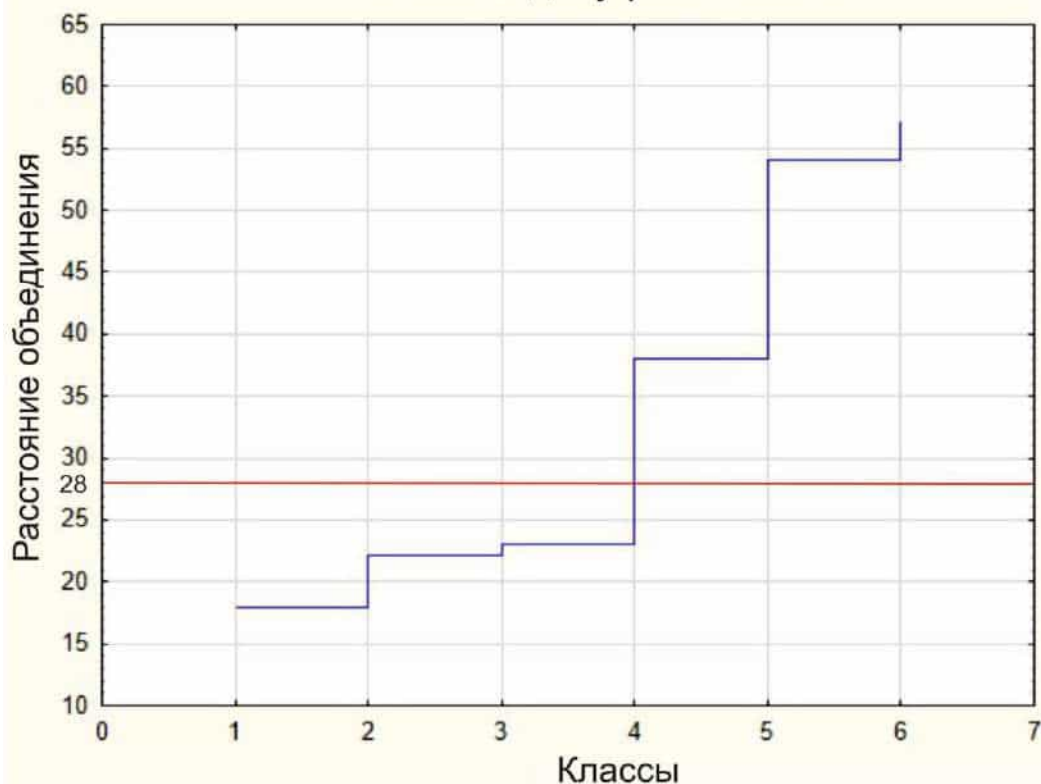


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в Ловозерских тундрах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка
в Монче-, Чуна и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

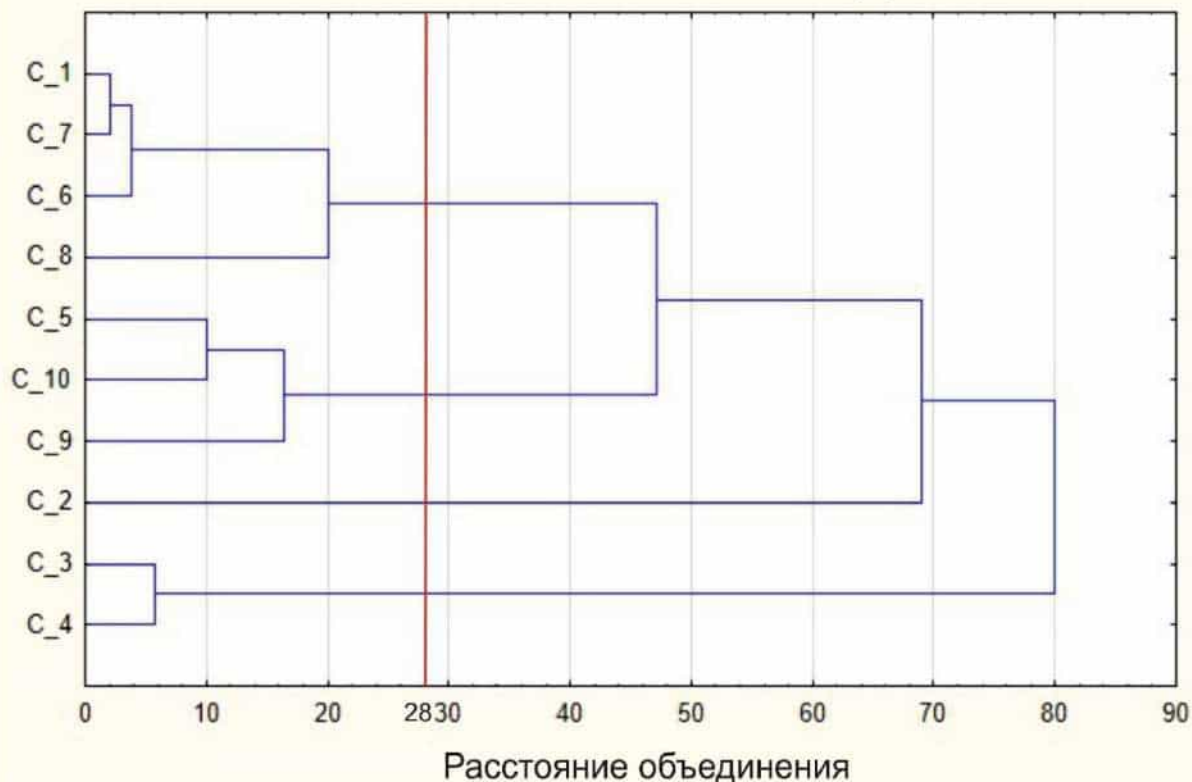
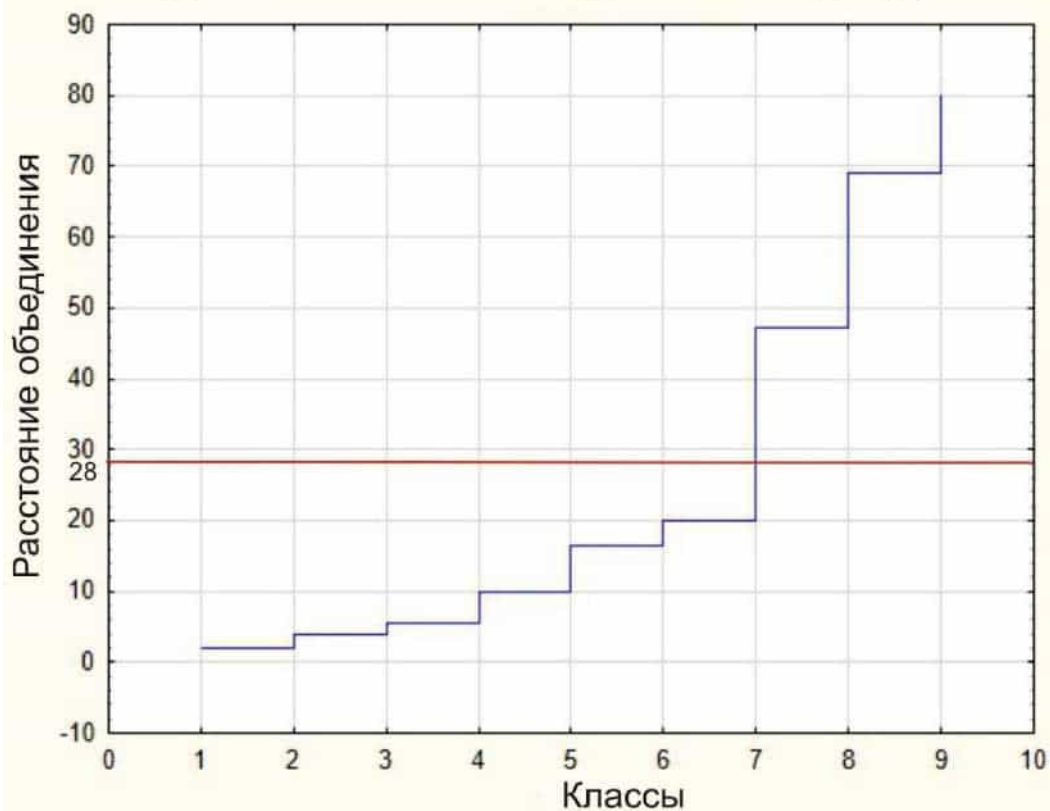


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка
в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в пределах хр.Оченырды, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

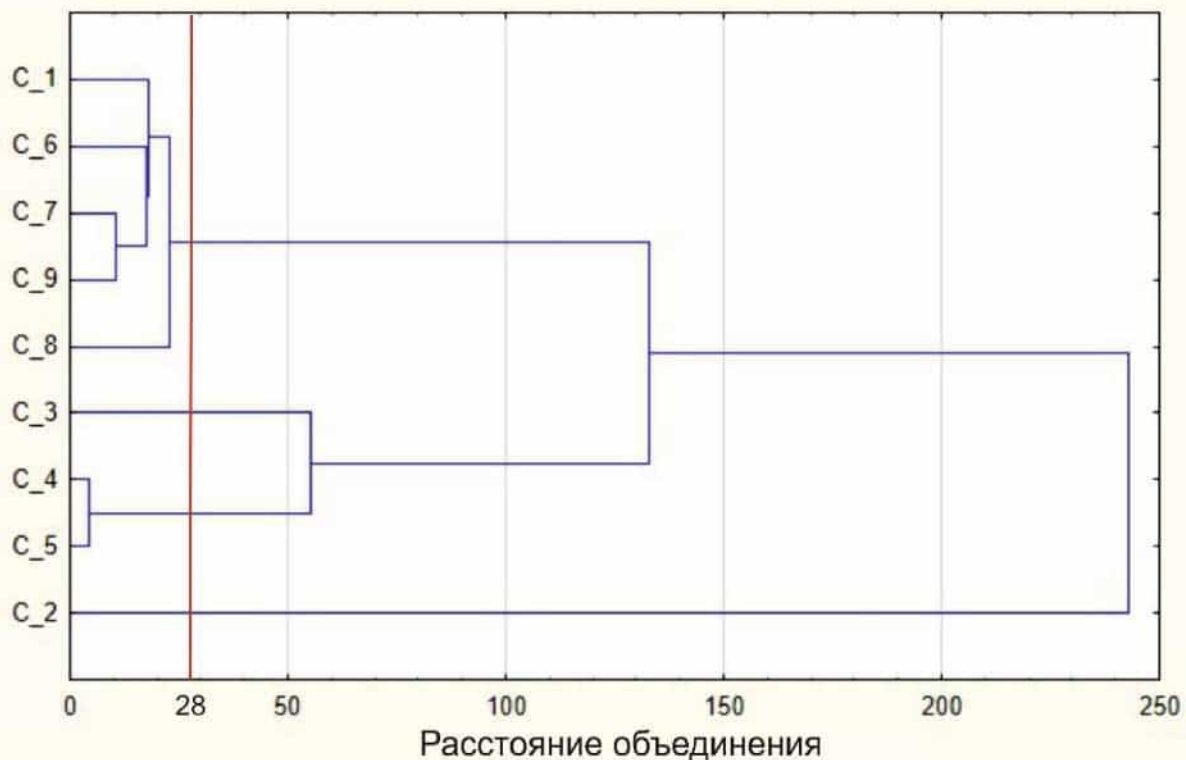
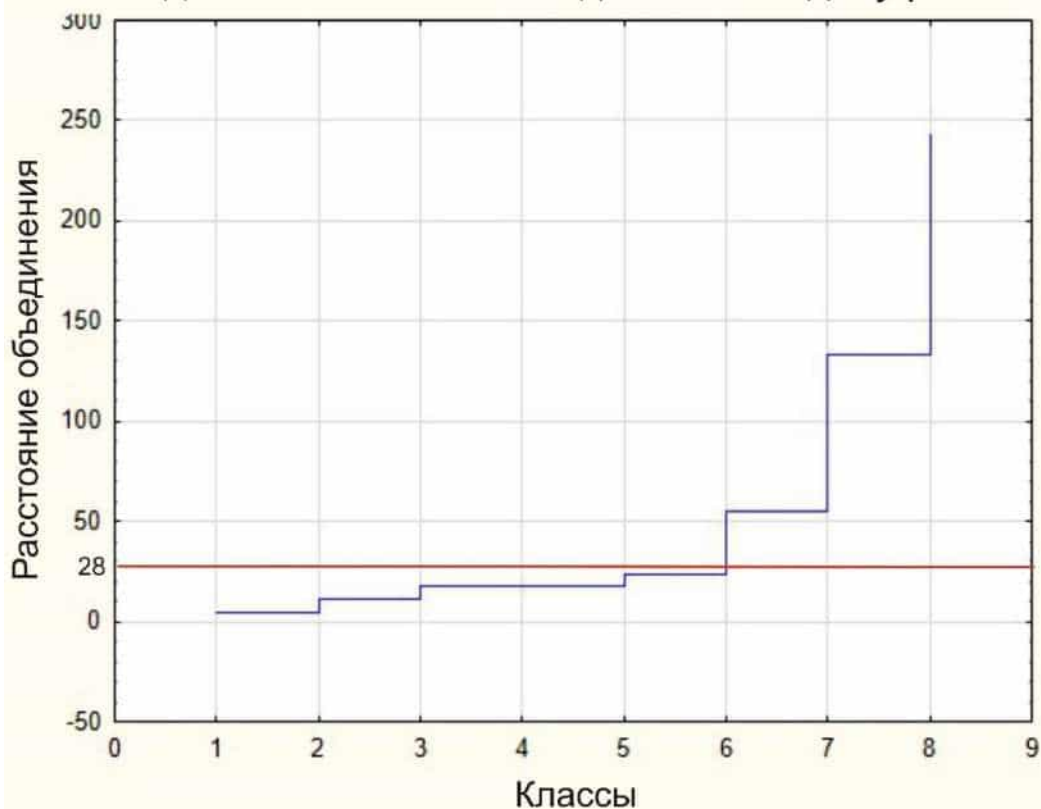


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в пределах хр.Оченырды, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

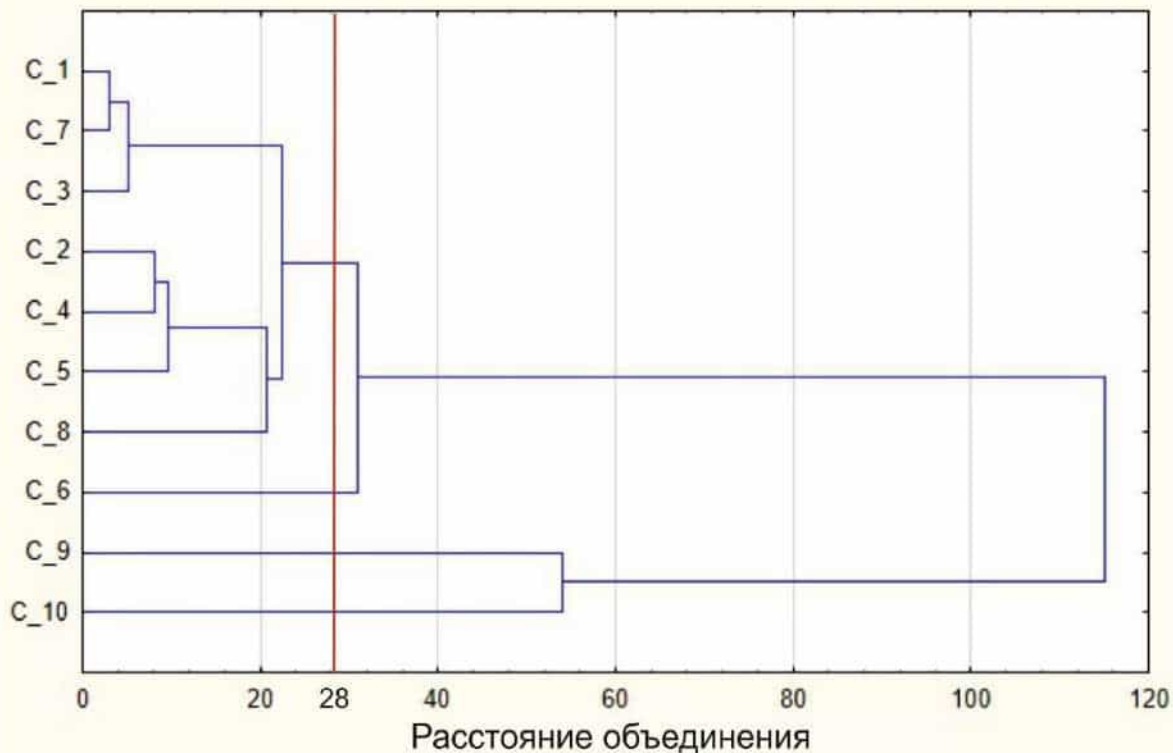
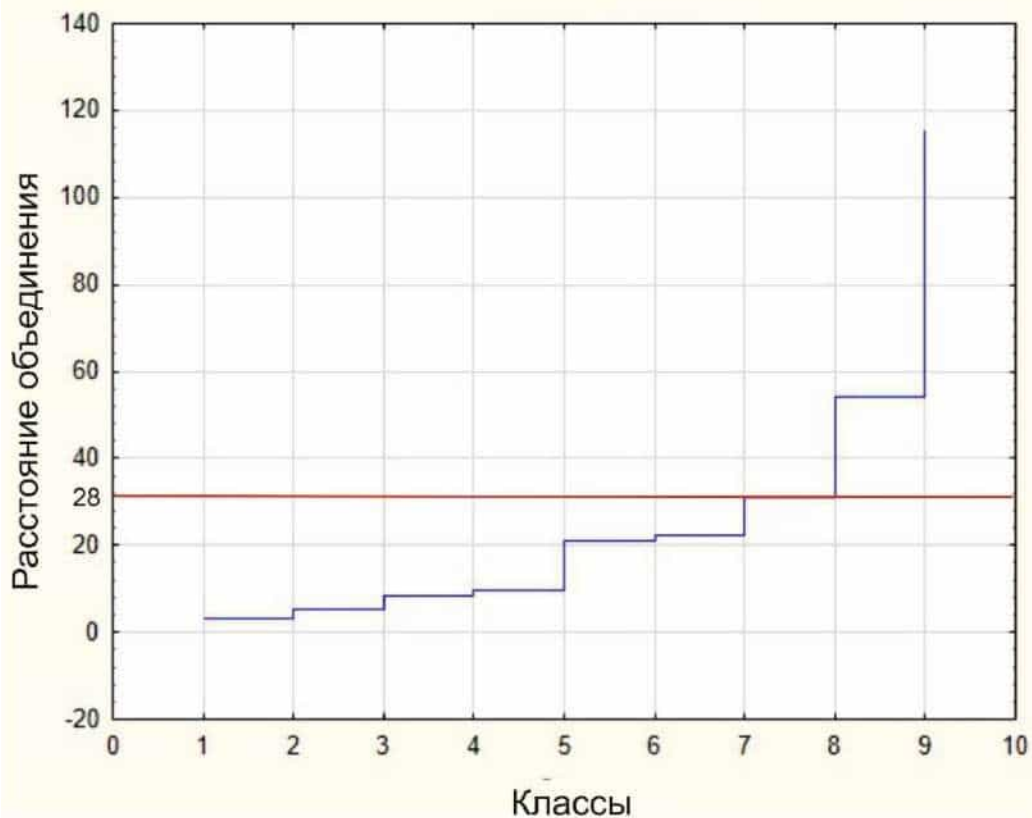


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в пределах Мал.Пайпудынского хр., Бол.Пайпудынского хр. и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

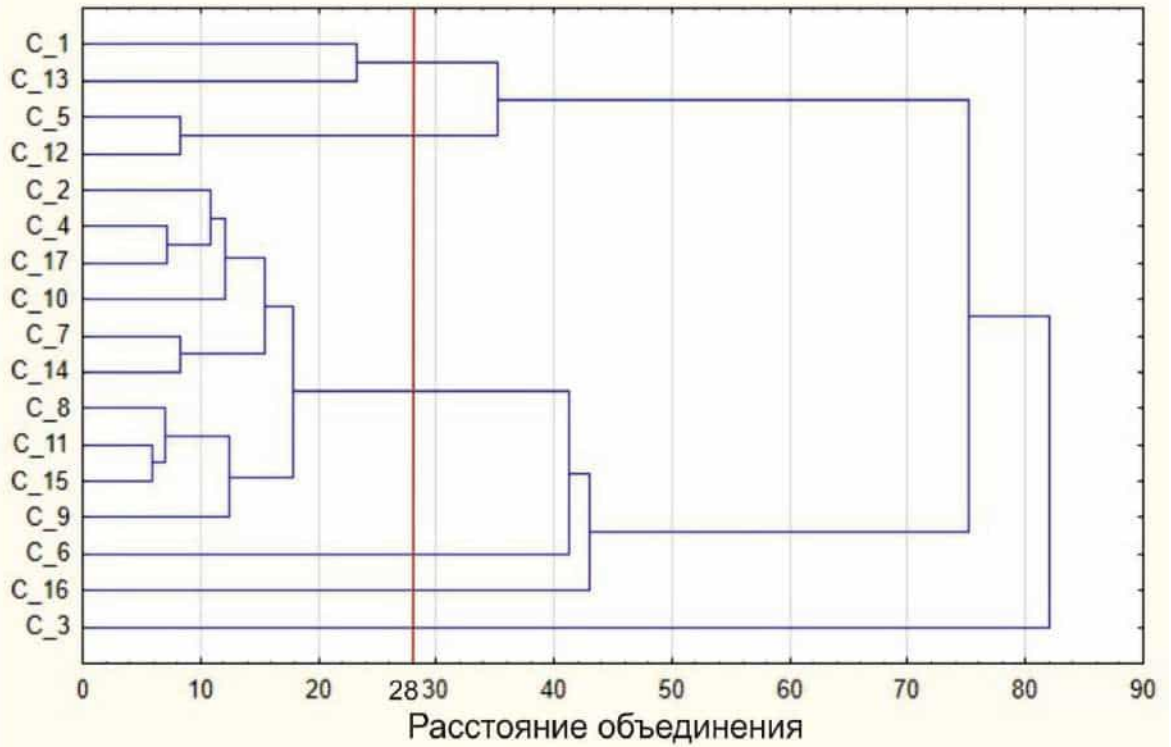
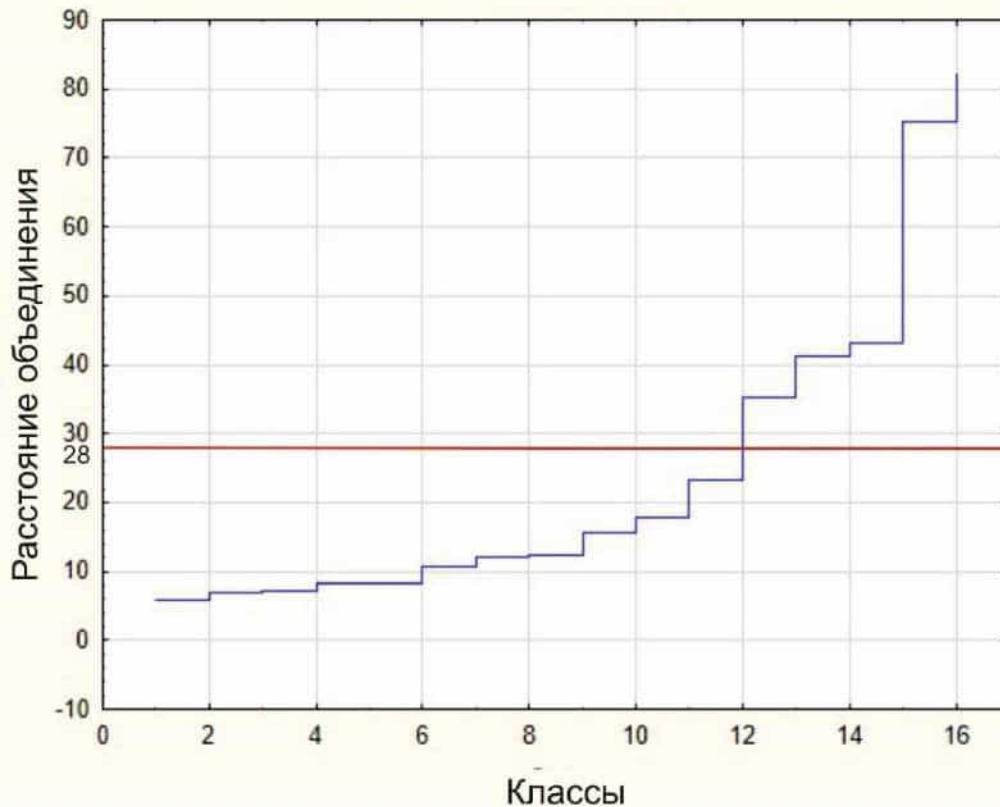


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в пределах Мал.Пайпудынского хр., Бол.Пайпудынского хр. и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Г3. Результаты кластеризации значений длины и высоты истока селевых тальвегов 1 порядка

Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

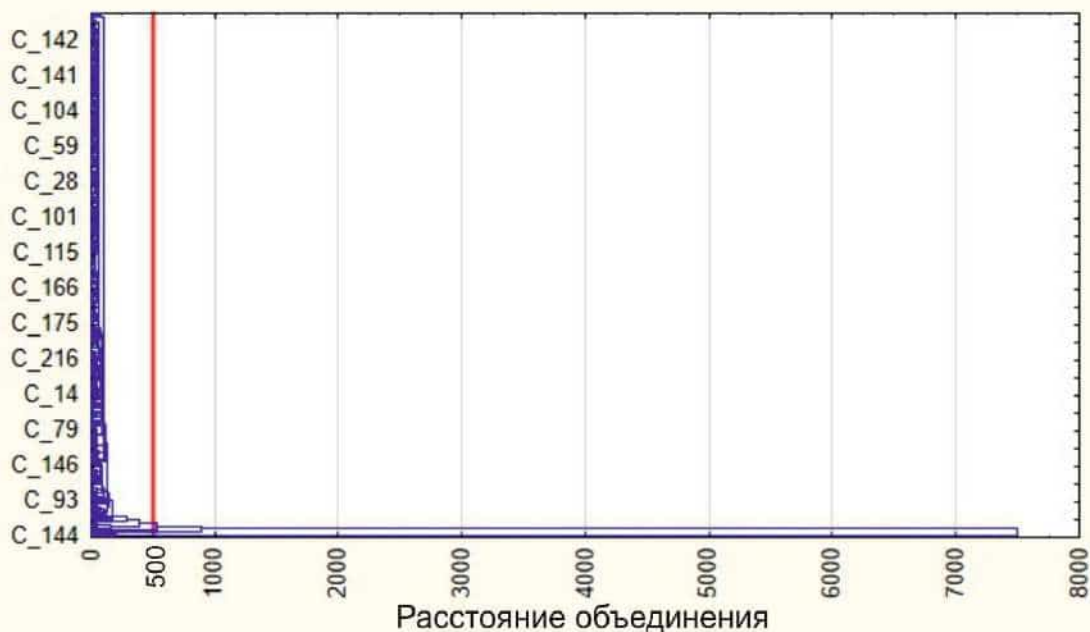
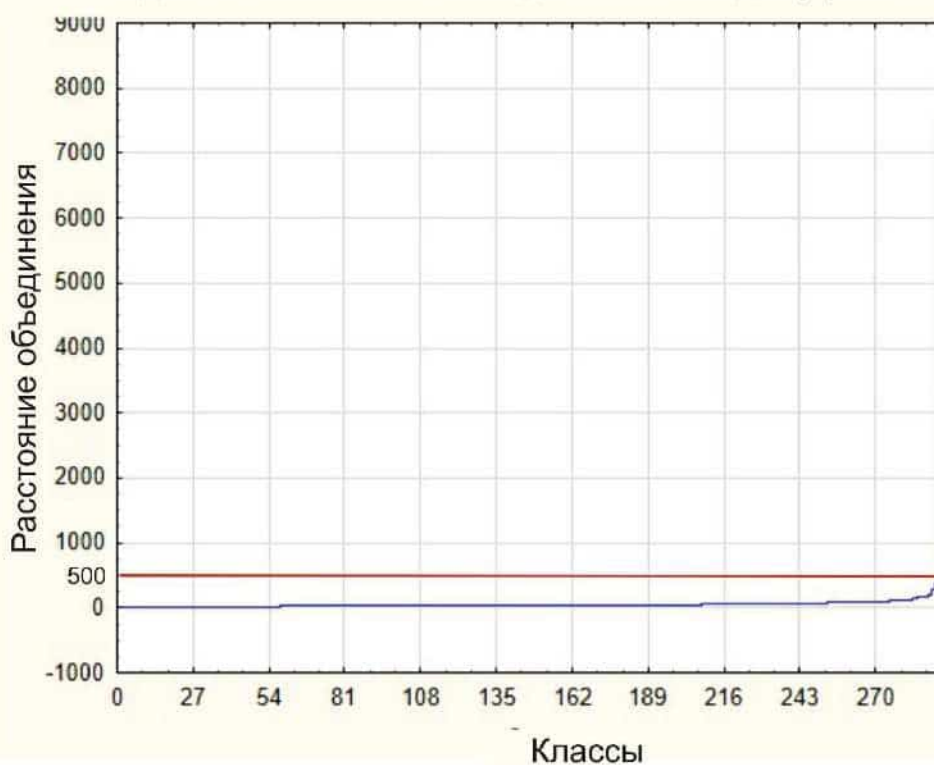


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка
в Ловозерских тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

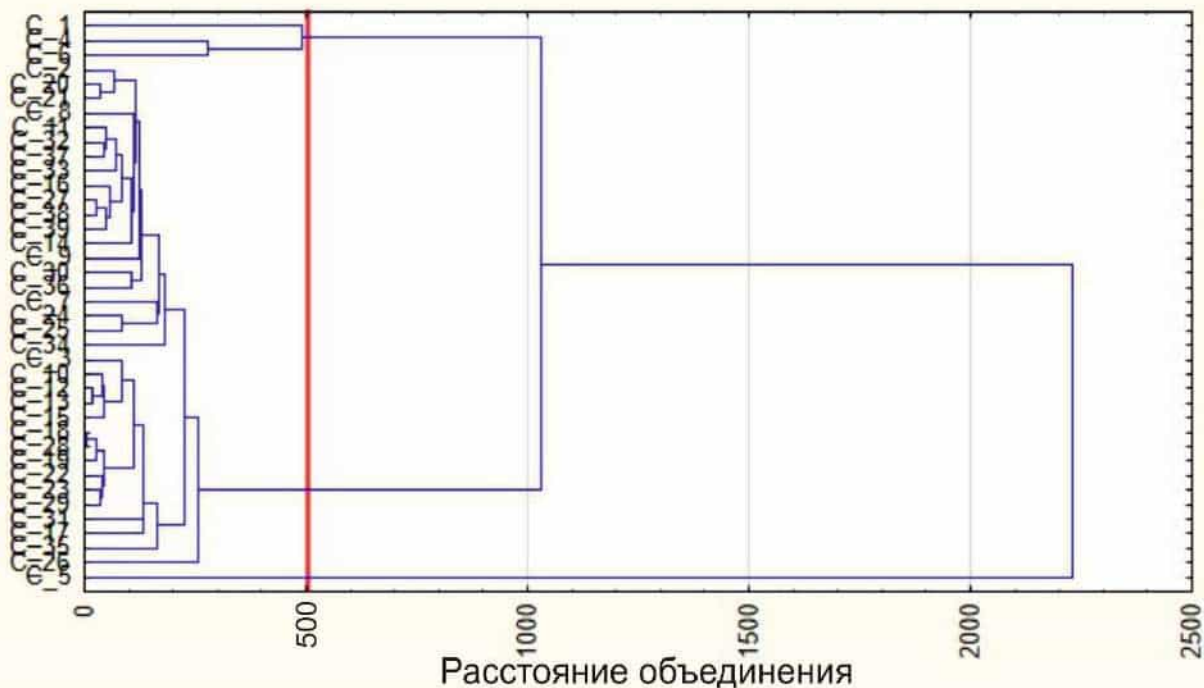
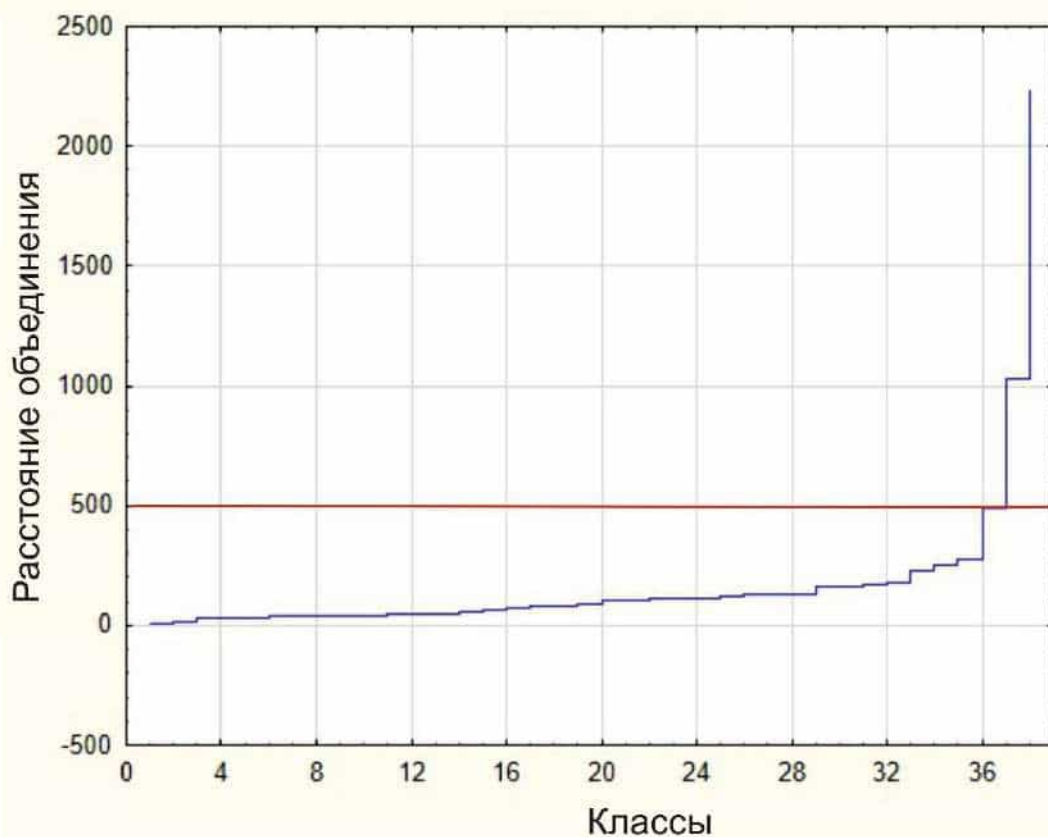


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка
в Ловозерских тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка
в Монче-, Чуна и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

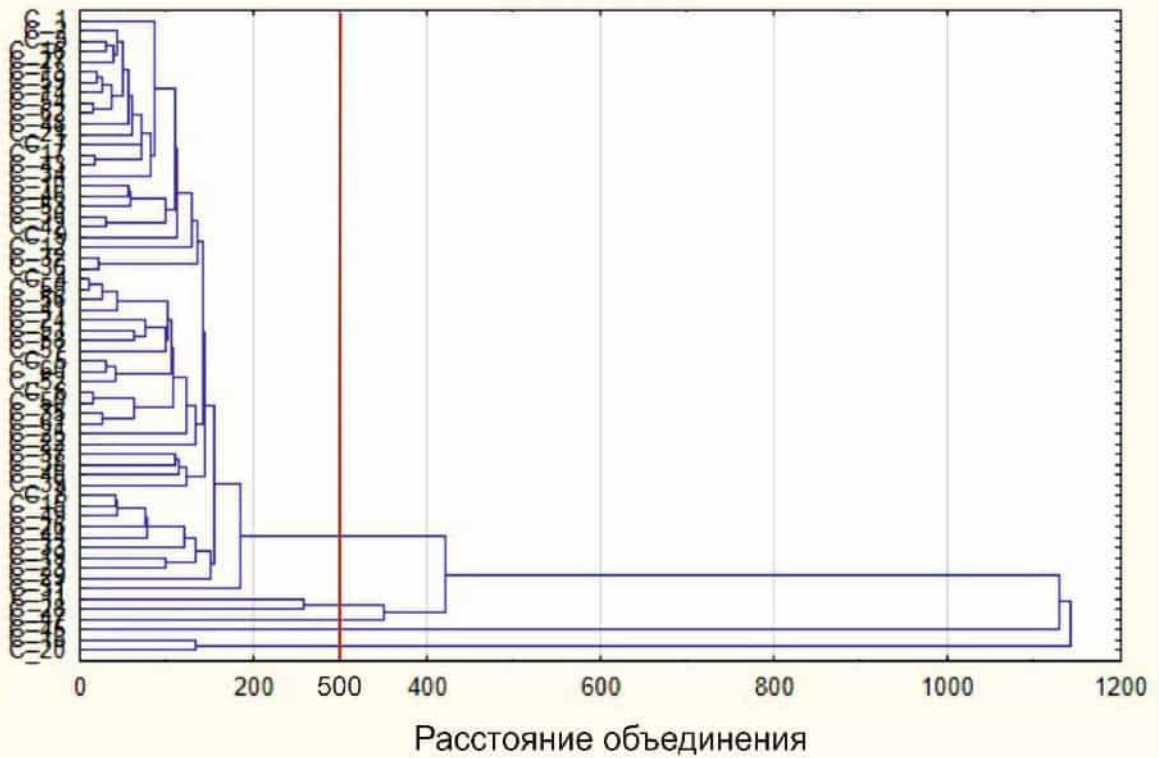
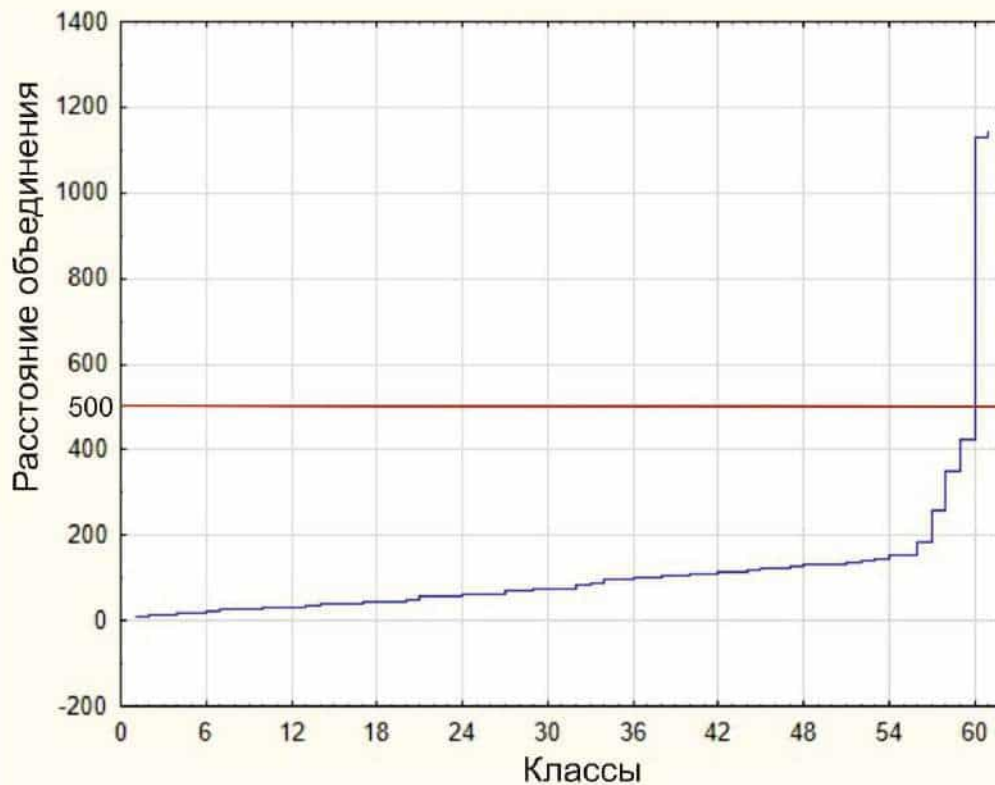


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка
в Монче-, Чуна и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ, хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

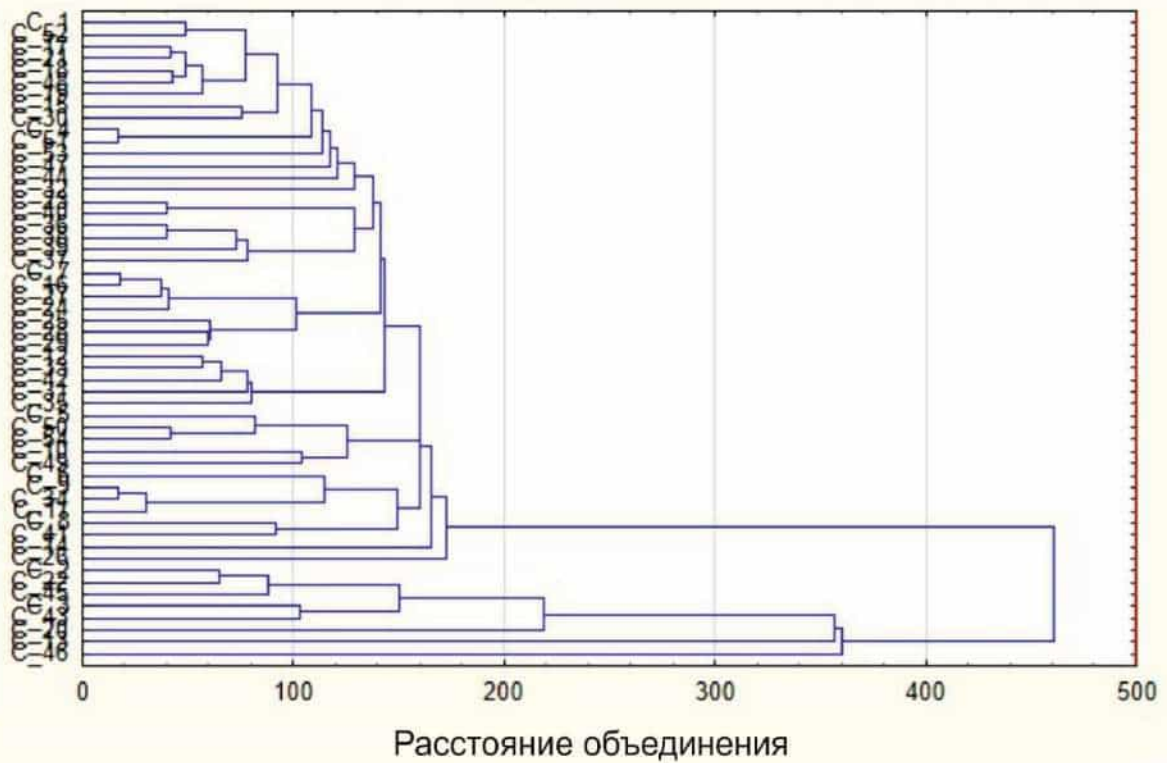
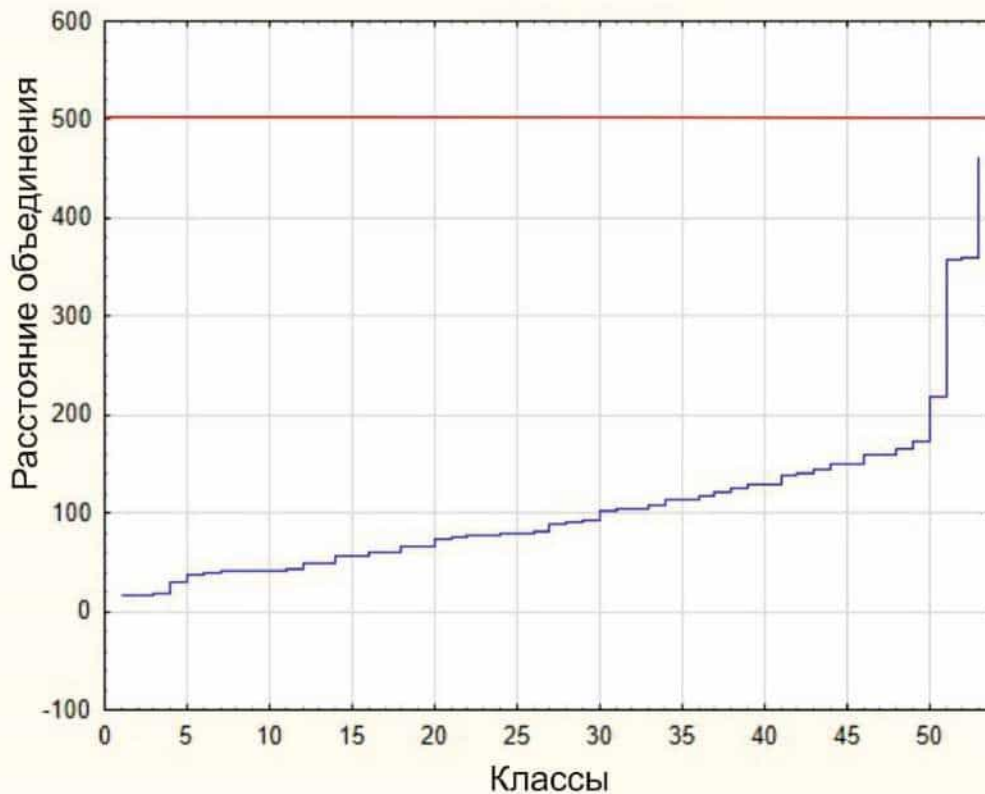


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ, хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

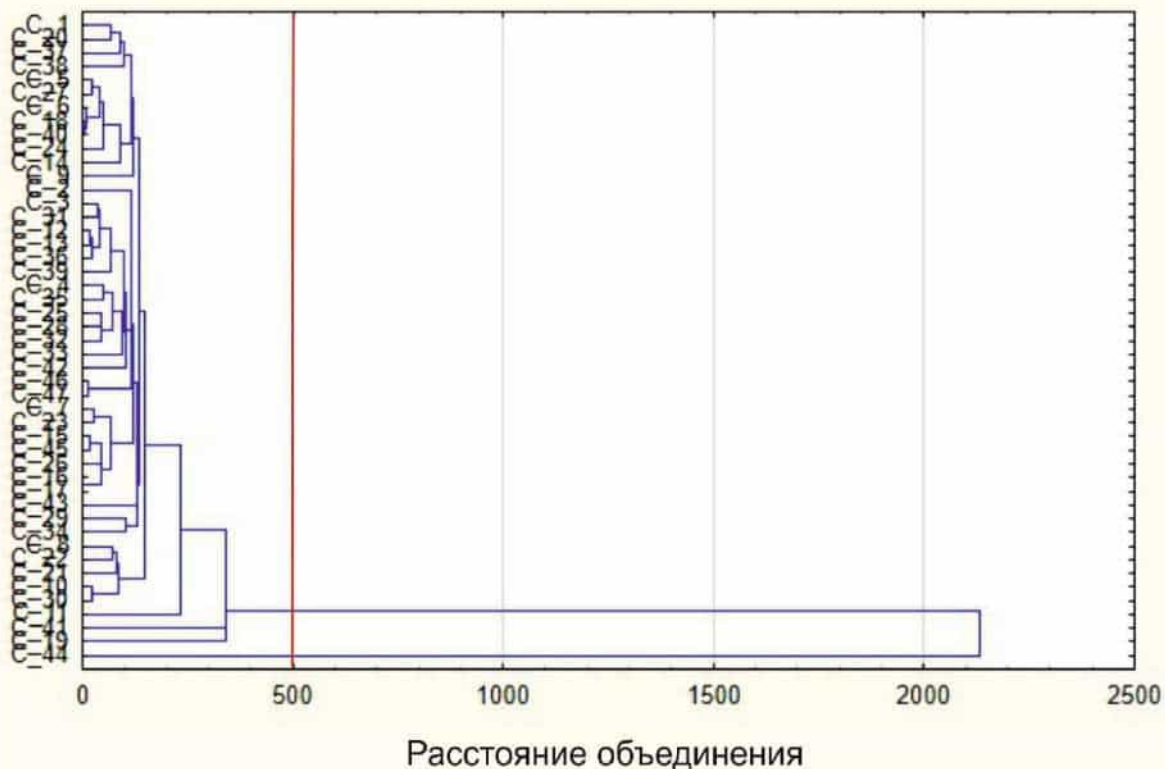
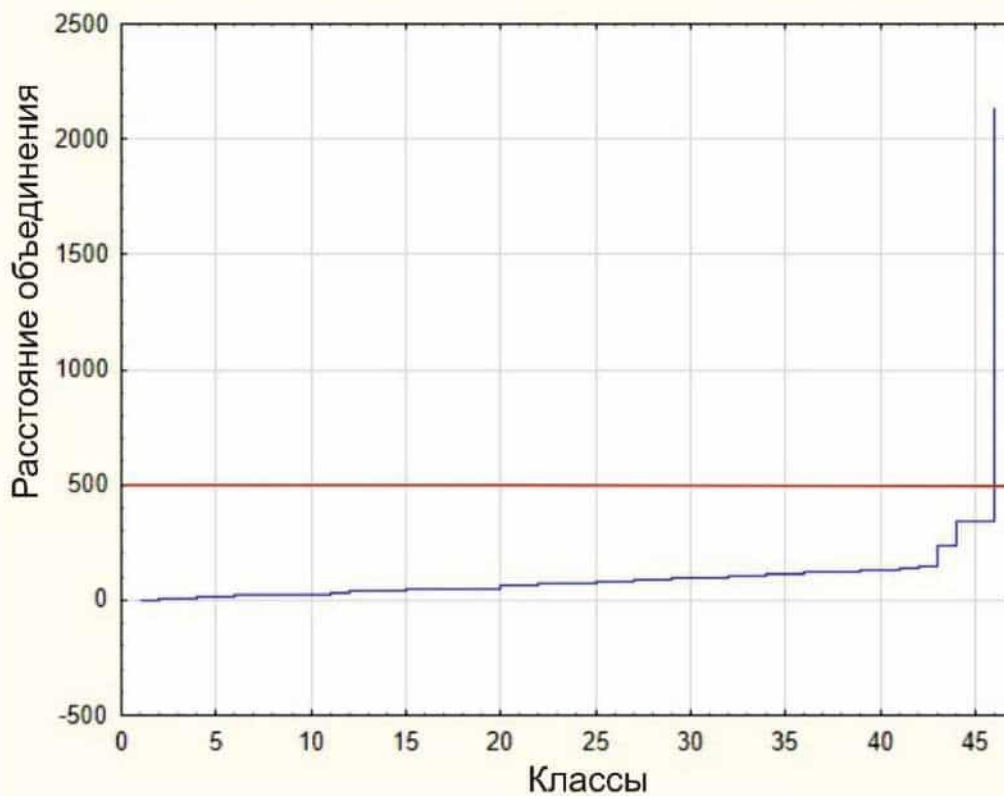


