

«СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ им. Н. А. ШИЛО»
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Колегов Павел Петрович

**Строение и динамика обвально-осыпных форм рельефа
Северного Приохотья**

1.6.14. Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук

О. Ю. Глушкова

Магадан — 2026

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Склоновые процессы: история изученности и формулировка проблемы	14
Глава 2. Терминология и методы исследования	23
2.1 Объекты исследования и классификации	23
2.2 Методы исследования	27
2.3 Лихенометрический метод оценки возраста	34
2.4 Геопространственный и статистический анализы	44
2.5 Геоморфологические обстановки развития обвально-осыпных форм и районы их изучения	49
Глава 3. Физико-географические условия современного рельефообразования	55
3.1 Орогидрография	55
3.2 Климат	59
3.3 Строение рельефа и современные геоморфологические процессы .	69
3.4 Активные разломы и сейсмичность	81
Глава 4. Обвально-осыпные формы в различных геоморфологических обстановках Северного Приохотья	86
4.1 Горы Дел-Урэкчэн	86
4.2 Туманский хребет	91
4.3 Обвально-осыпная морфоскульптура ключевых обстановок	97
Обстановка эрозионно-денудационного среднегорья	97
4.3.1 Ручей Дуга	97
4.3.2 Ручей Шток	104
4.3.3 Ручей Ступень	110
4.3.4 Среднее течение реки Дондычан	113
4.3.5 Верховье реки Булум	116
4.3.6 Озеро Мельдек	124
Обстановка гляциального среднегорья	127
4.3.7 Низовье ручья Аган	127
4.3.8 Среднее течение реки Нанкал	130
4.3.9 Перевал Мельдек	135

Глава 5. Геопространственный анализ склонов и склоновых процессов в обстановках Северного Приохотья	144
5.1 Морозное выветривание и стебельковый лед	144
5.2 Склоны и растительность	151
5.3 Географическое распределение обвальнo-осыпных форм	157
5.4 Влияние геологического строения на пространственные различия коллювиального процесса	168
Заключение	180
Список литературы	183

Введение

Актуальность темы обусловлена значимостью изучения обвально-осыпной морфоскульптуры в контексте современных геоморфологических исследований, что позволяет глубже понять механизмы и закономерности формирования рельефа под воздействием гравитационных процессов в частности и экзогенных процессов в целом. Эти процессы оказывают существенное влияние на окружающую среду и жизнь человека в различных климатических условиях и могут формировать опасные ландшафты, которые наносят серьёзный ущерб инфраструктуре и экономике, вызывая трансформацию экосистемы и сокращение биоразнообразия, что может привести к утрате природных ресурсов и деградации окружающей среды.

В условиях современных климатических трендов, характеризующихся повышением температуры и изменением характера осадков [Груза, Ранькова, 2004; Vincent et al., 2018], изучение гравитационных процессов становится ключевым элементом в предотвращении природных катастроф и адаптации к изменяющимся условиям окружающей среды [Голицын, Васильев, 2019]. Полученные данные необходимы для разработки эффективных стратегий по минимизации рисков и смягчению негативных последствий для окружающей среды.

В этом ключе изучение обвально-осыпных форм рельефа в горах Северного Приохотья приобретает особое значение, поскольку позволяет более детально понять геологические и геоморфологические закономерности развития рельефа и формирования ландшафтов в горных районах, а также в районах распространения многолетнемерзлых пород, что, в свою очередь, даёт возможность реконструировать палеогеографические обстановки новейшего времени, в частности условия осадконакопления и формирования аккумулятивных форм, а также связанные с этим климатические тренды.

Для региона исследования характерно широкое распространение форм склонового морфолитогенеза, основным фактором развития которых является сила гравитации, а именно её составляющая, направленная вдоль склона. До настоящего времени их изучение проводилось преимущественно в рамках региональных геоморфологических исследований, нацеленных на определение распространённости и выявление общих и региональных характеристик склоновых процессов и обусловленных ими форм рельефа [Каплина, 1965; Титов, 1970; Суходровский, 1979; Богачев и др., 1994; Галанин, Смирнов, 2004; Галанин, 2009, и др.]. Однако полученные результаты не дают полного ответа на фундаментальные вопросы о возникновении, развитии и взаимосвязи обвально-осыпных форм с географическими, геоморфологическими и геологическими факторами

Прикладное значение определяется необходимостью оценки опасности обвально-осыпных склонов при реализации различных видов экономической деятельности в горных районах, включая строительство гражданских объектов, таких как автодороги, линии электропередачи, трубопроводы, а также при разработке горнодобывающих и туристических проектов. Кроме того, практически важным является выделение среди регулярных обвально-осыпных форм сейсмогенных образований (палеосейсмодислокаций), которые имеют первостепенное значение для оценки сейсмической опасности территорий.

Цель исследования — выявить свойства и условия образования коллювиальных конусов выноса в среднегорных обстановках Северного Приохотья на примере центральных частей гор Дел-Урэкчэн и Туманского хребта.

Задачи исследования:

- 1) проанализировать историю исследований и ключевые проблемы коллювиального морфолитогенеза;
- 2) описать физико-географические, геоморфологические и геологические условия Северного Приохотья;
- 3) выявить пространственное распределение обвально-осыпных форм Северного Приохотья в обстановках среднегорья с крутыми и средней крутизны

склонами в общем и альпинотипного среднегорья в частности;

- 4) определить связи между морфометрическими параметрами осыпных форм и типом материнских пород территории исследования;
- 5) установить морфологию, минимальный возраст и динамику развития коллювиальных конусов выноса горных регионов за последние 1000 лет.

Объект исследования — обвальнo-осыпные формы рельефа, развитые в Северном Приохотье. **Предметом** исследования является морфология, динамика и время экспонирования поверхности (минимальный возраст) обвальнo-осыпных форм.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертации положены материалы, собранные автором во время работы в Лаборатории геологии кайнозоя и палеомагнетизма СВКНИИ ДВО РАН, а также результаты полевых работ в течение 2010–2020 гг. Исследования выполнялись в рамках Госзаданий по программе НИР СВКНИИ ДВО РАН «Эволюция природной среды Арктики и Северной Пацифики в кайнозое» (номера гос. рег. 01200953808, 01201350147, АААА-А17-117022850034-3, 121031700311-4), а также по Проекту РФФИ № 15-05-05055 «Активные разломы и палеосейсмодислокации на юго-восточном фланге сейсмического пояса Черского». Автором было проведено изучение обвальнo-осыпной морфоскульптуры, среди которой установлены сейсмогенно возбуждённые формы.

Результаты работ базируются главным образом на собственных материалах полевого изучения склонов и других объектов