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых тальвегов 1 порядка в пределах Мал.Пайпудынского, Бол.Пайпудынского и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

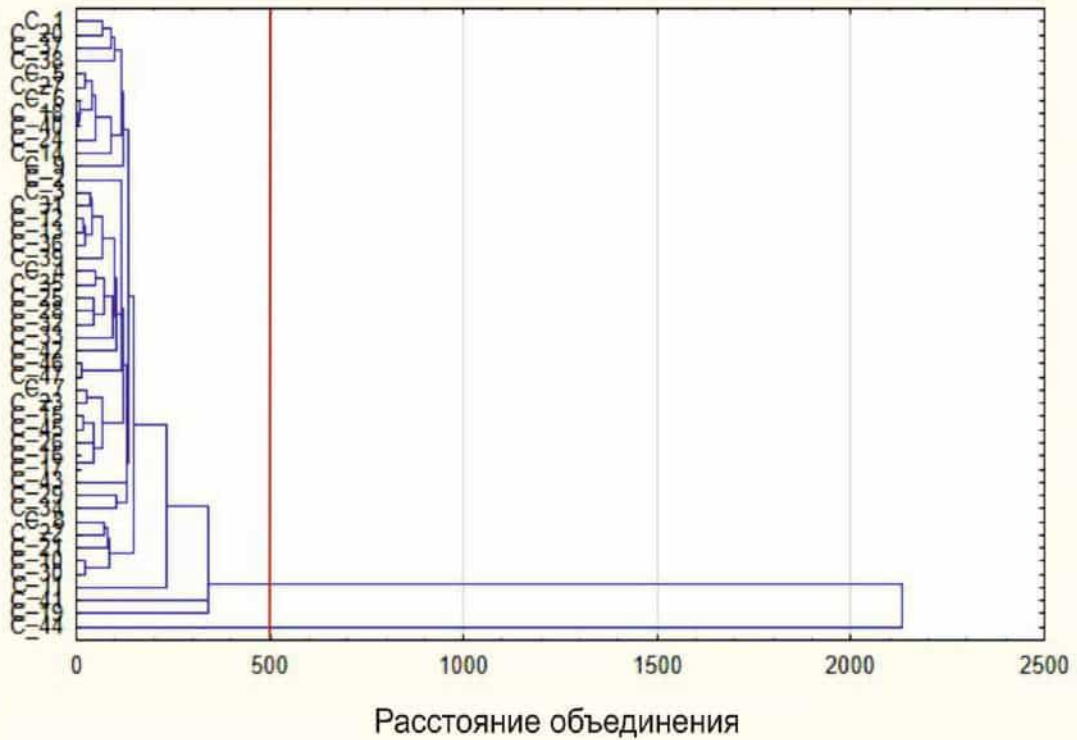
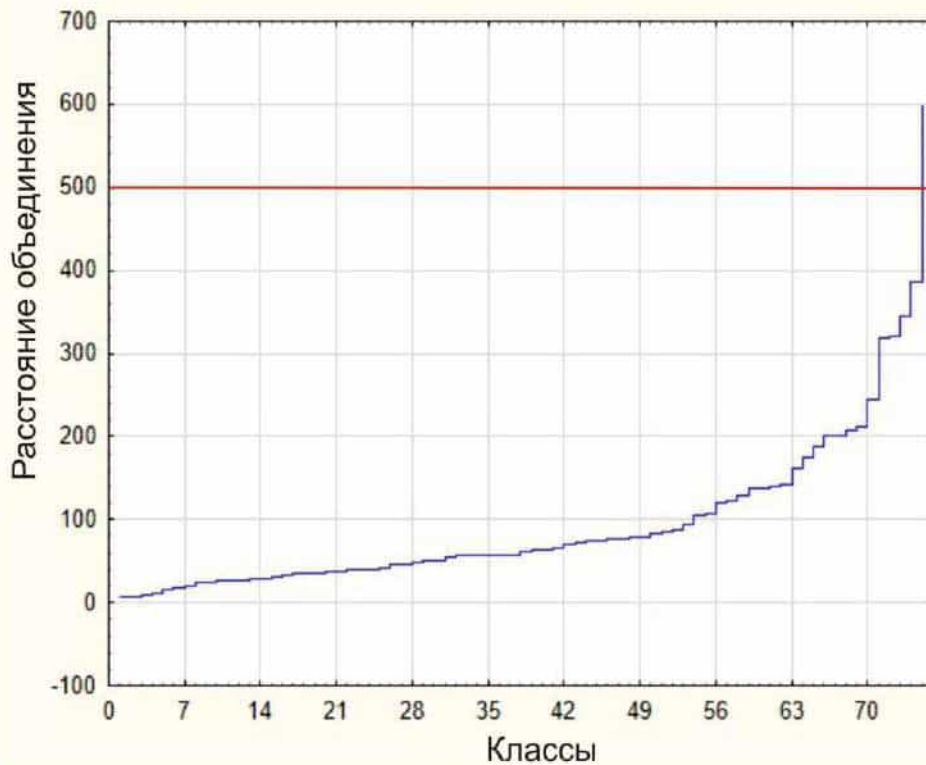


График объединения в классы селевых тальвегов 1 порядка в пределах Мал.Пайпудынского, Бол.Пайпудынского и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Г4. Результаты кластеризации значений длины и высоты истока селевых тальвегов 2 порядка

Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

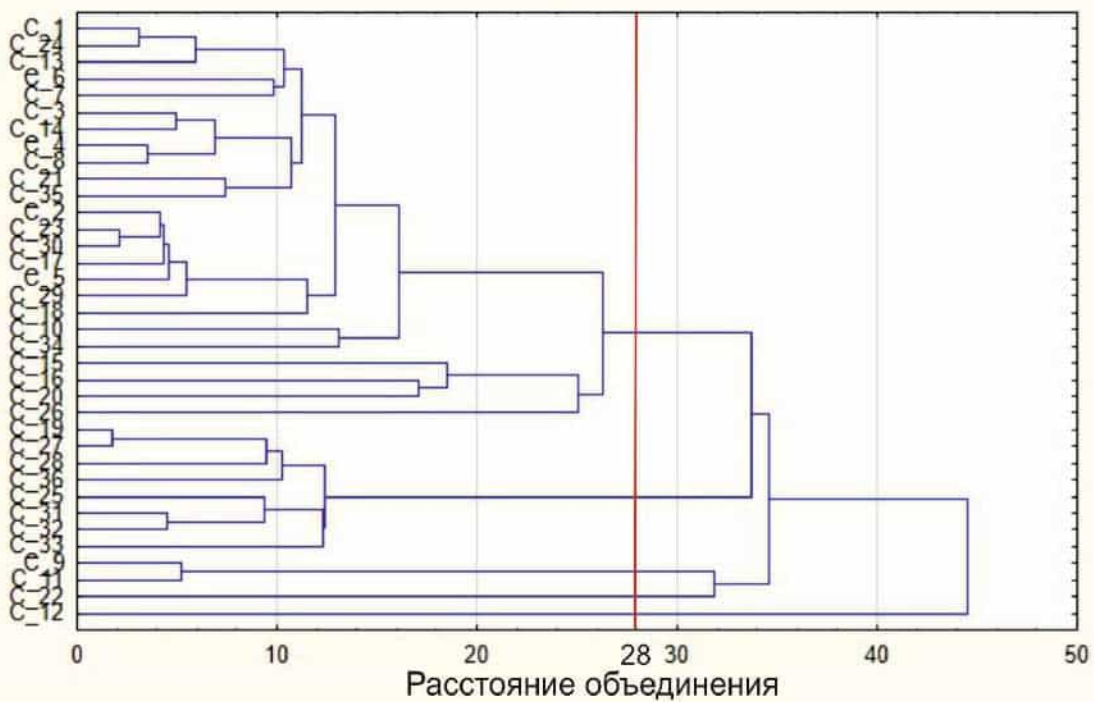
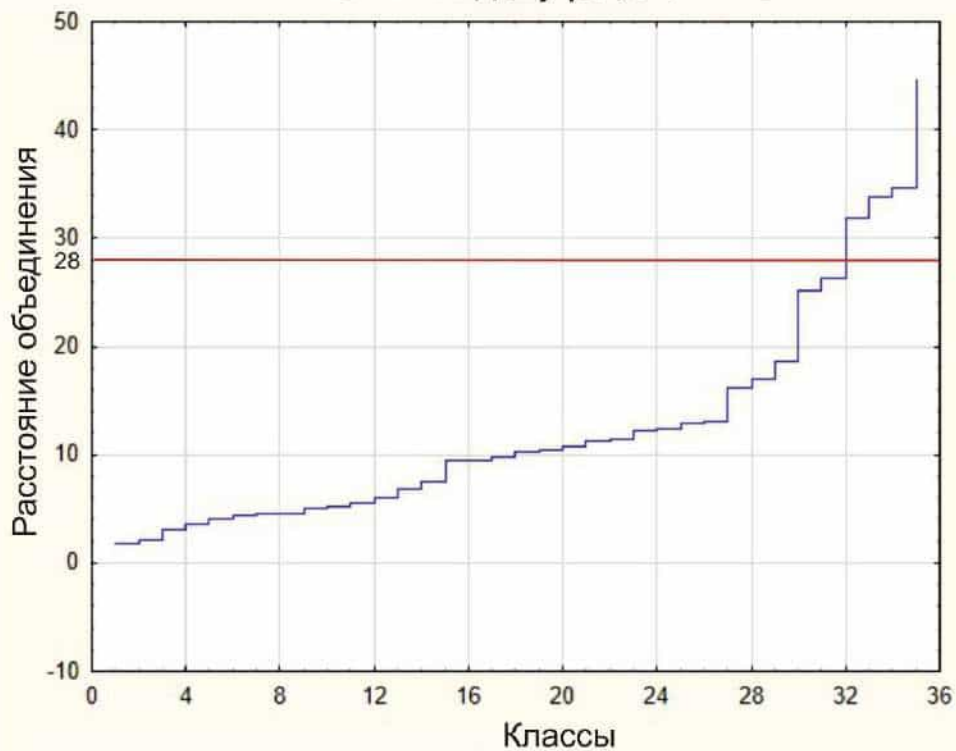


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в Хибинах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в Ловозерских тундрах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

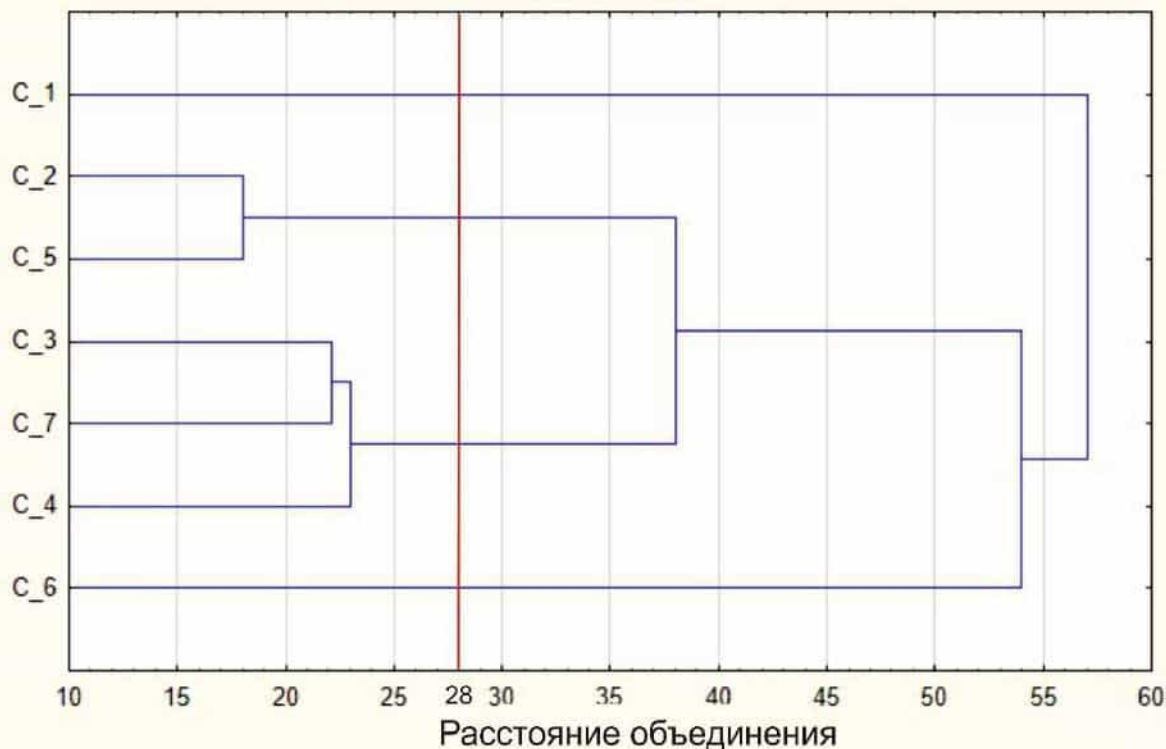
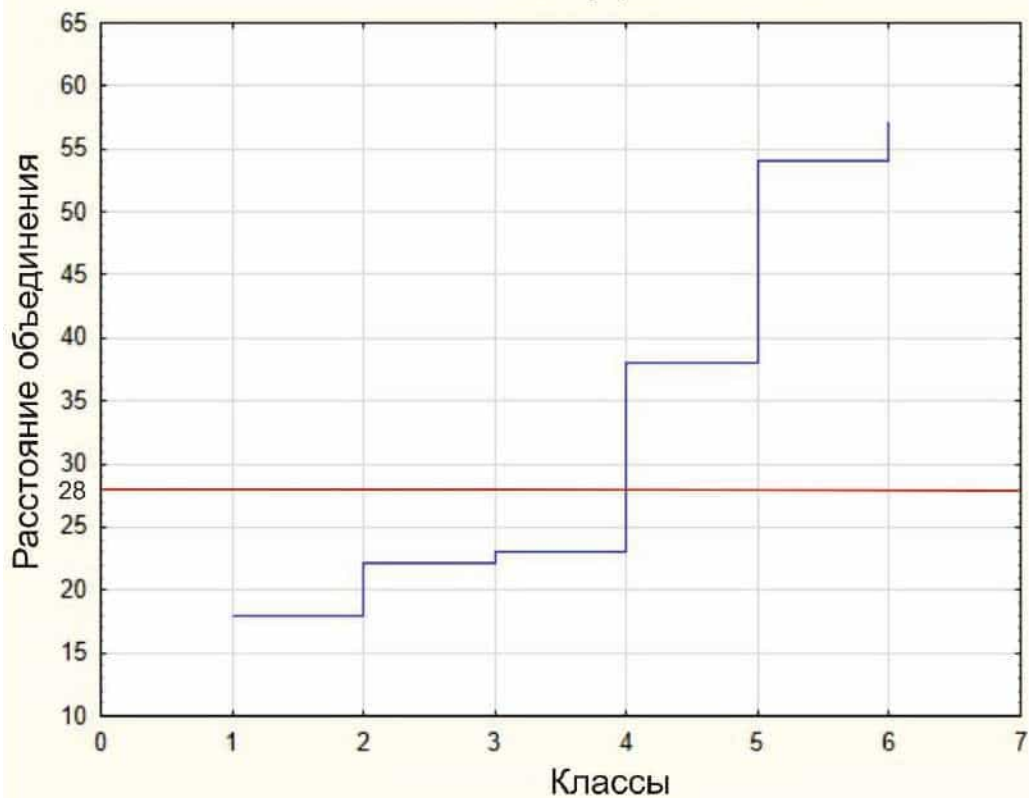


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в Ловозерских тундрах методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка
в Монче-, Чуна и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

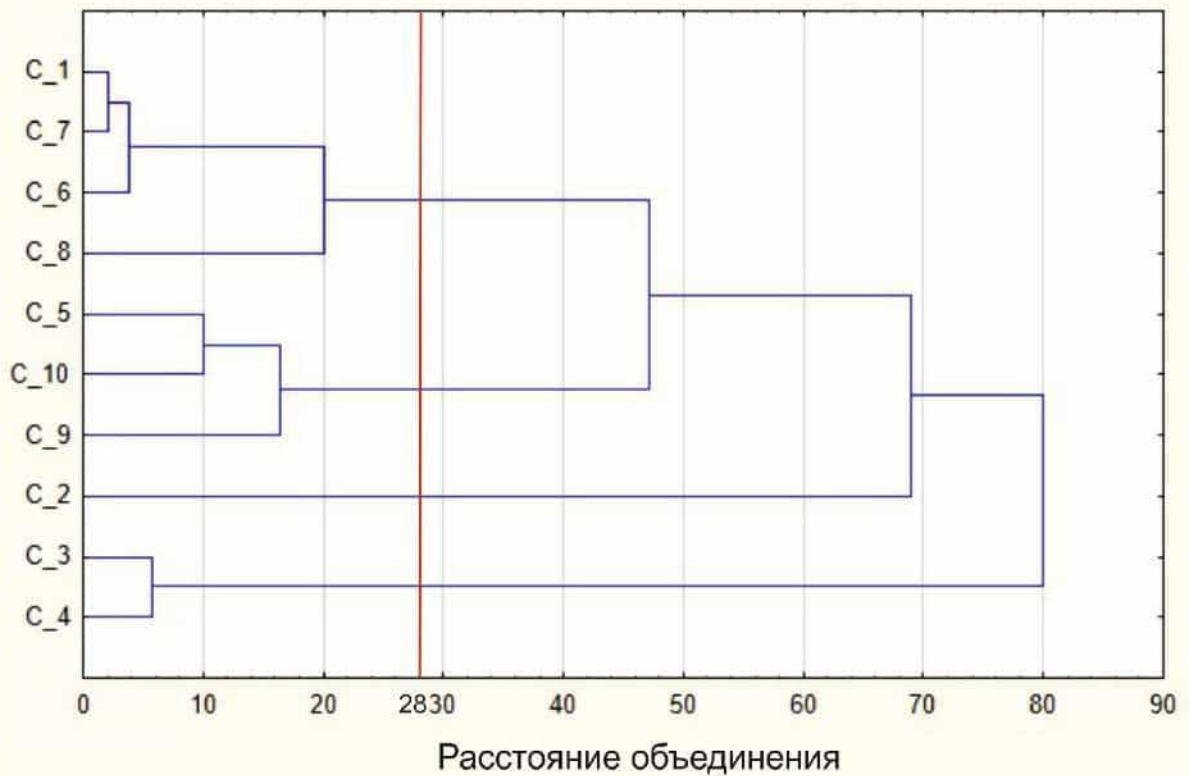
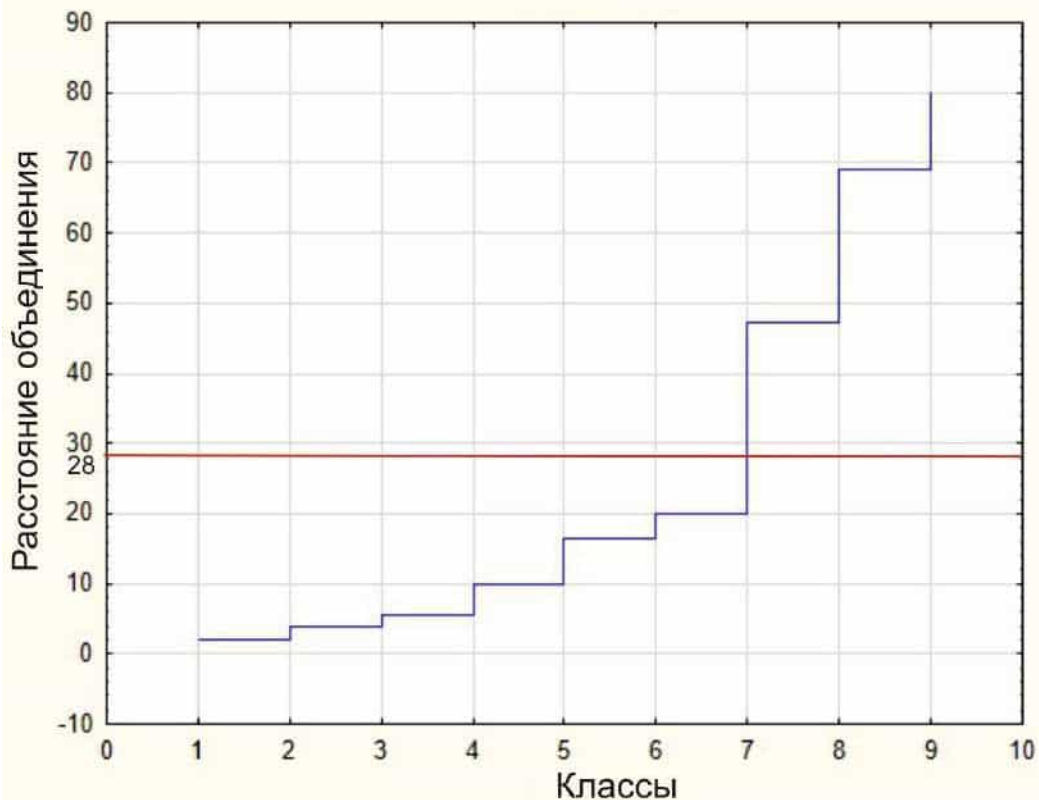


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка
в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

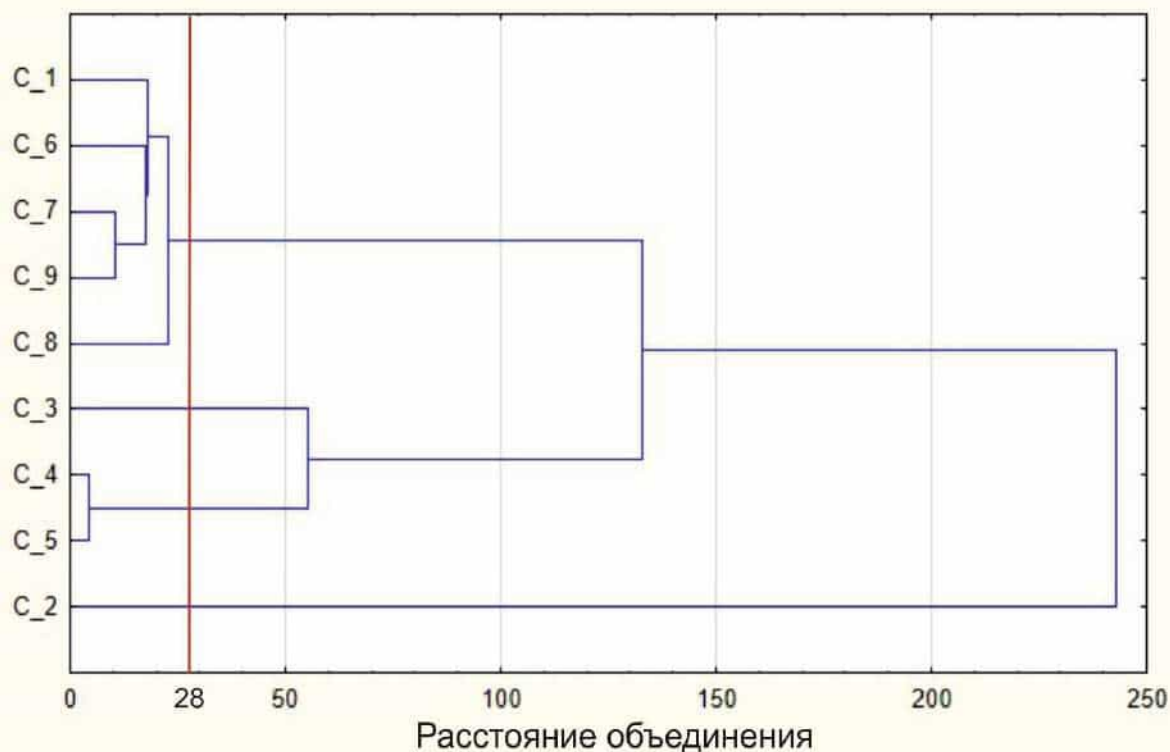
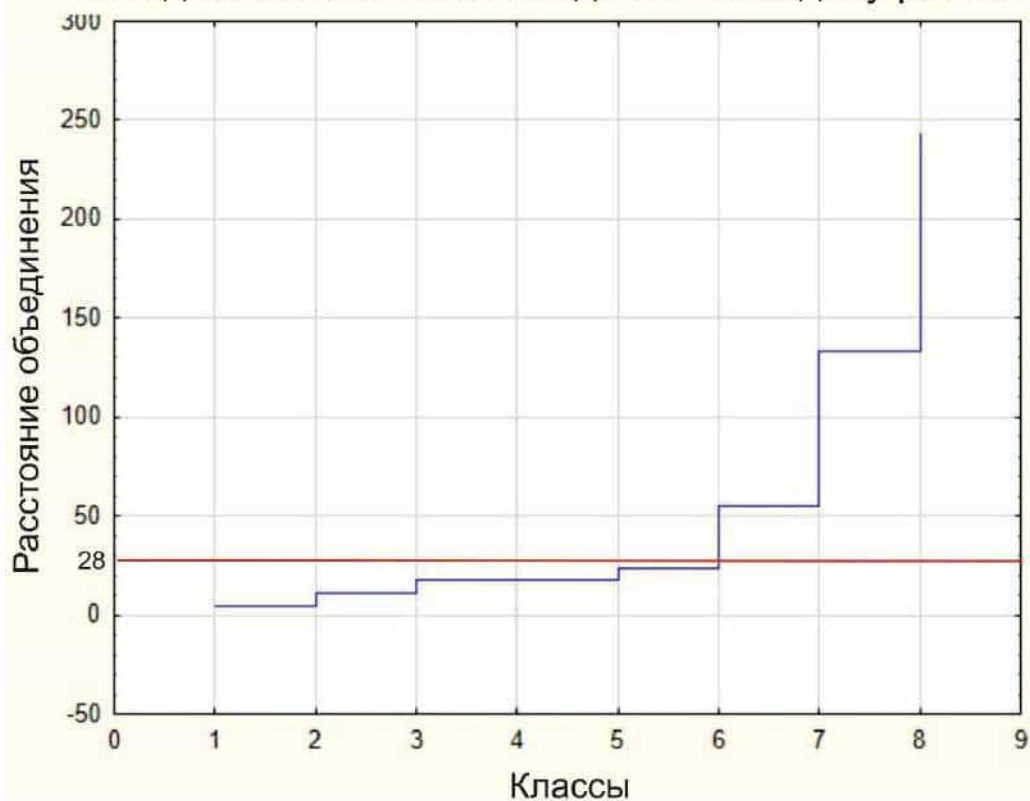


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в пределах хр.Оченьрд, массива г.Лядхэ и хр.Нярмынхой методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

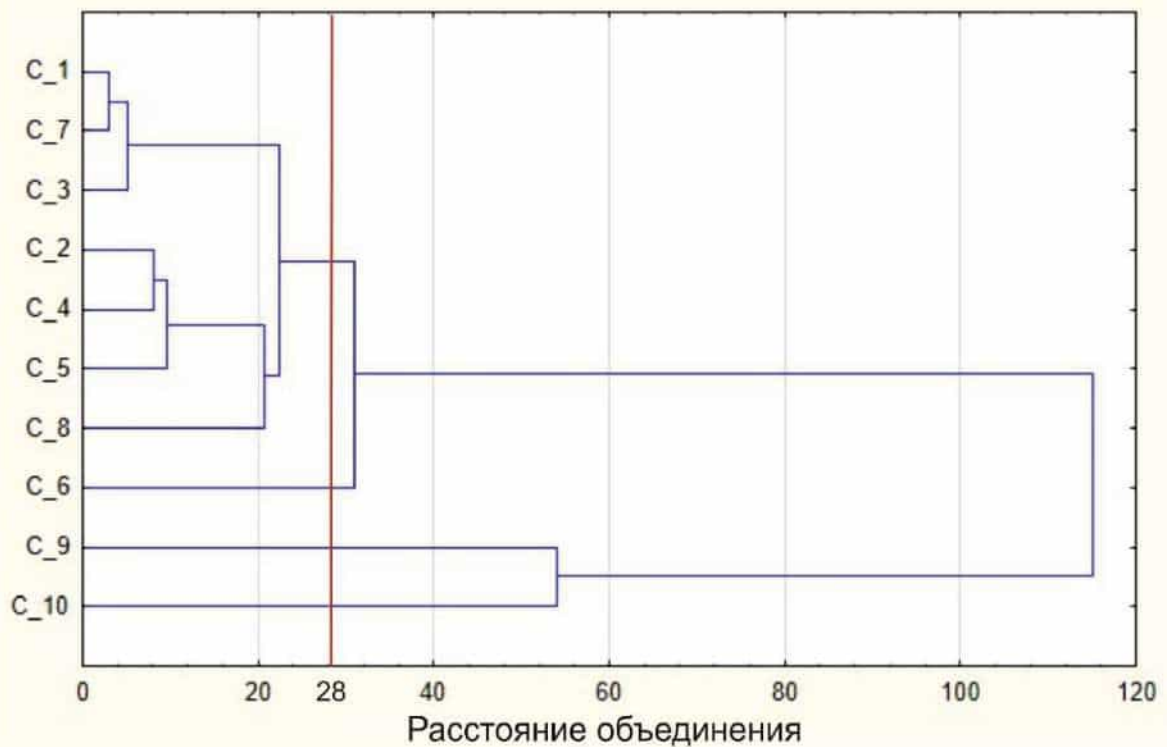
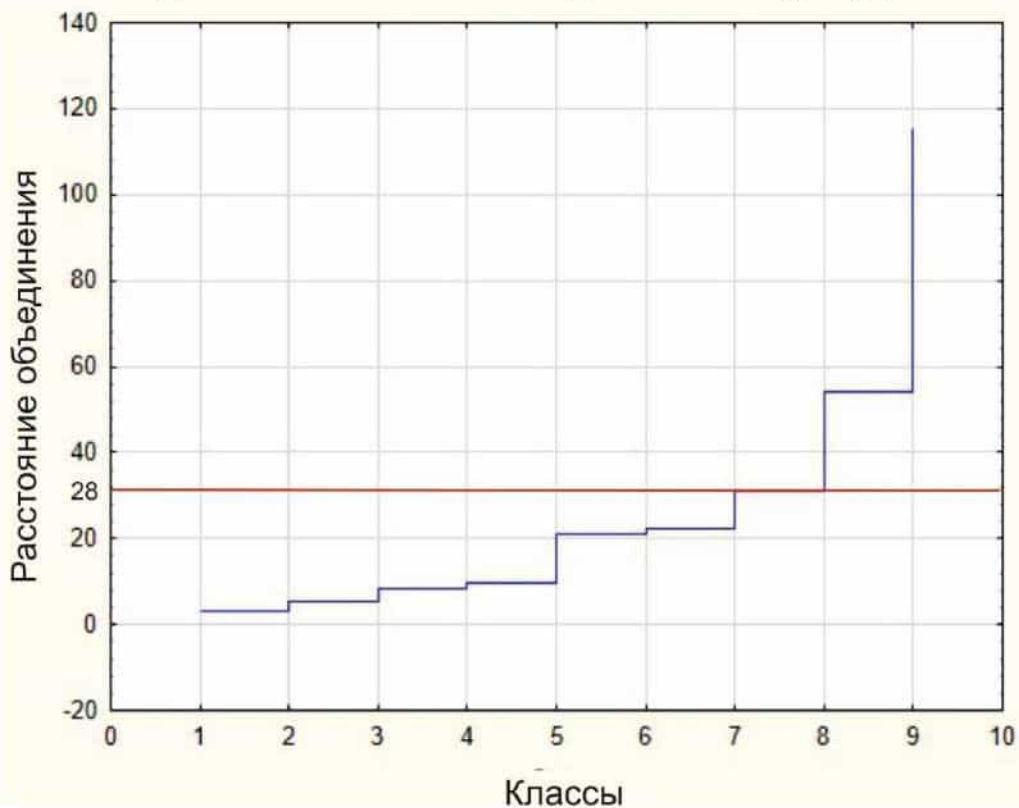


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка
в пределах кряжа Енганэпэ
методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Дендрограмма кластеризации селевых бассейнов 2 порядка в пределах Мал.Пайпудынского хр., Бол.Пайпудынского хр. и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию

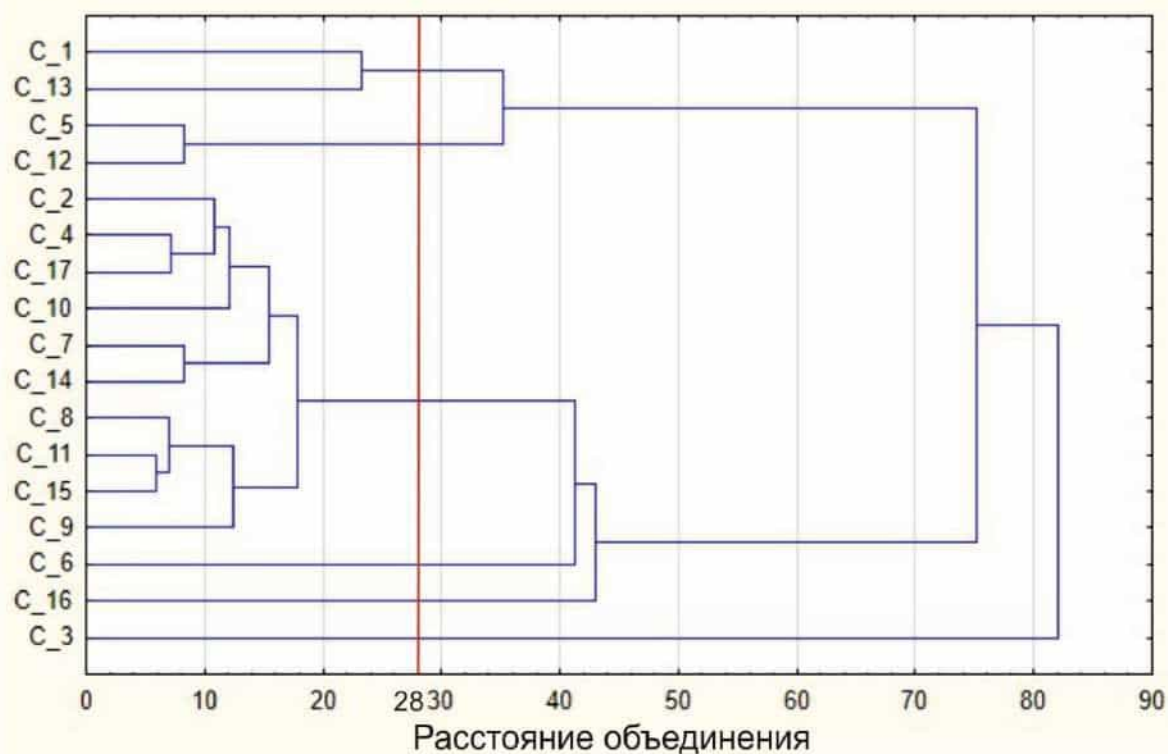
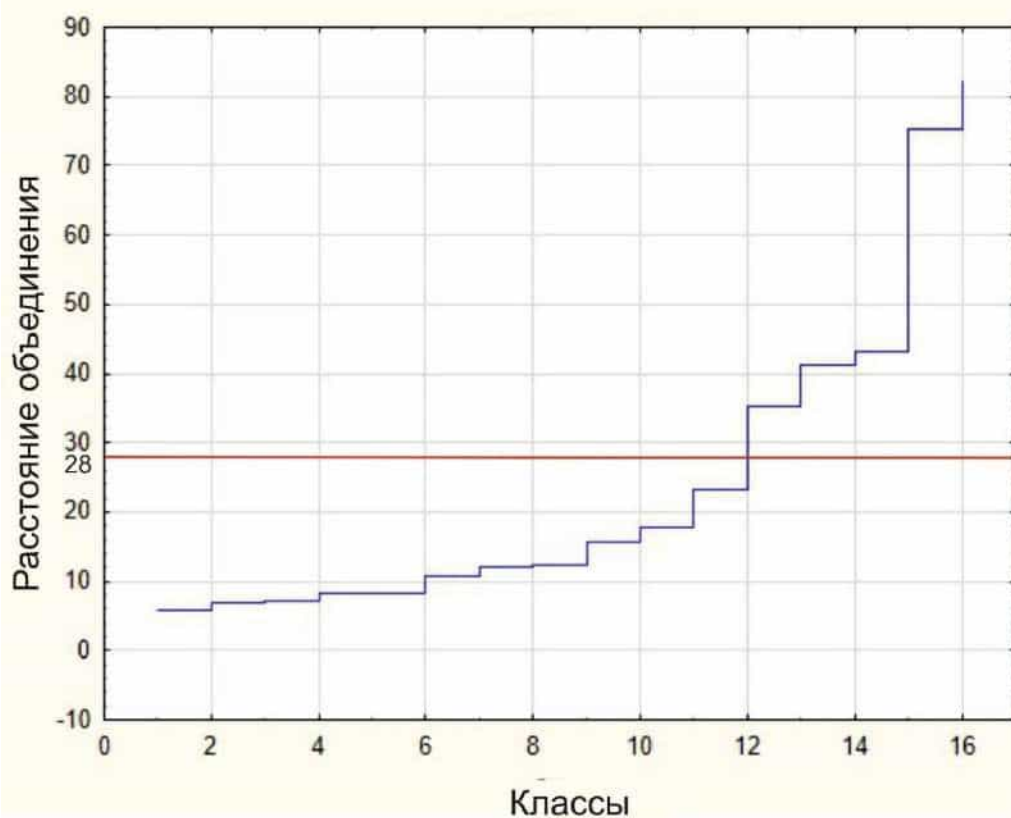


График объединения в классы селевых бассейнов 2 порядка в пределах Мал.Пайпудынского хр., Бол.Пайпудынского хр. и Харбейского хр. методом ближайшего соседа по Евклидову расстоянию



Приложение Д
Морфометрические параметры бассейнов 1 порядка, учтенных в
статистическом анализе

Д.1 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
Хибинские тундры

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (B/L)	Общий уклон водотока (H/L), ‰
селевые бассейны			
1	0,446	0,23	221
2	1,056	0,25	125
6	1,464	0,31	223
7	1,010	0,33	295
8	0,525	0,16	212
9	1,023	0,20	204
10	1,491	0,29	153
11	1,240	0,16	135
13	1,904	0,18	128
14	0,438	0,21	212
20	0,443	0,71	291
21	0,474	0,54	365
24	2,920	0,20	69
28	1,348	0,26	134
43	1,564	0,43	227
44	3,252	0,31	114
47	1,313	0,43	211
49	1,095	0,45	204
51	1,813	0,55	192
56	0,034	0,04	528
57	0,747	0,58	289
58	0,845	0,41	429
66	0,333	0,31	163
67	0,260	0,27	418
68	0,585	0,77	529
70	1,044	0,33	181
73	0,081	0,27	635
74	0,061	0,09	430
76	0,240	0,36	407
78	0,151	0,31	523
79	0,113	0,17	635
80	0,102	0,20	595
83	2,130	0,46	30
84	0,455	0,41	653
85	0,369	0,35	446
86	0,878	0,38	216
89	0,851	0,17	212
91	1,183	0,31	220
94	1,540	0,38	295

95	0,635	0,20	439
96	1,200	0,30	376
97	0,132	0,30	546
98	0,615	0,36	385
99	0,848	0,28	307
102	2,369	0,49	149
105	0,215	0,37	593
107	0,590	0,35	364
108	1,396	0,48	425
110	4,914	0,37	115
111	1,680	0,24	140
112	2,633	0,43	131
115	0,478	0,46	192
116	1,114	0,42	188
117	1,645	0,51	166
118	0,933	0,34	441
121	1,269	0,37	220
122	0,668	0,33	255
123	1,670	0,29	201
124	0,779	0,37	335
127	0,439	0,61	597
128	1,902	0,63	71
129	0,531	0,55	513
131	0,271	0,22	538
132	0,226	0,18	596
133	0,278	0,18	549
134	1,723	0,60	301
135	0,786	0,49	412
136	0,724	0,41	363
137	0,728	0,42	313
138	4,096	0,29	164
144	1,807	0,35	195
146	3,838	0,25	173
неселевые бассейны			
F1	0,499	0,26	174
F2	0,428	0,14	174
F3	1,812	0,18	136
F4	0,922	0,26	207
F5	1,236	0,44	152
F6	7,610	0,49	50
F7	6,001	0,39	48
F8	1,047	0,36	249
F9	1,196	0,45	255
F10	1,097	0,47	251
F11	3,609	0,34	95
F12	0,551	0,30	120
F13	1,054	0,47	182
F14	1,684	0,43	137

F15	3,787	0,54	92
F16	1,146	0,54	397
F17	0,539	0,53	424
F18	0,641	0,33	358
F19	1,248	0,24	175
F20	1,121	0,25	183
F21	2,270	0,48	170
F22	2,177	0,19	123
F23	6,123	0,31	24
F24	0,206	0,35	324
F25	1,989	0,53	193
F26	0,833	0,22	179
F27	1,94	0,32	157
F28	8,909	0,55	83
F29	6,509	0,29	56
F30	3,273	0,27	84
F31	2,872	0,35	123
F32	2,521	0,30	94
F33	0,949	0,37	143
F34	2,388	0,22	106
F35	0,894	0,41	225
F36	0,375	0,30	191
F37	0,365	0,33	257
F38	0,928	0,33	208
F39	0,533	0,33	225
F40	0,710	0,29	204

*номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с Каталогом (Приложение В, ч.1)

**Д.2 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
Ловозерские тундры**

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (B/L)	Общий уклон водотока (H/L), ‰
селевые бассейны			
1	8,850	0,24	95
2	1,487	0,24	154
3	2,676	0,32	151
5	5,208	0,19	116
7	6,325	0,27	132
10	2,138	0,39	247
11	8,588	0,71	127
12	2,386	0,27	243
15	1,484	0,32	278
16	5,250	1,77	169
19	5,624	0,67	87
23	5,889	0,37	148
24	2,130	0,44	373
25	5,295	0,59	196
27	2,260	0,38	243
28	5,287	0,52	100
30	3,361	0,29	96
31	3,753	0,42	102
32	1,172	0,31	131
33	1,733	0,33	110
34	2,236	0,29	173
35	3,821	0,27	130
неселевые бассейны			
F1	1,573	0,21	111
F2	1,593	0,25	140
F3	3,304	0,27	100
F4	5,044	0,62	71
F5	3,725	0,76	104
F6	2,578	0,55	53
F7	1,054	0,21	149
F8	1,426	0,22	361
F9	2,154	0,21	190
F10	3,818	0,31	155
F11	5,782	0,48	83
F12	3,124	0,53	57
F13	7,184	0,46	49
F14	3,624	0,42	32

* номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с Каталогом (Приложение В, ч.2)

**Д.3 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
Монче-, Чуна- и Волчьи тундры**

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (B/L)	Общий уклон водотока (НЛ), ‰
селевые бассейны			
1	0,696	0,76	133
2	1,065	0,39	204
3	0,972	0,27	204
4	0,572	0,36	350
5	0,354	0,14	264
6	1,709	0,43	223
7	2,186	0,40	170
8	3,127	0,42	178
9	1,742	0,35	227
11	1,325	0,36	210
13	2,079	0,14	94
14	0,315	0,08	130
17	2,992	0,68	197
18	0,361	0,11	354
20	1,714	0,34	118
22	0,480	0,12	190
23	1,350	0,39	273
24	9,927	0,31	110
25	4,116	0,55	106
26	7,375	0,26	104
27	1,600	0,34	248
30	0,453	0,12	260
31	2,840	0,31	278
33	0,502	0,15	185
34	0,192	0,06	190
35	2,610	0,43	114
36	1,656	0,43	218
38	3,914	0,43	168
41	3,376	0,30	134
42	1,408	0,35	172
43	2,692	0,55	104
неселевые бассейны			
F1	2,874	0,34	101
F2	0,890	0,33	124
F3	2,860	0,26	105
F4	2,041	0,25	94
F5	1,618	0,44	155
F6	2,635	0,37	128
F7	1,466	0,481	188
F8	3,135	0,43	96
F9	4,066	0,68	172
F10	2,750	0,37	62
F11	3,779	0,41	107

F12	1,604	0,24	154
F13	1,823	0,29	103
F14	2,822	0,40	99
F15	6,068	0,59	201
F16	0,708	0,40	178
F17	1,847	0,57	285
F18	5,995	0,72	54
F19	3,438	0,42	124

* номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с КATALOGOM (Приложение В, ч.3)

**Д.4 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой**

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (В/Л)	Общий уклон водотока (НМ), %
селевые бассейны			
2	5,145	2,98	84
3	5,749	0,40	33
4	3,083	0,27	68
5	1,748	0,22	43
6	2,454	0,57	105
7	0,978	0,58	92
8	2,796	0,56	130
11	0,148	0,23	897
12	0,255	0,64	143
14	0,329	0,33	661
15	3,730	0,26	498
16	2,084	0,26	168
17	1,224	0,22	190
18	1,248	0,28	96
23	1,403	0,18	120
24	1,243	0,28	203
25	0,865	0,30	180
26	2,108	0,20	169
29	10,068	0,37	182
30	0,790	0,37	49
32	1,639	0,54	329
34	4,755	0,50	280
37	7,063	0,40	83
40	4,755	0,47	72
неселевые бассейны			
F1	8,864	0,29	50
F2	2,754	0,56	121
F3	0,645	0,21	79
F4	1,078	0,29	149
F5	1,306	0,28	145
F6	1,402	0,56	72
F7	2,103	0,45	64
F8	1,241	0,57	131
F9	1,301	0,50	144
F10	2,376	0,25	185
F11	0,645	0,18	260
F12	0,831	0,11	118
F13	1,419	0,33	102
F14	0,689	0,50	142
F15	11,469	0,58	22
F16	7,601	0,27	71
F17	3,608	0,63	65
F18	5,097	0,87	57

*Номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с КATALOGOM (Приложение В, ч.4)

**Д.5 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
кряж Енганэпэ**

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (B/L)	Общий уклон водотока (H/L), ‰
селевые бассейны			
9	0,800	0,50	97
11	1,094	0,41	66
12	0,73	0,27	150
14	0,633	0,36	205
18	2,272	0,36	83
19	1,994	0,30	72
20	3,958	0,64	46
21	1,289	0,30	44
22	1,012	0,18	51
24	2,643	0,49	147
25	1,350	0,29	157
28	3,150	0,73	165
31	2,994	0,29	74
32	1,356	0,31	160
неселевые бассейны			
F1	3,322	0,63	44
F2	1,925	0,45	138
F3	1,555	0,59	76
F4	4,865	1,79	34
F5	1,404	0,36	92
F6	2,474	0,15	59
F7	4,191	0,70	40
F8	1,971	0,55	48
F9	6,387	0,82	31
F10	10,123	0,30	39
F11	0,574	0,18	276

*номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с Каталогом (Приложение В, ч.5)

**Д.6 Морфометрические параметры селевых и неселевых бассейнов 1 порядка,
хребты Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский**

№ бассейна*	Площадь водосбора, кв.км	Отношение ширины бассейна к его длине (В/Л)	Общий уклон водотока (НМ), %
селевые бассейны			
3	0,543	0,18	355
4	1,625	0,43	302
5	3,219	0,32	134
6	8,186	0,40	77
7	3,731	0,19	121
12	0,945	0,58	192
14	2,785	0,54	155
15	1,214	0,31	193
17	6,545	0,40	85
33	3,163	0,41	133
35	0,912	0,11	128
37	0,968	0,18	111
38	0,938	0,25	144
39	2,927	1,16	87
42	0,616	0,50	128
44	0,563	0,17	120
45	1,747	0,52	81
47	2,073	0,39	123
53	0,981	0,40	195
54	1,444	0,36	134
57	2,129	0,84	100
58	1,399	0,59	78
59	2,366	0,36	110
неселевые бассейны			
F1	3,994	0,89	74
F2	0,542	0,32	343
F3	2,366	0,56	258
F4	1,6	0,22	34
F5	1,95	0,19	127
F6	1,939	0,18	100
F7	2,673	0,29	128
F8	3,709	0,40	51
F9	3,758	0,39	68
F10	0,517	0,24	122
F11	2,765	0,35	41
F12	1,224	0,24	81
F13	3,415	0,49	85
F14	2,586	0,62	89
F15	1,174	0,53	130
F16	3,565	0,41	84
F17	3,143	0,30	86

* номера селевых бассейнов приводятся в соответствии с КATALOGOM (Приложение В, ч.6)

Д.7 Характеристики распределения водосборных площадей в бассейнах первого порядка

Тип бассейна	N	Медиана	X _{min}	X _{max}	X _{ср}	ε(X _{ср})	σ
Хибинские тундры							
Селевой	72	0,850	0,034	4,914	1,110	0,114	0,969
Неселевой	40	1,171	0,020	8,909	2,010	0,341	2,125
Ловозерские тундры							
Селевой	22	3,557	1,172	8,850	3,952	0,479	2,249
Неселевой	14	3,210	1,100	7,180	3,280	0,475	1,779
Монче-, Чуна- и Волчьи тундры							
Селевой	31	1,195	0,192	9,927	2,119	0,375	2,089
Неселевой	19	2,750	0,708	6,068	2,759	0,377	1,482
хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой							
Селевой	24	1,916	0,148	10,068	2,736	0,499	2,443
Неселевой	18	1,411	0,645	11,469	3,024	0,750	3,181
кряж Енганэпэ							
Селевой	14	1,353	0,633	3,958	1,805	0,279	1,044
Неселевой	11	2,474	0,574	10,123	3,526	0,838	2,778
хребты Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский, Харбейский							
Селевой	23	1,625	0,543	8,186	2,218	0,394	1,888
Неселевой	17	2,586	0,517	3,994	2,407	0,273	1,124

Д.8 Характеристики распределения отношения В/L в бассейнах первого порядка

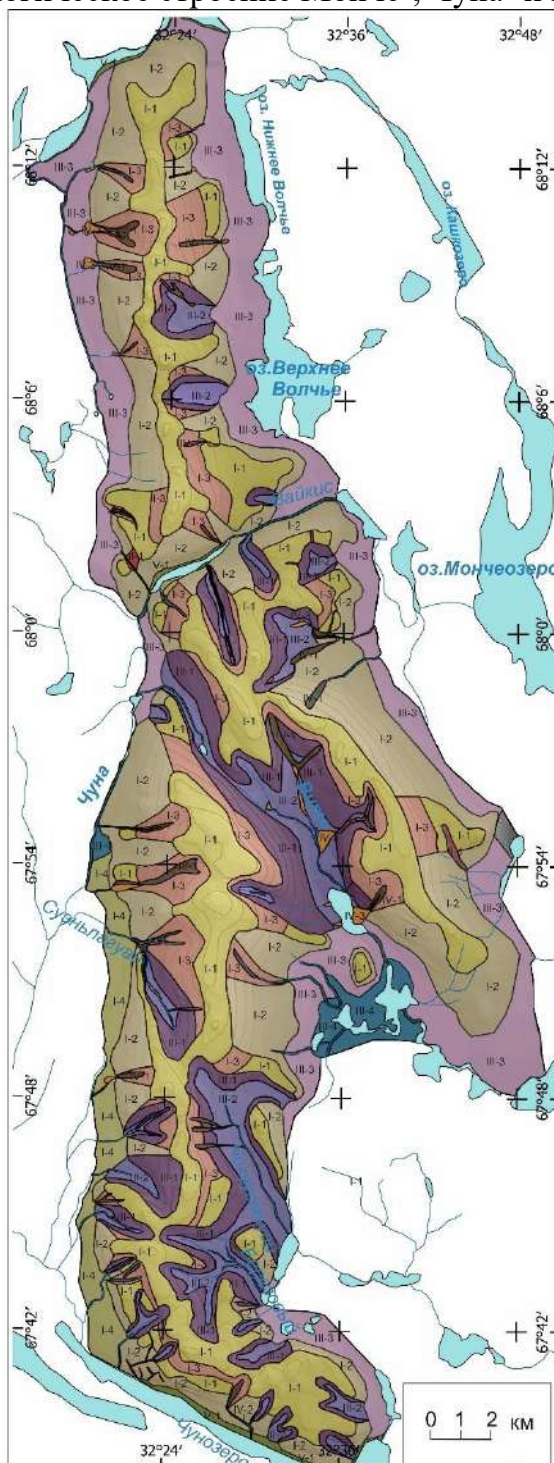
Тип бассейна	N	Медиана	X _{min}	X _{max}	X _{ср}	ε(X _{ср})	σ
Хибинские тундры							
Селевой	72	0,33	0,04	0,77	0,35	0,02	0,14
Неселевой	40	0,32	0,10	0,55	0,35	0,02	0,11
Ловозерские тундры							
Селевой	22	0,33	0,19	1,77	0,44	0,07	0,33
Неселевой	14	0,37	0,20	0,76	0,39	0,05	0,18
Монче-, Чуна- и Волчьи тундры							
Селевой	31	0,35	0,06	0,76	0,33	0,03	0,17
Неселевой	19	0,40	0,20	0,71	0,42	0,03	0,13
хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой							
Селевой	24	0,35	0,18	2,98	0,48	0,11	0,55
Неселевой	18	0,39	0,11	0,87	0,41	0,05	0,20
кряж Енганэпэ							
Селевой	14	0,33	0,18	0,73	0,39	0,04	0,15
Неселевой	11	0,55	0,15	1,79	0,59	0,14	0,45
хребты Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский, Харбейский							
Селевой	23	0,40	0,11	1,16	0,42	0,05	0,23
Неселевой	17	0,35	0,18	0,89	0,39	0,04	0,18

Д.9 Характеристики распределения уклонов водотоков первых порядков

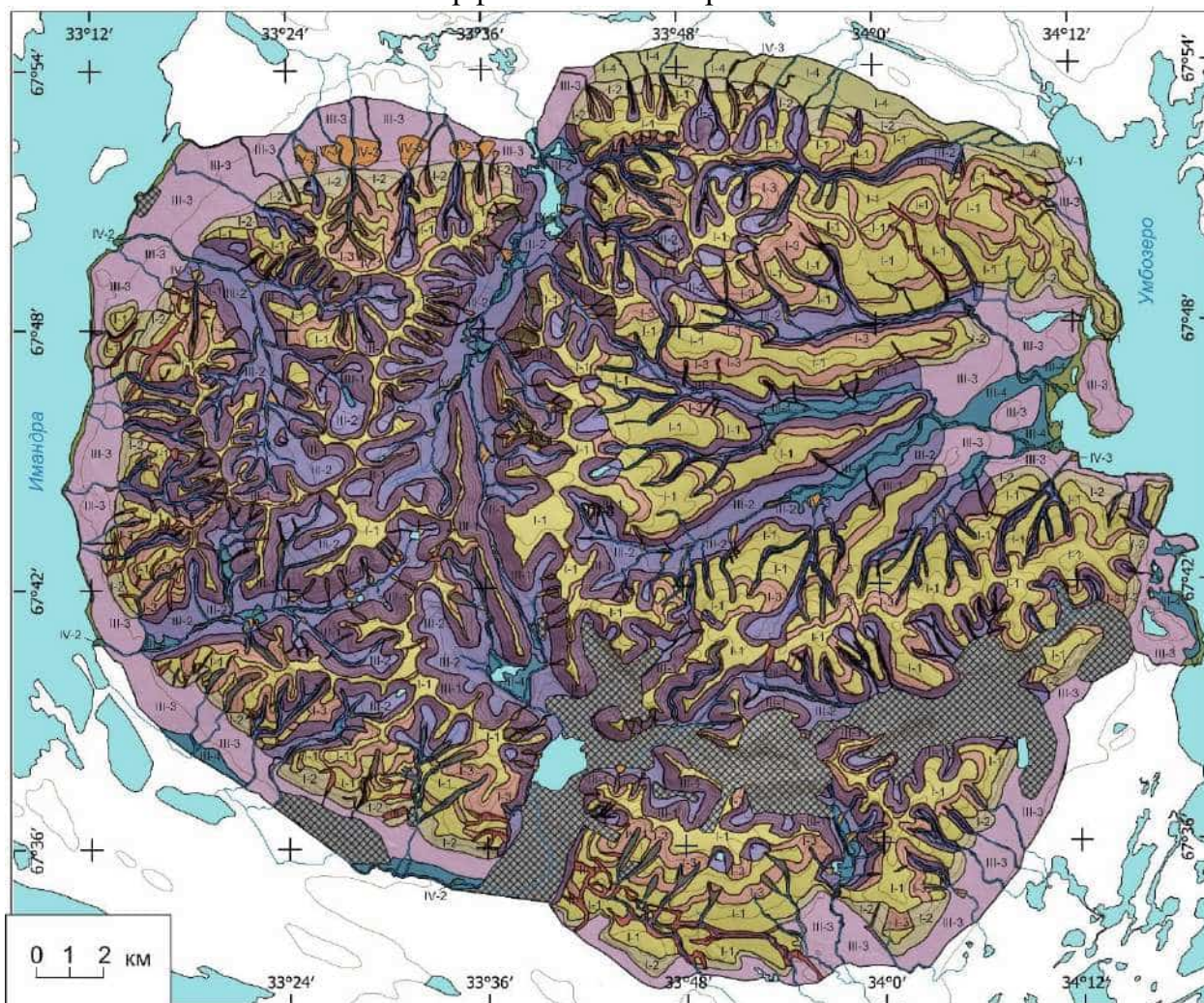
Тип водотока	N	Медиана	X _{min}	X _{max}	X _{cp}	ε(X _{cp})	σ
Хибинские тундры							
Селевой	72	272	30	353	310	27	165
Неселевой	40	174	24	424	176	14	91
Ловозерские тундры							
Селевой	22	140	87	372	164	16	73
Неселевой	14	102	32	361	118	22	84
Монче-, Чуна- и Волчьи тундры							
Селевой	31	190	94	354	191	12	69
Неселевой	19	124	54	285	133	13	55
хр.Оченьрд, массив г.Лядхэ, хр.Нярмынхой							
Селевой	24	137	33	897	203	42	208
Неселевой	18	110	22	260	110	14	57
кряж Енганэпэ							
Селевой	14	90	44	205	108	14	53
Неселевой	11	48	31	276	80	22	72
хребты Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский, Харбейский							
Селевой	23	128	77	355	143	14	68
Неселевой	17	86	34	343	112	19	78

Приложение Е

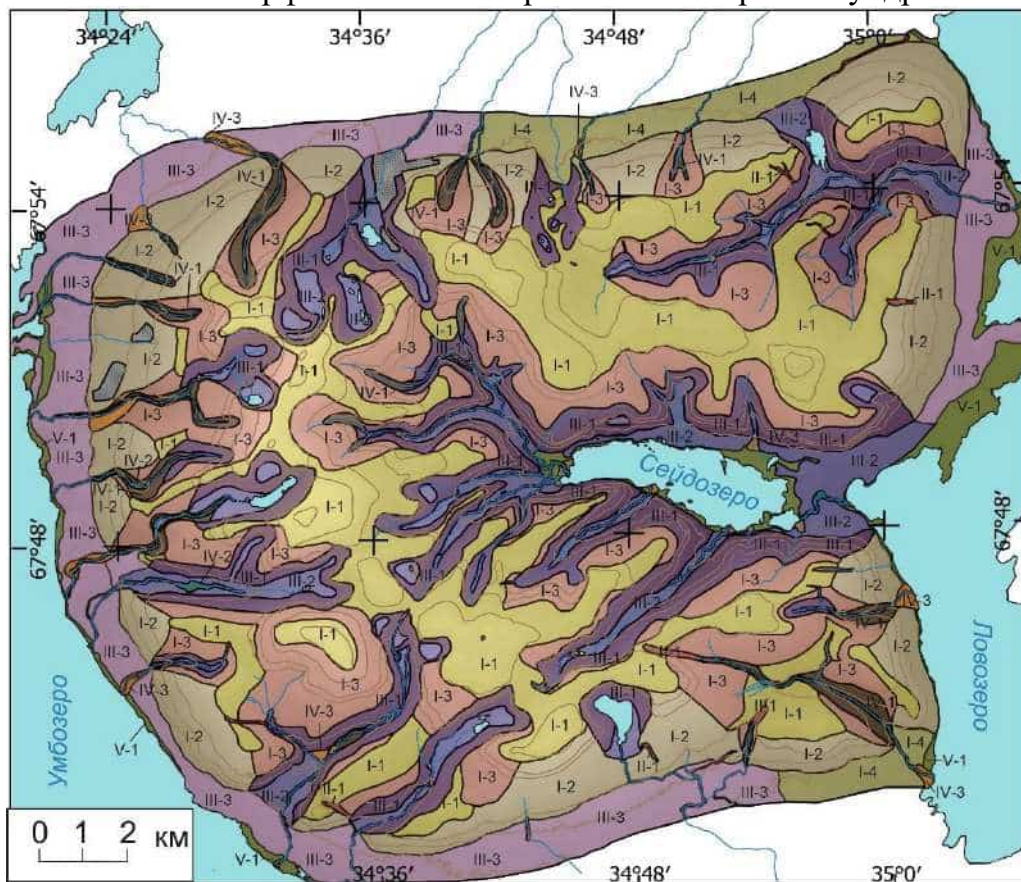
Е.1 Геоморфологическое строение Монче-, Чуна- и Волчьих тундр



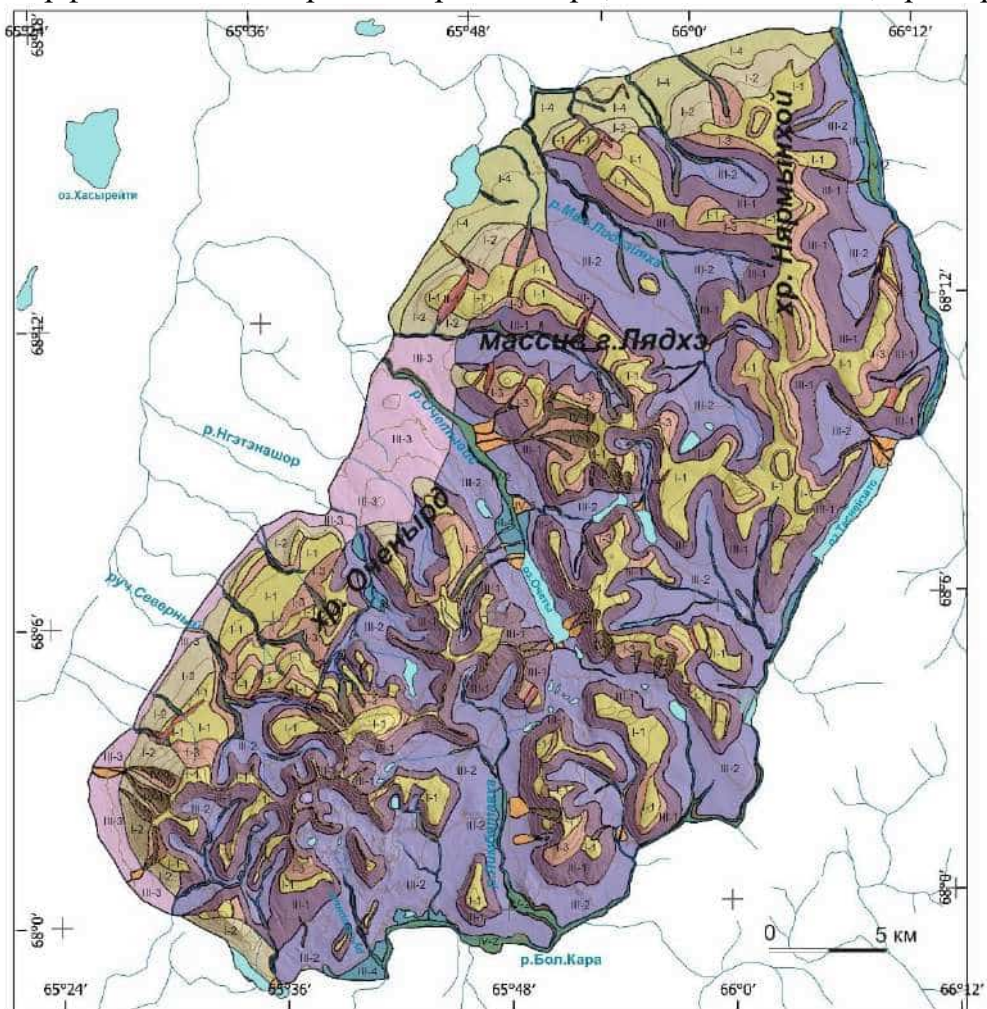
Е.2 Геоморфологическое строение Хибин



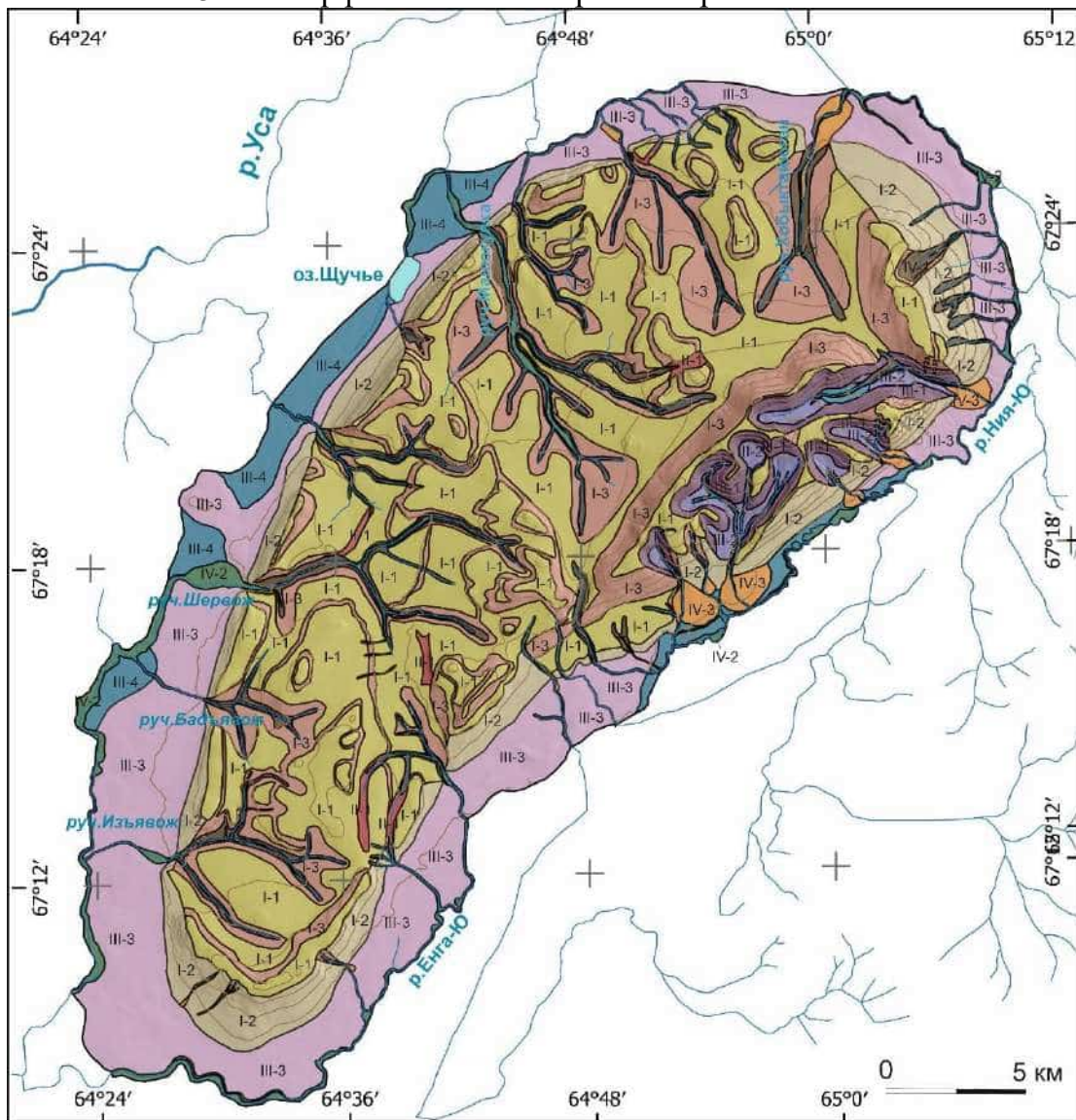
Е.3 Геоморфологическое строение Ловозерских тундр



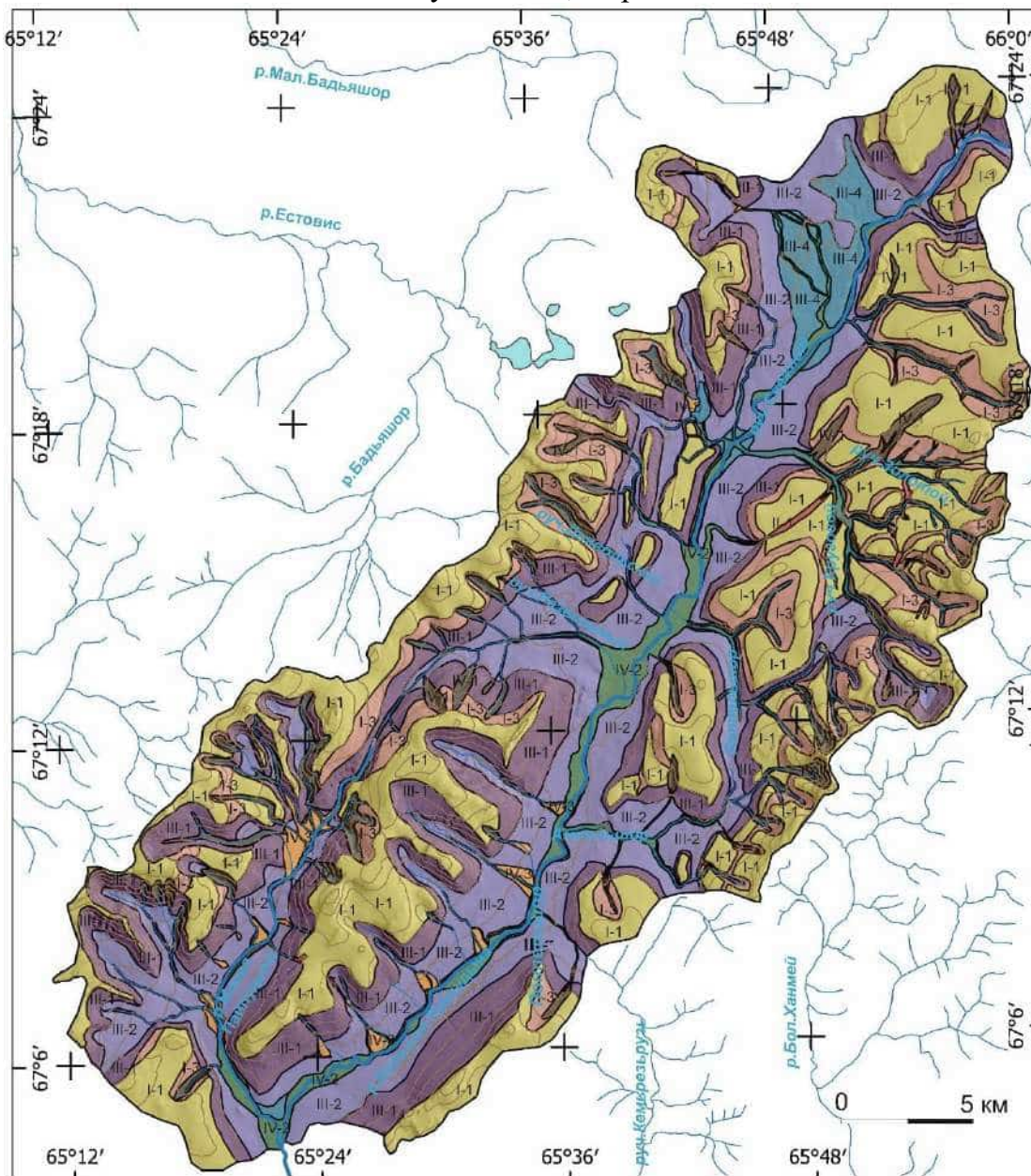
Е4. Геоморфологическое строение хр. Оченырды, массива г. Лядхэ, хр. Няръмынхой



Е5. Геоморфологическое строение кряжа Енганэпэ






Е6. Геоморфологическое строение хребтов Мал. Пайпудынский, Бол. Пайпудынский, Харбейский




УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ






I. Структурно-денудационный и тектоно-денудационный рельеф

1.  плоские и пологовыпуклые вершинные поверхности комплексной денудации
2.  тектоно-денудационные внешние склоны горных сооружений
3.  склоны общей денудации




II. Тектонический рельеф

1.  тектонические ущелья

III. Ледниковый и водноледниковый рельеф

1.  экзарационные склоны
2.  днища каров, цирков и троговых долин
3.  грядовые, холмистые и грядово-холмистые денудационные равнины с многочисленными выходами скальных пород
4.  грядовые, холмистые и грядово-холмистые ледниковые аккумулятивные равнины
5.  пологоволнистые озерноледниковые аккумулятивные равнины



IV. Флювиальный рельеф

1.  эрозионные склоны
2.  эрозионно-аккумулятивные днища долин водотоков
3.  пролювиально-селевые конусы выноса и внутренние дельты
4. — русла постоянных водотоков

V. Озерный рельеф

1.  субгоризонтальные и пологоволнистые поверхности озерной аккумуляции

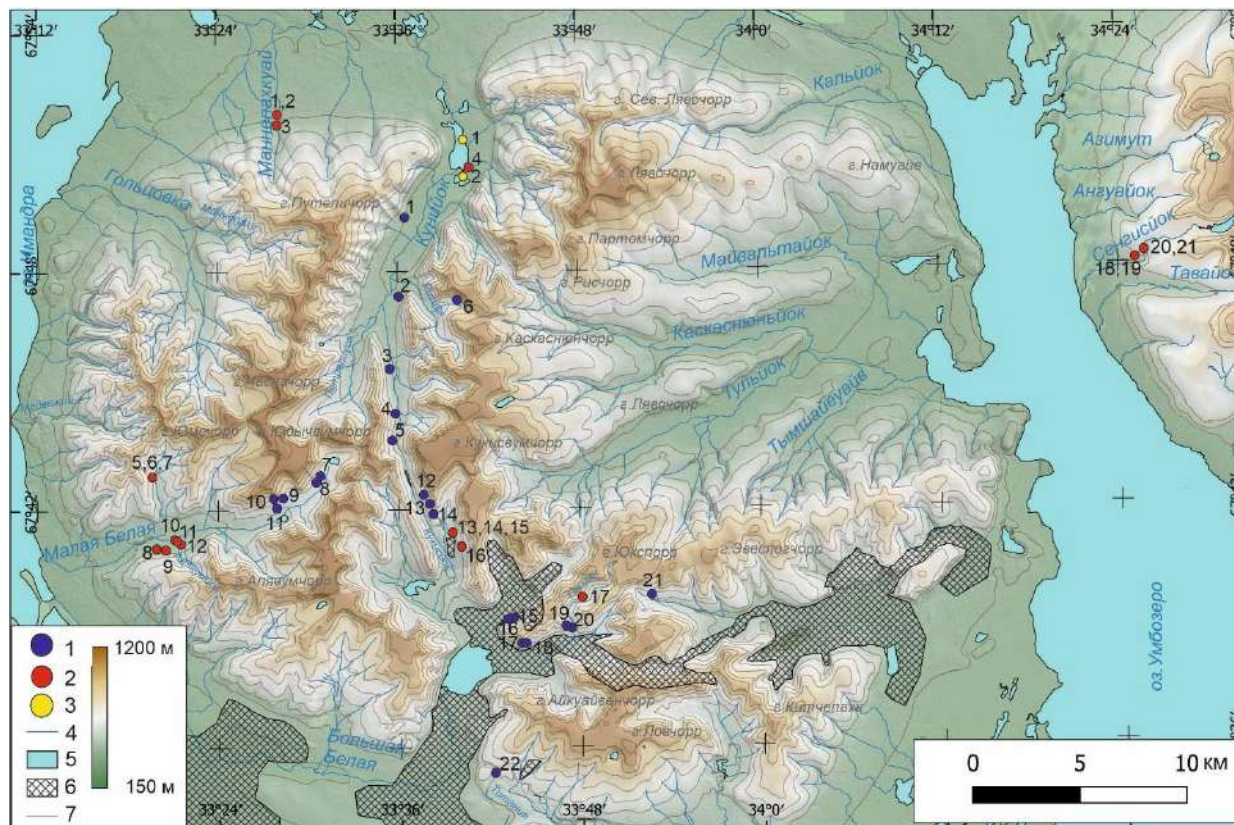
VI. Прочие обозначения

1.  антропогенно преобразованные территории
2.  озера
3. — изогипсы
4. — геоморфологические границы

Приложение Ж

База радиуглеродных дат

Ж1. Места отбора отложений, возраст которых был использован при реконструкциях селевой активности гор Кольского полуострова в голоцене (по Garankina et al., 2019, с дополнениями)



Условные обозначения: 1 - места отбора образцов погребённых гумусированных и оторфованных горизонтов в коллювиальных и пролювиальных конусах (восстановлены Ф.А.Романенко по литературным данным - Сулержицкий и др., 1986; Вацалова, 1988; Косарева, 2007), 2 – места отбора погребенных почв и оторфованных горизонтов из селевых террас в 2016-2021 гг., 3 – места отбора колонок озерных отложений, 4 – водотоки, 5 – озера, 6 – антропогенно преобразованные территории, 7 – изогипсы.

Ж.2 Образцы, возраст которых был использован при реконструкциях селевой активности гор Кольского полуострова в голоцене

№	Место отбора	Лабораторный № образца	Радиоуглеродный возраст	Калиброванный возраст
Собранные в более ранних публикациях*				
1	Бассейн р. Кунийок	GIN -4552a	2840±70	3209-2840 кал.л.н.
2		GIN-3172	1110±50	1226-775 кал.л.н.
3		GIN 3395	4070±120	4907-4291 кал.л.н.
4		GIN 3394	1130±70	1227-982 кал.л.н.
5		GIN 3385	2160±50	2362-2053 кал.л.н.
6	Бассейн руч. Рисйока	GIN-3174	3320±150	4021-3261 кал.л.н.
7	Бассейн р. Малой Белой	GIN-3179	810±100	775-679 кал.л.н.
8		GIN-3015	1240±150	1459-922 кал.л.н.
9		GIN-3076	1530±80	1618-1343 кал.л.н.
10		GIN-3177	1140±100	1336-954 кал. л.н.
11		GIN 3178	1010±150	1299-724 кал.л.н.
12	Бассейн р. Кукисийок	IGAN-3187	177±49	351-105 кал.л.н.
13		IGAN-1386	1170±80	1328-982 кал.л.н.
14		IGAN-3184	3780±110	4489-3920 кал.л.н.
15	Подножье Южного Юкспорра	GIN-3383	1590±60	1665-1400 кал.л.н.
16		GIN-3392	790±40	824-715 кал.л.н.
17		GIN-3393	3360±90	3884-3492 кал.л.н.
18		GIN-3384	2330±80	2754-2197 кал.л.н.
19	Бассейн руч. Гакмана	GIN-3390	870±50	958-734 кал.л.н.
20		GIN-3391	1500±100	1653-1314 кал.л.н.
21	Бассейн руч. Вуонемйока	GIN-4547	6100±60	7211-6884 кал.л.н.
22	Бассейн р. Титании	GIN-13129	5730±150	5946-5326 кал.л.н.
Отобранные в 2017-2023 гг при участии автора				
Хибины				
1	Бассейн руч. Маннепахкуая (№ 3)	IGAN-5402	1310±70	1298-1179 кал.л.н.
2		IGAN-5403	540±80	673-457 кал.л.н.
3		IGAN-5404	101,40%±2,23%	1955-1956 г.
4	Бассейн р. Лявойок	LU-11409	320±50	495-295 кал.л.н.
5	Бассейн р.Голубичной	LU-11406	1660±90	1728-1358 кал.л.н.
6		LU-11407	4130±110	4880-4389 кал.л.н.
7		LU-11408	2670±90	3003-2668 кал.л.н.
8	Бассейн руч.б/н (№ 122)	LU-11411	450±50	552-426 кал.л.н.
9		LU-11412	130±60	60-230 кал.л.н.
10	Бассейн р.Алявумйок (№ 123)	LU-11404	590±60	662-520 кал.л.н.
11		LU-11405	220±80	350-100 кал.л.н.
12		IGAN-6499	810±60	769-681 кал.л.н.
13	Бассейн руч. б/н (№68)	LU-11035	4530±100	4780 – 4520 кал.л.н.
14		LU-11036	910±60	880-760 кал.л.н.
15		LU-11037	950±60	910-790 кал.л.н.
16	Бассейн руч. б/н (№67)	LU-11038	4530±100	5330-5030 кал.л.н.
17	Бассейн руч. Гакмана (№61)	LU-11034	4030±60	4690-4390 кал.л.н.

Ловозерские тундры				
18	Бассейн р. Сенгисйок (№6)	IGAN-6495	10±60 (99,87±0,80)	1843-1937 гг.
19		IGAN-6496	109,60±2,28	1996-2009 гг.
20		IGAN-6498	1180±70	1264-963 кал.л.н.
21		IGAN-6501	4980±140	6004-5447 кал.л.н.
Из коррелятных донных отложений озер				
1	Оз.Гольцовое	IGAN-3533	не известно	6790-6670 кал.л.н.
2	Оз.Щучье	LU-6719	2040±90	2211-1792 кал.л.н.

* Сулержицкий и др., 1986; Вацалова, 1988; Косарева, 2007; Романенко и др., 2011

ЖЗ. Новые радиоуглеродные датировки погребенных палеопочвенных горизонтов в ключевых бассейнах Хибин и Ловозерских тундр и их калиброванный радиоуглеродный возраст

Бассейн	Разрез	Глубина отбора, м	Лабораторный №	Материал	¹⁴ C возраст, р.л.н.	Калиброванный возраст по Calib BP/CALIBomb
Маннепахкуай. Северные Хибины	Нижнее течение, правый борт. «Бутовая кладка»	0,3-0,4	IGAN-5403	гуминовые кислоты	101,40%±2,23%	1σ [cal AD 1955.23 :cal AD 1956.00] 1.000 2σ [cal AD 1955.14 :cal AD 1956.59] 1.000
		0,6-0,7	IGAN-5402	гуминовые кислоты	1310±70	1σ [cal BP 1179 – 1298] 1.000 2σ [cal BP 1067 – 1338] 1.000 Median Probability: 1231
	Нижнее течение, правый борт. «Порожистое»		IGAN-5404	гуминовые кислоты	540±80	1σ [cal BP 510 – 564] 0.541 [cal BP 590 – 640] 0.459 2σ [cal BP 337 – 348] 0.008 [cal BP 457 – 673] 0.992 Median Probability: 564
Лявойок. Северные Хибины	Поверхность озерной террасы в 40-50 м от уреза оз. Гольцового.	0,25-0,35	LU-11409	гуминовые кислоты	320±50	1σ [cal BP 351– 450] 0.546 [cal BP 310 – 334] 0.137 2σ [cal BP 295–491] 0.954 Median Probability: 390
Малая Белая. Западные Хибины	Подмытый уступ террасы на правом берегу р. Голубичной в ее среднем течении	0,30-0,35	LU-11406	гуминовые кислоты	1660±90	1σ [cal BP 1670– 1692] 0.067 [cal BP 1470 – 1618] 0.483 [cal BP 1414 – 1458] 0.133 2σ [cal BP 1358 – 1728] 0.954 Median Probability: 1545
		0,58-0,63	LU-11407	гуминовые кислоты	4130±110	1σ [cal BP 4745– 4822] 0.187 [cal BP 4528 – 4734] 0.495 2σ [cal BP 4936–4956] 0.006 [cal BP 4389 – 4880] 0.936 [cal BP 4353 – 4373] 0.005 [cal BP 4289 – 4328] 0.008 Median Probability: 4650
		0,67-0,70	LU-11408	гуминовые кислоты	2670±90	1σ [cal BP 2905– 2902] 0.028 [cal BP 2720 – 2882] 0.654 2σ [cal BP 2668–3002] 0.836 [cal BP 2610 – 2658] 0.033 [cal BP 2491 – 2602] 0.085 Median Probability: 2795

Искорь на террасовидной поверхности, прислоненной к пологовыпуклому ступенчатому склону, моренного вала	0,55-0,60	LU-11411	гуминовые кислоты	450±50	1σ [cal BP 470– 537] 0.683 2σ [cal BP 426–552] 0.842 [cal BP 320 – 378] 0.320 Median Probability: 500
Искорь на склоне селевой гряды на правой бровке древнего селевого русла на конусе выноса	0,45-0,50	LU-11412	гуминовые кислоты	130±60	1σ [cal BP 214 – 267] 0.192 [cal BP 14 – 148] 0.491 2σ [cal BP 166 – 284] 0.388 [cal BP 0 – 155] 0.566 Median Probability: 135
Залесенный конус Алявумйока	0,35-0,40	IGAN-6499	торф	810±60	1σ [cal BP 681 – 769] 0.950 [cal BP 774 – 781] 0.050 2σ [cal BP 662 – 804] 0.883 [cal BP 809 – 830] 0.030 [cal BP 855 – 905] 0.086 Median Probability: 735
: В 40-50 м от русла р. М.Белой	0,72-0,75	LU-11405	торф	220±80	1σ [cal BP 396 – 424] 0.060 [cal BP 255 – 318] 0.019 [cal BP 138 – 226] 0.027 [cal BP 72 – 112] 0.071 [cal BP 34– ...] 0.092 2σ [cal BP 350 – 450] 0.159 [cal BP 335– ...] 0.795 Median Probability: 210
Берег р. М.Белой	0,31-0,35	LU-11404	гуминовые кислоты	590±60	1σ [cal BP 586 – 645] 0.489 [cal BP 542 – 566] 0.193 2σ [cal BP 520 – 662] 0.954 Median Probability: 595

Сенгисйок. Западные Ловозерские Тундры	Верхнее течение, меридиональный участок. Уступ селевой террасы высотой 2,5 м, правый борт вреза Сенгисйока	0,87-0,88	IGAN-6498	торф	1180±70	1σ [cal BP 990 – 991] 0.008 [cal BP 997 – 1030] 0.160 [cal BP 1049 – 1181] 0.806 [cal BP 1214 – 1221] 0.026 2σ [cal BP 963 – 1264] 1.000 Median Probability: 1108
		1,42-1,45	IGAN-6494	гуминовые кислоты	4980±140	1σ [cal BP 5601 – 5774] 0.638 [cal BP 5777 – 5796] 0.058 [cal BP 5803 – 5892] 0.304 2σ [cal BP 5326 – 5387] 0.022 [cal BP 5394 – 5396] 0.000 [cal BP 5447 – 6004] 0.974 [cal BP 6084 – 6097] 0.003 Median Probability: 5732
	Среднее течение. Уступ селевой террасы высотой 2 м, правый борт вреза Сенгисйока	0,70-0,90	IGAN-6496	торф	109,60±2,28	1σ [cal AD 1996.10 :cal AD 1996.36] 0.017 [cal AD 1996.90 :cal AD 2005.13] 0.983 2σ [cal AD 1956.80 :cal AD 1958.02] 0.054 [cal AD 1993.86 :cal AD 2007.99] 0.931 [cal AD 2008.46 :cal AD 2008.98] 0.014 [cal AD 2009.49 :cal AD 2009.52] 0.001
		1,10-1,30	IGAN-6495	торф	10±60 (99,87±0,80)	1σ [cal AD 1696 :cal AD 1725] 0.268 [cal AD 1814 :cal AD 1836] 0.196 [cal AD 1844 :cal AD 1851] 0.043 [cal AD 1870 :cal AD 1871] 0.008 [cal AD 1876 :cal AD 1917] 0.473 [cal AD 1955 :cal AD 1955] 0.012 2σ [cal AD 1681 :cal AD 1738] 0.259 [cal AD 1756 :cal AD 1761] 0.006 [cal AD 1803 :cal AD 1937] 0.724 [cal AD 1955 :cal AD 1956] 0.010

Приложение 3
Каталог кернов, отобранных на дендрохронологический анализ

Керн			Дерево		Повреждения ствола		Порода дерева	Геоморфологическая позиция	Ландшафтная характеристика	Год, не позднее которого начало расти дерево
№	h, см	Ориент-ка	D, см	h, м	наличие	h, см				
Зона селевой аккумуляции в бассейне руч.Лявойока, Северные Хибины										
LV-1RA	75,5	ЗЮЗ-BCB	38	20	нет	-	Ель	Тыловой шов конуса	Редкий сосново-еловый лес, ели в основном D от 10-15 до 20-40 см. В подросте в основном береза h 2,5-5 м, рябина h 1-2 м. В травянисто-кустарничковом ярусе - багульник, зеленый мох, шикша, редко - брусника и "шестилистник"	1789
LV-1RB	72	ВЮВ-ЗСЗ								
LV-2RA	67	ЗСЗ-ВЮВ	39	15	нет	-	Сосна			1738
LV-2RB	56,5	ВЮВ-ЗСЗ								
LV-3RAB	95	ЮЮВ-ССЗ	25	13	нет	-	Сосна	Более молодая лопасть конуса h 1 м над окружающей поверхностью	Преобладают сосны (h 11-13 м, D 12-15 см, отдельные до 25 см). Есть ели h 3-3,5 м, D <6-7 см	1942
LV-4	77	ЗЮЗ-BCB	22	10	нет	-	Сосна	Центральная часть наиболее выраженной лопасти со слабоволнисто-грядовым рельефом и многочисленными высыпками валунов	Редкий сосновый лес (h 9-11 м, D 15-22 см). Зеленый мох, ягель, шикша. В подросте береза, ольха и ива h до 3-6 м, частично сломаны на h 0,7-2 м, редкий еловый подрост h до 1,7-2 м	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
LV-5	90	ЗЮЗ-BCB	20	11	нет	-	Сосна	Ложбина шир. 4-5 м. По правому борту террасовидная поверхность h 2,5 м с уступом 35°	Плотный ельник (h >6-8 м) с примесью березы (h 7-8 м)	1949
LV-6	78	СЗ-ЮВ	22	12	есть	450 (раздвоен)	Ель	Фронт лопасти, эрозионные ложбины шир. 2-3 м, h 0,6-0,8 м	Березово-еловый лес h 13-15 м с редкими соснами h 6-8 м. D елей 10-30 см (преимущественно по бортам ложбин). Зеленый мох с шикшей, брусничкой, ягель почти исчезает	1884
LV-7RA	80	ЮЮЗ-ССВ	37	10	нет	-	Сосна	Старая полностью задернованная гряда шир. 3,5 м, ограниченная ложбинами шир. 4 м, h ~0,6 м	Елово-сосновый лес h 12-13 м, с редкими березами D 12-15 см. Ели и березы h 5-7 м в основном по ложбинам. Нижний ярус - ягель в малом количестве, шикша, брусника	1763
LV-7RB	82	ССВ-ЮЮЗ								
LV-8RA	25	ЮЗ-СВ	46	9	есть (часть ствола выбита)	20-40	Сосна	Участок старого конуса с невыраженной грядовостью	Березово-сосново-еловый лес. h сосен и берез 10-12 м, D берез 15-20 см, h елей <6-8 м. в подлеске- рябина	1747
LV-8RB	30	ЮЮВ-ССЗ				130				
LV-10RA	95	СВ-ЮЗ	35	10	есть (побитости)	0-80	Сосна	Старая поверхность аккумуляции	Сосново-еловый лес, h сосен и берез 10-12 м, D ед. берез 15-20 см, h елей <6-8 м. В подлеске- рябина. D отд. сосен до 30-33 см, на h 2,5-3 м - выбоины в разветвлениях	1587
LV-10RB	95	ЮЗ-СВ								
LV-11RA	140	ЗСЗ-ВЮВ	32	10	нет	-	Сосна	Старая поверхность аккумуляции	Сосново-еловый лес, h сосен и берез 10-12 м, D ед. берез 15-20 см, h елей <6-8 м. В подлеске- рябина. D отд. сосен до 30-33 см, на h 2,5-3 м - выбоины в разветвлениях	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
LV-11RB	130	ВЮВ-ЗСЗ								

LV-12RA	125	BCB-3ЮЗ	35	9	есть (побитости)	до 120	Сосна	Старая поверхность аккумуляции	Сосново-еловый лес, h сосен и берез 10-12 м, D ед. берез 15-20 см, h елей <6-8 м. В подлеске- рябина. D отд. сосен до 30-33 см, на h 2,5-3 м - выбоины в разветвлениях	1781
LV-12RB	128	3ЮЗ-BCB								
LV-13RAB	37	3СЗ-БЮВ	14	8	нет	-	Сосна	Верховья "ягелевого" заплеска ниже обнажения по правому борту (LV-102), центральная часть языка шир. 6 м	Сосновое редколесье (h 6-7 м, D 11-13 м), редкие березы h 1,5-2,5 м. Нижний ярус - ягель, шикша, мох. Вдоль русла и по ложбине наблюдаются более мощные сосны h 8-9 м и D 15-17 см (вероятно, не повреждены последним выплеском)	1958
LV-14RAB	37	3СЗ-БЮВ	15	7,5	нет	-	Сосна	Язык заплеска, уклон поверхности 3-4°, мелко-валунная отмостка	Сосновое редколесье (h 6-7 м, D 11-13 м), редкие березы и ольха в подросте h 1,5-2,5 м.	1955
LV-15RAB	37	С-Ю	24	8	нет	-	Ель	Поверхность наклонена на БЮВ 2-4°, отделена ложбиной h 0,7 м от "ягелевого" языка	Сосново-еловый лес с голубико-бруснично-шикше-зеленомошником, с подростом можжевельника и березы h 2-4 м	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
LV-16RAB	40	СВ-ЮЗ	28	8	есть	у основания	Сосна	Эрозионный борт ложбины между старой поверхностью конуса и "ягелевым" языком	Сосново-еловый лес с голубико-бруснично-шикше-зеленомошником, с подростом можжевельника и березы h 2-4 м	1801
LV-17RAB	41	Ю-С	17	10	нет	-	Сосна	"Левая" часть языка	Сосново-еловый лес с голубико-бруснично-шикше-зеленомошником, с подростом h 2-4 м можжевельника и большей долей березы	1933
LV-18RAB	36	ССВ-ЮЮЗ	19	8	нет	-	Сосна	Центральная часть языка (вероятно, на нарушенном останце более старой поверхности)	Сосново-еловый лес с голубико-бруснично-шикше-зеленомошником, с подростом можжевельника и березы h 2-4 м	1950
LV-19RAB	35	СВ-ЮЗ	21		нет	-	Сосна	Левая прирбовочная часть языка шириной 7 м	Сосново-еловый лес, нижний ярус - бруснично-шикшево-ягелевый покров	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
LV-20RAB	42	Ю-С	16	6	нет	-	Сосна	Молодой "ягелевый" язык	Сосново-еловый лес, нижний ярус - бруснично-шикшево-ягелевый покров	1951
LV-21RAB	33	Ю-С	15	8	нет	-	Сосна	Верхняя часть выплеска	Сосновое редколесье (h 13-15 м), с березово-сосново-еловым подростом h <3 м, с ягелево-бруснично-моховым покровом	1966
LV-22RAB	47	С-Ю	19	11	нет	-	Сосна	Фронтальная часть молодого "ягелевого" языка в зоне его разгрузки, в 10 м к югу - высыпки хорошо окатанных валунов до 0,4 м по длинной оси	Сосновое редколесье (h 13-15 м), с березово-сосново-еловым подростом h <3 м, с ягелево-бруснично-моховым покровом	1958
LV-23RAB	60	ССВ-ЮЮЗ	18	10	нет	-	Сосна	Фронтальная часть молодого "ягелевого" языка в зоне его разгрузки, с С - навал камней и поврежденных деревьев на h до 0,5 м	Сосновое редколесье (h 13-15 м), с березово-сосново-еловым подростом h <3 м, с ягелево-бруснично-моховым покровом	не удалось определить из-за плохой сохранности образца

LV-24RA	58	3-B	37	9	есть	наклонена на 8°	Сосна	Молодой язык, отделяющийся от современного русла	Вдоль языка много наклонившихся и упавших елей D до 25 см. Сосны с изгибами на h 2,3-4,5 м. Подрост: сосны h до 3-5 м, ольха h до 2 м, ели h до 2,5 м. Нижний ярус: зеленый мох, брусника, шикша, багульник	1722
LV-24RB	80	B-3								
Зона селевой аккумуляции в бассейне руч.Алявумйока, Западные Хибинны										
DEN-1	113	СЗ-ЮВ	12	6,50	есть	22-38	Ель	Поверхность конуса сложена крупнообломочным (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород с заполнителем из щебня и супесчано-легко-суглинистого материала. Ель растет на бровке межрядового понижения	Островной мохово-лишайниковый покров, ед. березы, карликовые ивы, отдельно стоящие молодые (h до 0,2 м) и подростные (h до 4,5 м) сосны и осины. Слабое сгущение древостоя по бровке сухого вреза в конусе ближе к современному русловому врезу. Поверхность покрыта мхом, с оголенными глыбами (D 5(7)-50 см).	1942
DEN-2	108	СЗ-ЮВ	16,5	5,50	нет	-	Ель	Поверхность конуса, сложенная крупнообломочным (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород с заполнителем из щебня и супесчано-легко-суглинистого материала.	Островной мохово-лишайниковый покров, ед. березы, карликовые ивы, отдельно стоящие молодые (h до 0,2 м) и подростные (h до 4,5 м) сосны и осины. Слабое сгущение древостоя по бровке сухого вреза в конусе ближе к современному русловому врезу. Поверхность покрыта мхом, с оголенными глыбами (D 5(7)-50 см).	1944
DEN-3	112,5	СЗ-ЮВ	18,5-24,5	8,50	есть	74	Ель	Поверхность конуса, сложенная крупнообломочным (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород	Поверхность почти полностью задернована, редкие глыбы (D до 0,2-0,3 м, 1-2 к.о.) оголены. Моховый покров, кустарнички, вторичные березы (h 1,2-2,0 м), молодые ели (h 0,10-1,5 м), единичные сосны (h 0,2-0,7 м, реже до 8,0-9,0 м)	1834
DEN-4	105	СВ-ЮЗ	7,5-8,0	7,5-8,0	нет	-	Ель	Гряда с направлением центральной, длинной оси СЗ-ЮВ. Вершинная поверхность гряды шир. до 1,5-2,5 м	Поверхность гряды густо задернована мхом и кустарничковой растительностью, покрыта весьма разреженной порослью березы (h до 0,5-1,5 м) и молодых елей (h до 0,1-0,6 м). Древесная растительность сосредоточена преимущественно на пологом склоне юго-восточной экспозиции.	1763
DEN-5	32	ЗСЗ-ВЮВ	10	4	нет	-	Ель	"Размытая" (нечеткая) вершинная поверхность гряды на периферии более зарослей части конуса. Общая ориентировка и уклон длинной оси поверхности в направлении ЗСЗ-ВЮВ. Поверхность пологонаклонная до 5-7°	Поверхность задернована, с кустарничково-травянисто-моховым покровом. Залесена елью и березой с различной h (преимущественно >2,-3,0 м) и D ствола (преимущественно >0,1 м). Подрост ели и березы развит слабо. В подлеске рябина h до 2,0 м. Довольно много поваленных деревьев. Местами ед. или в скоплениях оголенные или полужадернованные глыбы. Большое количество листового и хвойного опада.	1851
DEN-6	101	СЗ-ЮВ	32	18,00	нет	-	Ель	Гряда между двумя руслами, ниже на 70 м от свежего выброса по правой протоке. h гряды 0,5-0,7 м. Поверхность гряды выпуклая, наклонная к югу до 5-7°	Поверхность задернована, с кустарничково-травянисто-моховым покровом. Залесена елью и березой с различной h (преимущественно >2-3,0 м) и D ствола (преимущественно >0,1 м). Подрост ели и березы развит слабо. В подлеске рябина h до 2,0 м. Довольно много поваленных деревьев	1900

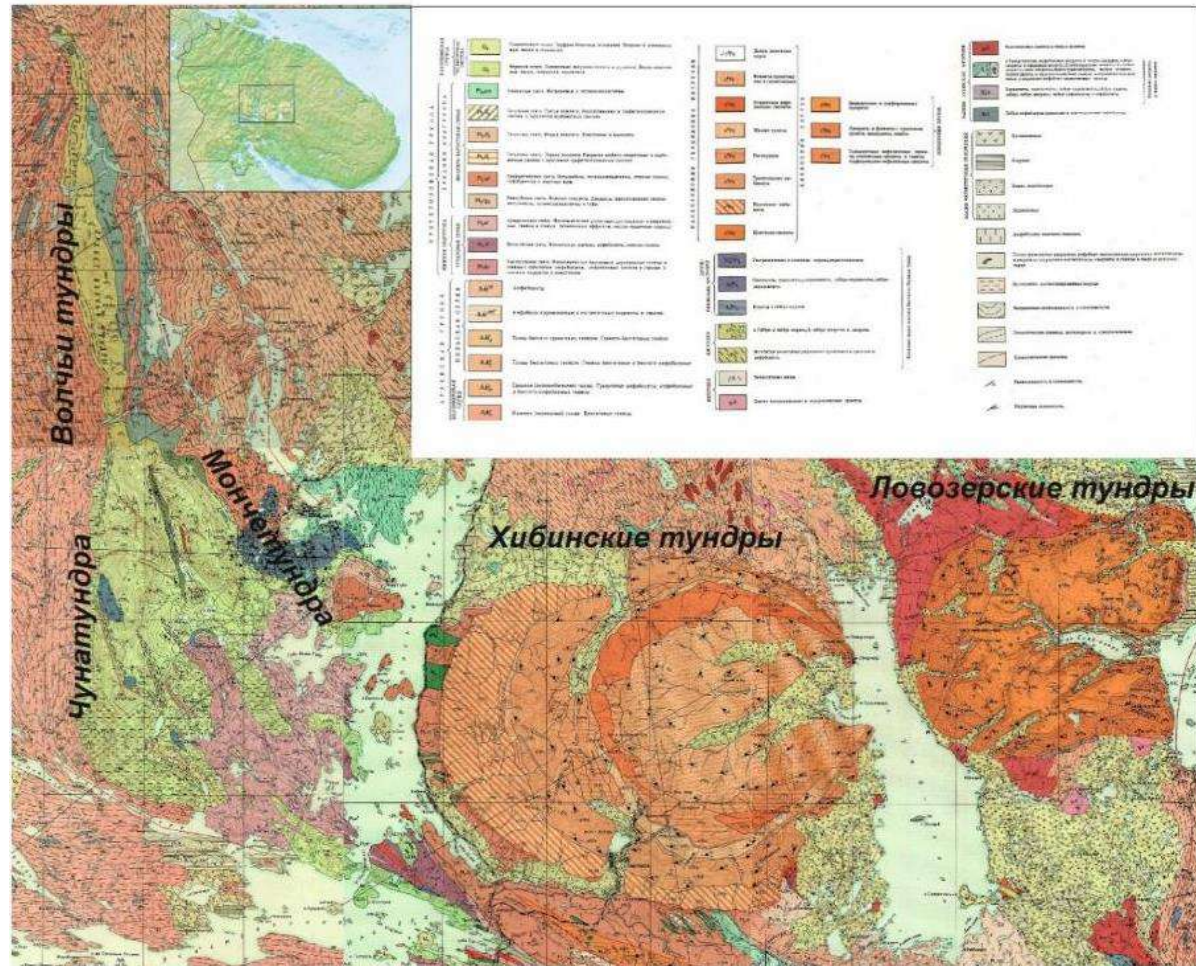
DEN-7	110	CC3-ЮЮВ	18	10	нет	-	Ель	Левое (основное, большее по размеру) русло (ложбина), днище. Ложбина сухая. Поперечный профиль ящикообразный, h левого борта до 1,8 м, правого - до 1,0 м, с шир. по днищу до 4,5 м. Бровки и тыловые швы днища четкие и плавные. Борты 5-8°. Днище пологонаклонное 2-4° к М. Белой. Ниже отобранной ели, русло на два рукава, разделенных грядой (см. Den-8, 9, 10)	Растительный покров в днище ложбины разреженный, из кустарничков, мха и трав. Много листового и меньше елового опада, поваленные поперек ложбины стволы. Деревья сосредоточены по тыловым швам днища и бортам ложбины: ели, березы D <0,2 м. Редкая древесная поросль и подлесок - рябина, ива, береза, орешник - h 0,2-2,0 м (преимущественно <1,0 м). По продольной оси русла – ед. ели и березы.	1956
DEN-8	100	CC3-ЮЮВ	19,5	15,5	нет	-	Ель	Чуть ниже развилки левой (основной) ложбины (см. Den-7-19), правый рукав. Рукав после деления ложбины в плане - чашеобразное углубление, подрезающее одну из гряд конуса (см. Den-6-19).	Растительный покров аналогичен Den-8-18	1933
DEN-9	120	СЗС-ЮВЮ	32	19,00	нет	-	Ель	Вершина гряды, разделяющей два рукава левой (основной?) ложбины (см. Den-7-19)	Растительный покров аналогичен Den-8-18. Древесный покров гуще	1870
DEN-10	120	СЗС-ЮВЮ	32,5	19,00	нет	-	Ель	Левый рукав ложбины, перегиб продольного профиля. h до 0,5-1,0 м. Поперечный профиль ящикообразный. В днище присутствует извилистая эрозивная борозда, шир. до 0,2-0,5 м, h до 0,1-0,2 м, облик относительно свежий	Растительный покров аналогичен Den-8-18. Травянистый покров более густой и выраженный. По продольной оси днища рукава растут толстые ели. Невысокий древесный подрост практически отсутствует	1870
Зона селевой аккумуляции в долине р. Голубичной, Западные Хибины										
GL-112RAB	40	С-Ю	11,5	4,50	да	120	Ель	Продолжение террасовидной поверхности (см. GL-115, GL-118 и GL-119), но в районе её	Больше ели, березы и можжевельника, свежего подроста ели и березы почти нет. h кустарничков до 0,3-0,5 м, можжевельника - до 1,0 м	1972
GL-113RAB	0,31	С-Ю	8,5	3,20	да	0,8	Ель	Террасовидная поверхность в месте её выклинивания. Две нижележащие поверхности	Растительный покров аналогичен GL-112. Непосредственно выше по течению Голубичной (в 5,0-6,0 м) ареал роста лютика жёлтого. На нижележащей ступени деревья ниже и моложе. На более низкой поверхности заметный еловый подрост h до 0,5-0,7 м, с искривленными стволами. На поверхности, где расположена отбираемая ель, еловый подрост ед., h до 1,0 м	1978
GL-115RAB	34	С-Ю	9	2,1	да	70	Ель	Террасовидная поверхность на h ~2,0 м над действующим днищем с руслом Голубичной. В поперечном профиле в точке слева от русла читается поверхность на одном уровне с урезом; поверхность, h над руслом до 1,5 м, шир. ~7,0 м; поверхность, h над руслом ~2,0 м, шир. ~16,0 м (точки GL-118 - в прибровочной части, GL-115 - в притыловой части). Поверхность субгоризонтальная, с четкими тыловыми швами, бровками разной степени четкости	Кустарнички, травянистая растительность, мин. примесь мхов. Деревья h до 2,0-3,0 м редкие, одиночные, преимущественно по притыловой части поверхности и вышележащему уступу более высокой террасовидной поверхности (h уступа до 3,0-3,5 м). Ед. деревья в прибровочной части, h до 1,5-2,0 м. Деревья береза, реже ель. ед. можжевельник и подрост ели h до 0,5 м	1970

GL-117RAB	30	С-Ю	10	3,2	нет	-	Ель	Поверхность на стрелке Голубичной (основного русла) и действующего левого притока. h над урезом Голубичной ~1,5 м, над днищем притока - до 0,5 м. Ель на бровке чашеобразного, почти замкнутого понижения, h до 0,7 м и D ~2,0-2,5 м. Днище понижения заполнено задернованными и оголенными глыбами и валунами	Древесная растительность сильно разрежена, точка расположена выше границы леса. Деревья - ель, береза h до 3,0 м. можжевельник, еловый и березовый подрост (преимущественно h до 0,4-0,8 м), ед. ива. Дневная поверхность покрыта кустраничками, мхами и лишайниками	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
GL-118RAB	69	С-Ю	8	1,8	да	90	Ель	Террасовидная субгоризонтальная, поверхность h ~2,0 м над действующим днищем с руслом Голубичной, с четкими тыловыми швами, бровками разной степени четкости. В поперечном профиле в точке слева от русла – поверхность на уровне уреза; поверхность h до 1,5 м над руслом, шир. ~7,0 м; поверхность h ~2,0 м над руслом, шир. ~16,0 м.	Кустарнички, травы, минимальная примесь мхов. Деревья h до 2,0-3,0 м редкие, одиночные, преимущественно по притыловой части поверхности и вышележащему уступу более высокой террасовидной поверхности (h уступа до 3,0-3,5 м). Ед. деревья в прибровочной части h до 1,5-2,0 м - преимущественно береза, реже ель. Ед. можжевельник и подрост ели h до 0,5 м	1960
GL-119RAB	92	С-Ю	12-15	4	да	110	Ель	Продолжение террасовидной поверхности (см. GL-115 и GL-118). В точке поверхность сужена.	Ниже по течению сгущение еловой, а также березовой (h до 3,0-4,0 м) и можжевельной (h до 0,5-0,8 м) растительности. Существенно больше карликовых кустраничков, моховый покров преобладает над травянистым	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
GL-120RA	21	Ю-С	16	4	да	40	Ель	Продолжение террасовидной поверхности (см. GL-115 и GL-118). В точке поверхность сужена.	Аналогичной GL-112, GL-115, GL-118, GL-119. Из вышележащего уступа обильно высачивается вода (по оголенным глыбам)	не удалось определить из-за плохой сохранности образца
GL-120RB		С-Ю								
GL-121RAB	75	ССЗ-ЮЮВ	13	5	да	190	Ель	Террасовидная поверхность h до 1,70 м над урезом Голубичной. Третья от русла (считая поверхность на урезе). Поверхность осложнена валиком, продольным руслу. На нем оголенные глыбы 1-3 к.о.	Мхи, кустарнички. Преимущественно березы h 2,0-3,0 м. Ели h до 3,0-6,0 м. Количество и h деревьев и кустраничков больше вверх по уступу вышележащей поверхности	1973
GL-2RAB	130	С-Ю	12	3	нет	-	Ель	Террасовидная поверхность на правом борту на h до 1,2 м над урезом Голубичной. Вторая от русла (считая поверхность на урезе). К северу от ели – скопление валунов.	Эмбриональная травянистая поросль. Ед. ель, окруженная ивовым подлеском h <1 м.	1990
GL-3RA	170	СВ-ЮЗ	15	5	нет	-	Ель	Террасовидная поверхность на правом борту h 1,5 м над урезом, вторая от русла. В прибровочной части в 8 м от бровки - скопление валунно-глыбового материала - заплеск на созданный ранее террасовый уровень	Дернина черники, голубики и шикши, ед. ели и поломанная березовая поросль	1931
GL-3RB	175	ЮЗ-СВ								
GL-4RA	130	С-Ю	12	7,00	нет	-	Ель	Склон 25°, примыкающий к тыловому шву селевой террасы с правого борта	Дернина шикши, карликовая ива	1890
GL-4RB	120	Ю-С								
GL-5RA	100	С-Ю	11	5,00	нет	-	Ель	Склон 25°, примыкающий к тыловому шву селевой террасы с правого борта	Дернина шикши, карликовая ива	1955
GL-5RB	90	Ю-С								

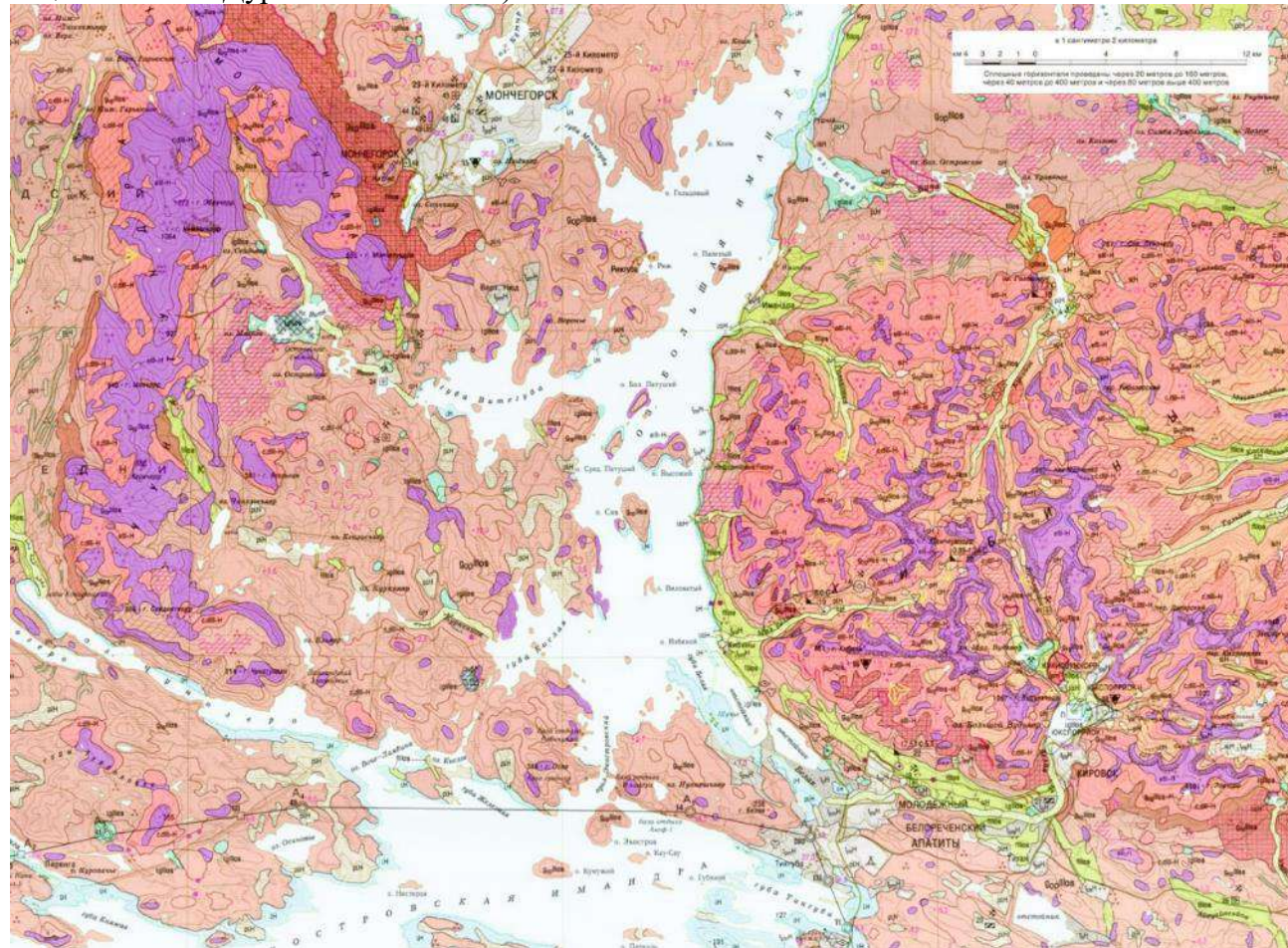
Приложение И

Геологическое строение района исследований

И1. Дочетвертичные образования гор Кольского полуострова (Государственная геологическая карта, листы Q-36-III, IV, Q-36-V, VI, R-36-XXXI, XXXIII, 1962 - составлена Н.Г. Добрыниной в 1960 г.)



И2. Четвертичные образования Чунатундры, Мончетундры и западной части Хибин (Государственная геологическая карта, лист Q-36-III,IV, 2008 - составлена В.В.Чашиным и А.Б.Дураковым в 1999 г.)

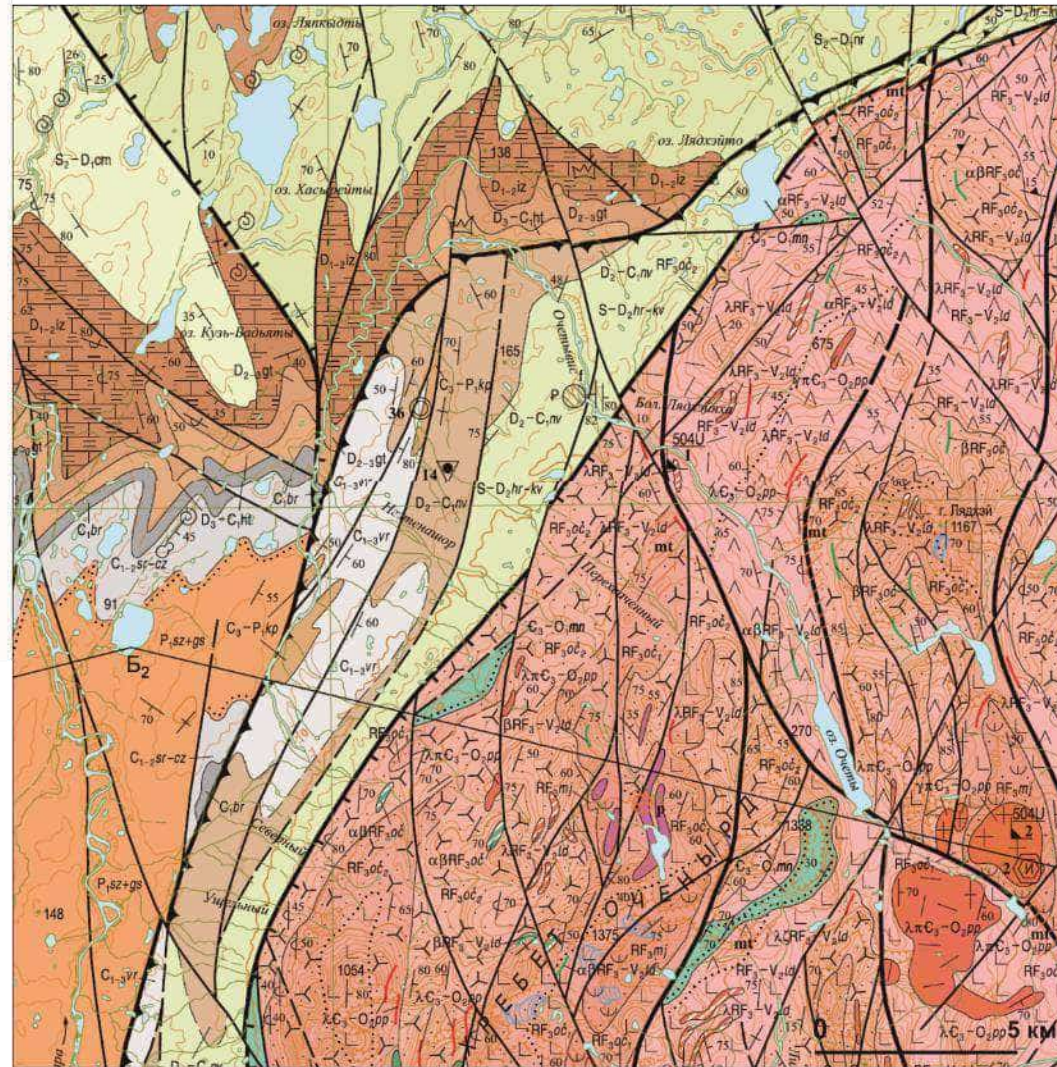


У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

Г О Л Ц Е Н	aH	Аллювиальные отложения. Галька, гравий, валуны, песок, супесь (до 4 м)		Рельеф краевых ледниковых аккумулятивных образований	
	iH	Озерные отложения. Пески, диатомиты, супеси (до 10 м). <i>Месторождения диатомитов</i>		Моренные гряды, не выражающиеся в масштабе карты	
	mHr	Слои талес. Морские отложения. Пески, гравий, галька (до 2 м)		Холмисто-моренный рельеф	
	mHph	Слои фалас. Морские отложения. Пески, илы (до 8 м)		Рельеф камовых холмов	
	pH	Палюстрий. Торф (до 7 м). <i>Месторождения торфа</i>		Колливые и дуговые гряды таяния мертвого льда, не выражающиеся в масштабе карты	
	ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ		t ₁ H ³	Тектогенные образования. Насытная фацция. Отвалы рудника (до 100 м)	Озерные гряды: а — выражающиеся в масштабе карты, б — не выражающиеся в масштабе карты
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		t ₂ H ³	Тектогенные образования. Постройки и сооружения (до 10 м)	Зандровые конусы
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		t ₃ H ²	Тектогенные образования. Фацция перемешивания. Почвенный слой с удобрениями (до 0,7 м)	Эрратические валуны в отложениях неглатциосеного происхождения
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		t ₄ H ²	Тектогенные образования. Фацция осаднения. Кварцевые пески (до 30 м)	Сопления эрратических валунов
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		eHl-H	Элювиальные образования. Глибы, отломки, древесина, супеси (до 2 м)	Лазбины стока талых вод
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		cHll-H	Колливиальные и делювиальные отложения. Отломки, щебень, древесина, супеси (до 5 м)	Уступы речных террас	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		mHl-Hr	Слои порфландия. Морские отложения. Глины, суглинки, супеси, песок (до 18 м)	Береговые валы	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		q ₁ lls-H	Основная морена каровых ледников. Глибы, валуны, отломки, щебень, супеси (до 3 м)	Абразионные уступы	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		q ₂ lls-H	Красная морена каровых ледников. Глибы, валуны, отломки, щебень, супеси (до 15 м)	Конусы выноса	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		q ₃ lls	Основная морена покровного ледника. Супеси валунные (до 42 м). <i>Месторождения песчано-гравийного материала, скопления валуны</i>	Солифлюкционный террасовый рельеф	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		q ₄ lls	Краевая морена покровного ледника. Валунные супеси с высоким содержанием обломочного материала (до 25 м). <i>Месторождения песчано-гравийного материала, скопления валуны</i>	Ледниковые шрамы и борозды	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		lls	Флювиогляциальные отложения. Пески, галька, гравий, валуны, супеси (до 14 м). <i>Месторождения песчано-гравийного материала</i>	Предполагаемые направления движения льдов	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		lglls	Озерно-ледниковые отложения. Пески, песок с галькой, гравием, супеси, суглинки (до 44,5 м). <i>Месторождения песчано-гравийного материала, песча стромельных</i>	Граница ледниково-озерного бассейна	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		lglln?	Ленинградский горизонт(?) Озерно-ледниковые отложения. Супеси, глины, песок, галька, гравий (до 20 м)*	Места находок ископаемых остатков: пилцы и спор	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		q ₁ llpd?	Подпорожский горизонт(?). Основная морена покровного ледника. Валунные супеси (до 9 м)*	одночлениных водорослей	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ		llpd?	Подпорожский горизонт(?). Озерные отложения. Пески, супеси, галька, гравий, суглинки (до 20 м)*	Опорные обозначения (естественные и искусственные)	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ			Дочетвертичные образования	Горные выработки	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ				Буровые сваи	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ				Мощность четвертичных образований: а — полная, б — видимая	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — ЧЕТВЕРТЫЙ СТУПЕНЬ				Границы стратиграфо-генетических подразделений: а — достоверные, б — предполагаемые	

Примечание. * — только на разрезах, схеме коррозий и схеме соотношений

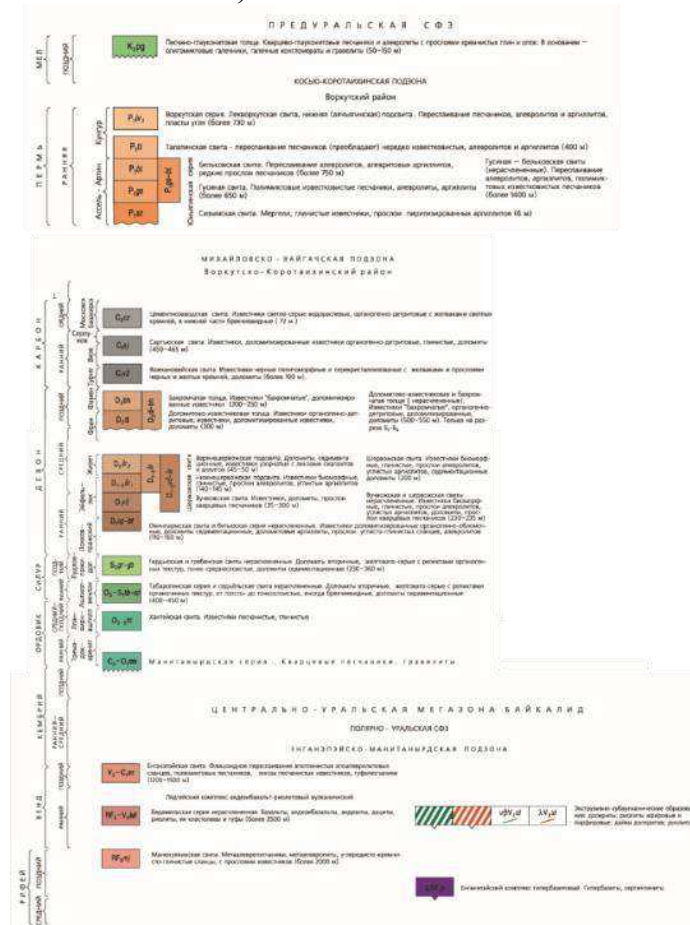
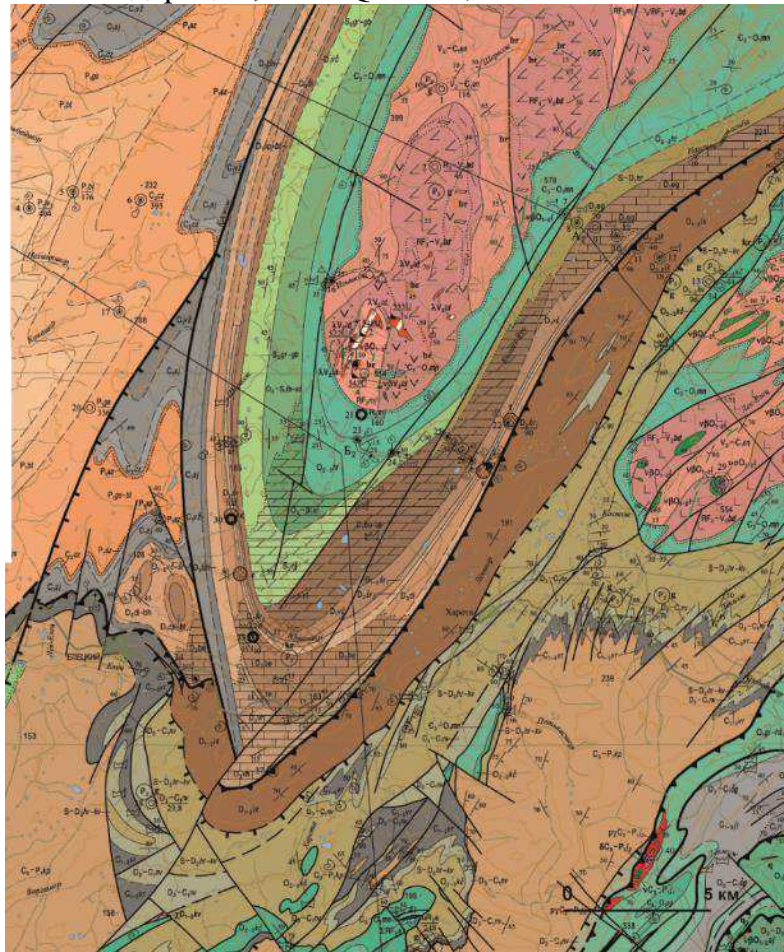
ИЗ. Дозоценовые образования хребта Оченырды и прилегающих территорий (Государственная геологическая карта Российской Федерации, листы R-41-XXXV,XXXVI, 2017 - составлена Д.В.Зархидзэ, А.С.Красножен в 2009 г.)



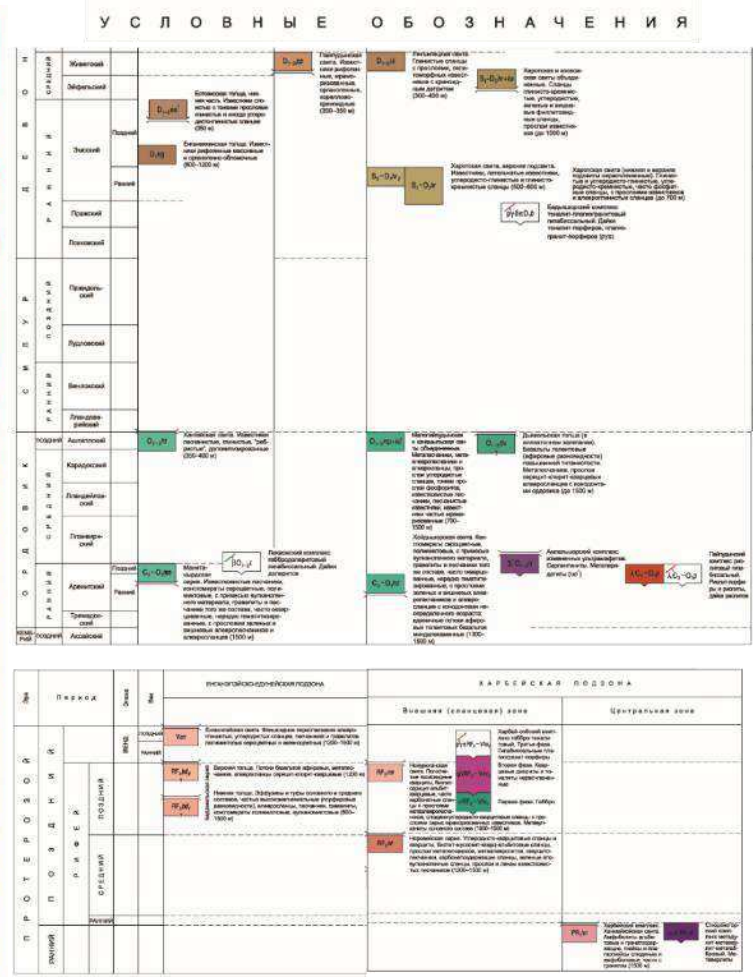
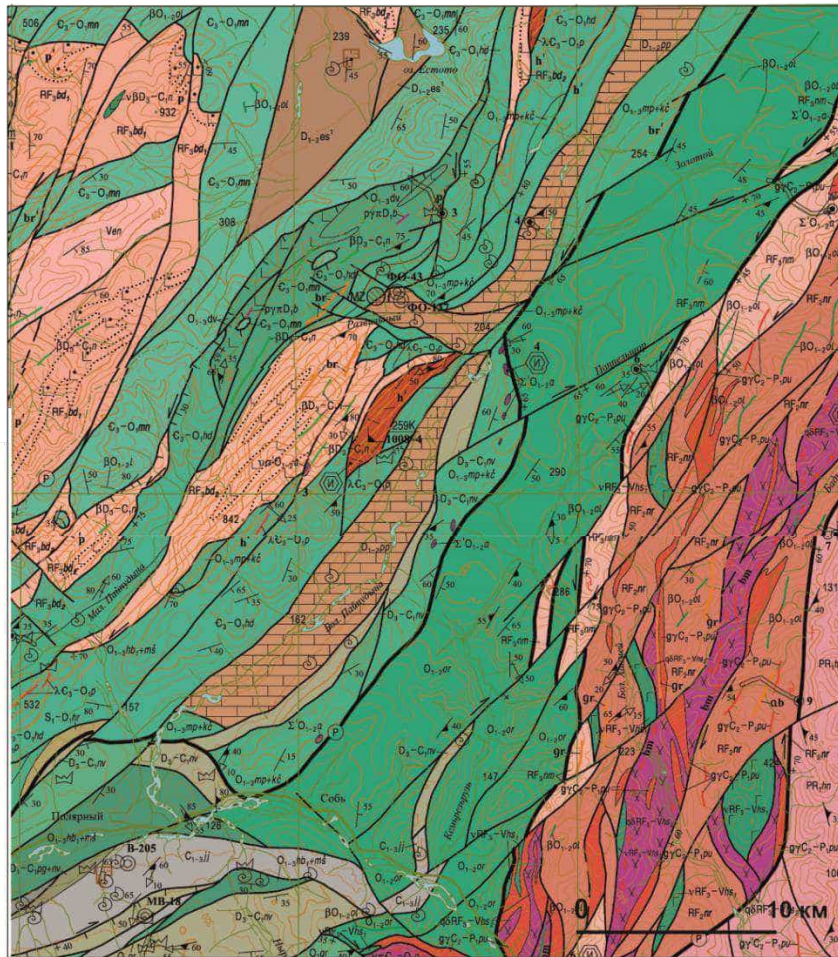
У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

		ПРЕДУРАЛЬСКАЯ СФМЗ	
		КОСЬЮ - КОРОТАЙХИНСКАЯ СФЗ	
		КОРОТАЙХИНСКАЯ ПОДЗОНА	
П Е Р Е Д Н Я Я П О Я С	СЕВЕРНОДИВНОУРСКИЙ	P ₁₋₂ st	Силосовая свита. Крупнообликованная в верхней части и мелкообликованная в нижней переслаивание галеч песчаных, конгломератов с пачками алевролитов, аргиллитов и углей (1700-2100 м)
	УРЖУМСКИЙ	P ₁₋₂ st	Сейдинская свита. В нижней части разреза тонкое циклическое переслаивание алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей, выше переслаивание конгломератов и гравелитов с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей (1600-1750 м)
	КАЗАНСКИЙ	P ₁ st	Иттигская свита. Переслаивание полимиктовых песчаных, алевролитов, аргиллитов и углей, с линзами гравелитов, иногда конгломератов и прослоями углистых аргиллитов (1030-1130 м)
		P ₁ st	Верхнеказорутская (рудацкая) подзита. Переслаивание песчаных, алевролитов, аргиллитов и углейных пластов. Иногда присутствуют прослой конгломератов (450-600 м)
		P ₁ st	Нижнеказорутская (дьячгинская) подзита. Переслаивание песчаных, алевролитов, аргиллитов и углей (480-580 м)
	УЧУМСКИЙ	P ₁ st	Верхнеказорутская (рудацкая) подзита. Переслаивание песчаных, алевролитов, аргиллитов и углейных пластов. Иногда присутствуют прослой конгломератов (450-600 м)
		P ₁ st	Нижнеказорутская (дьячгинская) подзита. Переслаивание песчаных, алевролитов, аргиллитов и углей (480-580 м)
		P ₁ st	Леворукая свита нерасчлененная. Переслаивание песчаных, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и углейных пластов (930-1160 м)
	ЖУНГУРСКИЙ	P ₁ st	Талтинская свита. Переслаивание полимиктовых известковых песчаных, известковых и песчаных алевролитов (400-500 м)
		P ₁ st	Бельювская свита. Мелкое ритмичное (фишловское) переслаивание серых глинистых алевролитов и осредняющих алевролитов аргиллитов с прослоями известковых желтовато-серых "пачек" аргиллитов и редкими прослоями полимиктовых песчаных в нижних и средних горизонтах (до 500 м)
P ₁ st		Сильновская и Гусевская свиты объединены. Переслаивание тонкопесчаных желтовато- и зеленовато-серых мерзлых, серых, розоватых глинистых известковых с рассеянным в них пиритом. Выше серые полимиктовые песчаные, с многочисленными включениями галеч аргиллита (до 500 м)	
АРТИНСКИЙ	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
АССЕЛЬСКИЙ-САМАРСКИЙ	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
	P ₁ st	Юнгинская серия нерасчлененная. Нижние горизонты толща представлены вышележащим переслаивающимся серым ослепленным известняком и черным глинистым и кремнисто-глинистым сланцем, вверху - черными глинистыми сланцами без прослоев известняков. Более высокие горизонты представлены гармизовскими алевролитами и аргиллитами, сильно расслоенными, с подчиненными прослоями и пластами песчаных (1200 м)	
		Б Е Л Ь С К О - Е Л Е Ц К А Я С Ф З	
		МИХАЙЛОВСКО - ВАЙГАЧСКАЯ ПОДЗОНА	
		Верхнесиловский район	
		Буреданско - Изъяшорский район	
СРЕДНЯЯ ПОЯС	КАЗАНСКИЙ-ЖЕЗЬСКИЙ		
	БАШКОРСКО-МОСКОВСКИЙ	C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
		C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
	ВОЛЖСКИЙ-СЕРТУЛОВСКИЙ	C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
		C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
	ТУРЧЕВСКИЙ	C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
		C ₁ st-cz	Сартульская и цементно-вазская свиты нерасчлененные. Известняки органогенно-детритовые темно-серые, биосферные (бриколорные, коралловые) светлые, реже темно-серые, водоросльно-детритовые, пиритизированные, с линзами кремней и прослоями доломитов, доломитовых и доломитовых известняков (380-670 м)
	ФАМЕСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Холертышевская толща. Известняки темно-серые детритовые, конгломератовидные, слабоуглеродистые, доломитовые, ослепленные с прослоями кремнистых сланцев, с линзами и прослоями черных кремней (390-450 м)
		D ₁ -C ₁ st	Холертышевская толща. Известняки темно-серые детритовые, конгломератовидные, слабоуглеродистые, доломитовые, ослепленные с прослоями кремнистых сланцев, с линзами и прослоями черных кремней (390-450 м)
	ОРАНСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)
D ₁ -C ₁ st		Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
ЖИВЕТСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
ЗАЧЕЛЬСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
ЗНОСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
ЛОКОВСКИЙ-БРАЖСКИЙ	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
	D ₁ -C ₁ st	Гурейтовская толща. Известняки светло-серые мраморизованные, слабоуглеродистые, углеродисто-кремнистые, доломитовые, с линзовидными прослоями черных кремней и афанитовых известняков (165-190 м)	
ПОДНУЖИЙ-ПРИЖИТОВСКИЙ	S ₂ -D ₁ cm	Карбонатная мраморизованная толща. Известняки мраморизованные, часто массивные строматолито-водоросльные с прослоями доломитов (800-1000 м)	
	S ₂ -D ₁ cm	Карбонатная мраморизованная толща. Известняки мраморизованные, часто массивные строматолито-водоросльные с прослоями доломитов (800-1000 м)	

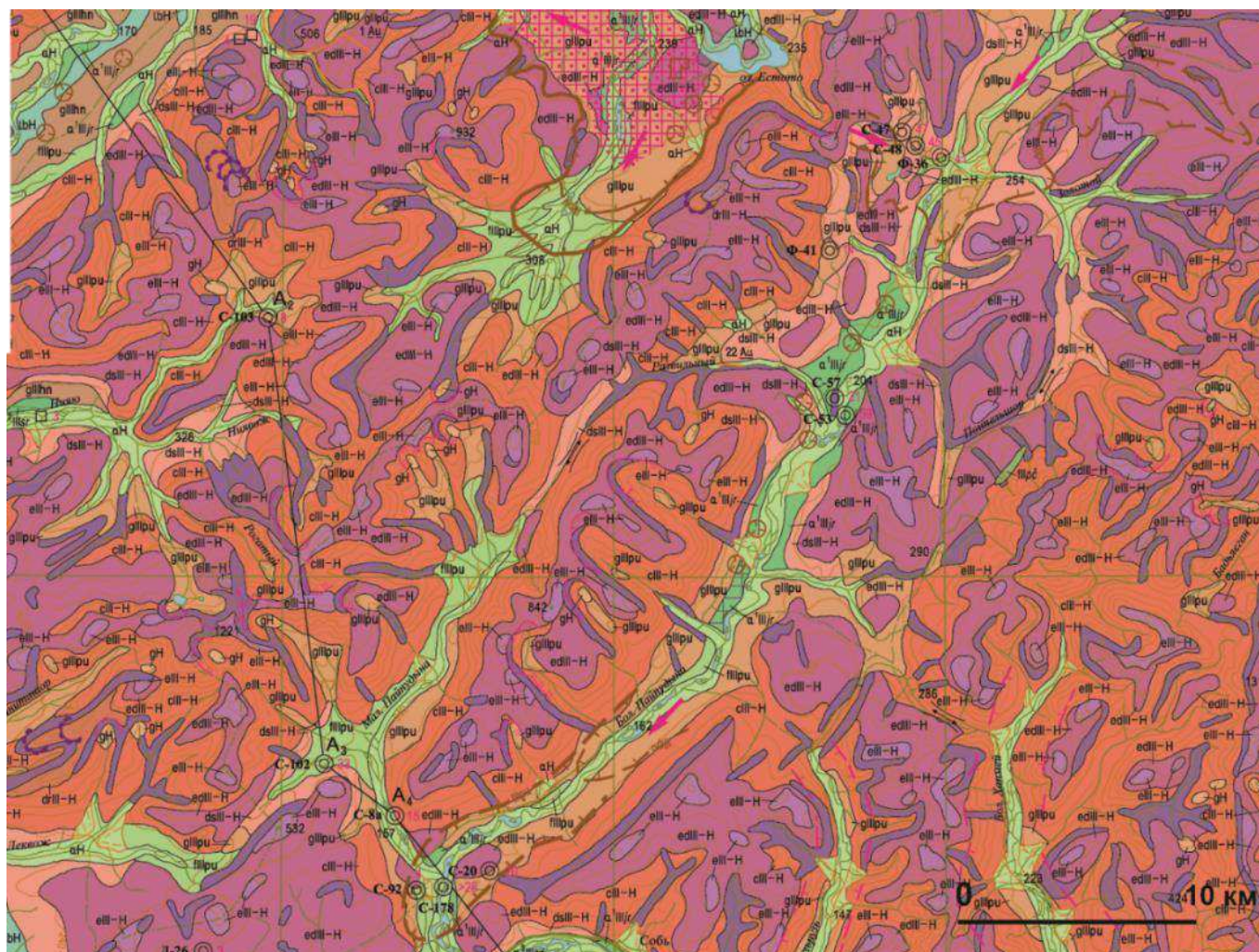
И5. Донеогеновые образования южной части кряжа Енганэпэ и прилегающих территорий (Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист Q-41-XI, 2013 - составлена П.Е.Поповым в 2005 г.)



И7. Донеогеновые образования Малого Пайпудынского, Большого Пайпудынского и Харбейского хребта и прилегающих территорий (Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист Q-41-ХП, 2013 – составлена А.П.Прямосоновым, А.Е.Степановым, В.В.Григорьевым в 2001 г.



И8. Четвертичные образования долин Большой и Малой Пайпудын и прилегающих территорий (Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист Q-41-ХП, 2013 – составлена А.П.Прямосоновым, Э.Я.Кузнецовой, И.В.Абатуровой в 2001 г.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	УРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА	ЗАУРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА
ГОЛОЦЕН	oH Аллювий русла, поймы и дельты. Песчано-галечные отложения с валунами (3-4 м). Русла золота, нестроженные песчано-гравийного матрикса, дельтовые конусы выноса (2-15 м)	oH Аллювий русла и поймы. Валунно-галечные, песчано-галечные отложения, песок, глина (8-15 м)
	цH Озерно-бюгеновые торф, глины, суглинки (до 4 м) Отложения каровых ледников	цH Озерно-бюгеновые торф, глины, суглинки (до 4 м)
	H Флювиогляциальные суглинки и глины с щебнем и валунами (до 26 м)	
	gh Морены каровых ледников. Щебнисто-валунные отложения с примесью дресвы и суглинка (3-5 м)	
	dlH-H Эпиконтральные тлыбы, щебень с супесчаным наполнителем (до 5 м)	
	dil-H Делювиальные валуны, щебень, дресва, суглинка, супеси (5-15 м)	
	edil-H Эпиконтральные-делювиальные тлыбы, щебень, дресва, суглинка (до 5 м)	
	dl-H Коллоидальные тлыбы, щебень (5-32 м)	
	dril-H Десертационные тлыбы, щебень, дресва, суглинка, супеси (2-5 м)	
	dsil-H Делювиально-селефлюкционные суглинки, дресва, щебень (до 14 м)	dsil-H Делювиально-селефлюкционные суглинки, дресва, щебень (до 3 м)
НЕСОПЛЕЩЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНЬ ГОЛОЦЕН	o'lyr Яркоокрашенный аллювий первой надпойменной террасы. Песчано-гравийно-галечные отложения с валунами, суглинка (3-13 м). <i>Нестроженный песчано-гравийного матрикса</i>	o'lyru Аллювий первой надпойменной террасы. Глины, песок, гравий, галечники, валуны (15-30 м)
	flpu Отложения горно-длинного оледенения Флювиогляциальные галечно-равнинно-песчаные отложения с валунами, супеси (до 26 м)	
	glpu Ледниковые несортированные дресвяно-галечно-щебнистые отложения с валунами, примесь суглинка и супеси (до 26 м)	glpu Ледниковые несортированные дресвяно-галечно-щебнистые отложения с валунами, примесь суглинка и супеси (до 26-30 м)
	o'lybr Сыртинский аллювий второй надпойменной террасы. Песчано-гравийно-галечные отложения с валунами, песок, супеси (5-17 м)	o'lybr Каргинский горизонт. Аллювий второй надпойменной террасы. Глины, песок, супеси, галечники (до 26 м)
	o'lyad Седловский аллювий третьей надпойменной террасы. Песчано-гравийно-галечные отложения с валунами, слоистые суглинки и супеси (10-20 м)	
	flhn Флювиогляциальные валуны, щебень, песок, суглинка, суглинка (до 26 м)	flhn Флювиогляциальные щебень с суглинками и глинами (15-30 м)
	glhn Ледниковые суглинки буровато-серые с включением растительных остатков с валунами, щебнем, галькой, дресвой и гравием (35-40 м)	glhn Ледниковые суглинки буровато-серые с включением растительных остатков с валунами, щебнем, галькой, дресвой, гравием (8-37 м)
	llet Стрелецкий горизонт. Озерные глины, алевроиты, суглинка, песок (до 39 м). Только на разрезе и склоне соотношений	laldp Стрелецкий горизонт. Яльбинская свита. Озерно-аллювиальные песок, суглинка, алевроиты, галечники, глины, обломки угля и лиственной флоры (5-14 м)
	flpz Палеозойский флювиогляциат. Слабодиметровые валуно-галечные поймавые конгломераты (до 5 м). В периферийных частях р. Собы - галечно-дресвяно-гравийные смеси с валунами, песок, суглинка (до 106 м)	glhn₂ Ангарские слои. Ледниково-морские суглинки с галькой и валунами, песок, глины, обломки угля, морская фауна (30-50 м)
	o'lyd Водяшская толща. Аллювиальные песчано-гравийно-галечные смеси и песок (до 50 м). Только на разрезе и склоне соотношений	talhn₁ Пок-платиновые слои. Озерно-аллювиальные глины, песок, суглинка с редкой мелкой галькой (2-5 м)
ПЛЕЙСТОЦЕН	o'lyd₂ Верхняя подзвита. Ледниково-морские песок, алевроиты, суглинка с включением гравия и гальки, глины, грубозернистые песчаники (10-20 м)	glhn₂ Верхняя подзвита. Аллювиально-морские песок, песчаные грубозернистые, суглинка, супеси, глины, алевроиты и артефакты, иногда с гравием, галькой и обломками угля (12-74 м)
	o'lyd₁ Нижняя подзвита. Аллювиально-морские песок, песчаные грубозернистые, суглинка, супеси, глины, алевроиты и артефакты, иногда с гравием, галькой и обломками угля (12-74 м)	o'lyd₁ Нижняя подзвита. Аллювиально-морские песок, песчаные грубозернистые, суглинка, супеси, глины, алевроиты и артефакты, иногда с гравием, галькой и обломками угля (12-74 м)
НОВОЕ ЗВЕНЬ ПЛЕЙСТОЦЕН		
НОВОЕ ЗВЕНЬ ПЛЕЙСТОЦЕН		

- Лёд глетчерный
- Холмисто-моренный рельеф
- Скопления эратических валунов
- Тростные долины
- Кары
- Ривели
- Сквозные долины ледникового генезиса
- Конусы выноса (дельтовые): а - выражающиеся в масштабе, б - не выражающиеся в масштабе
- Карстовые воронки, не выражающиеся в масштабе карты

- Уступы нагорных террас
- Трещино-полигональный рельеф
- Каменные петлары, не выражающиеся в масштабе карты
- Структурно-денудационные уступы
- Границы полярно-уральского оледенения: а - достоверные, б - предполагаемые
- Границы стадий полярно-уральского оледенения: а - достоверные, б - предполагаемые
- Границы стадий лавийского оледенения предполагаемые

- Направление движения льдов
- Направление стока ледниковых вод
- Буровые скважины: слева - номер, справа - мощность вскрытых четвертичных отложений, м
- Карьеры, справа - мощность вскрытых четвертичных образований, м
- Шурфы, справа - мощность вскрытых четвертичных образований: а - полевые, б - неопознаны, м
- Границы стратиграфо-генетических подразделений достоверные
- Тектонические разрывы четвертичного возраста предполагаемые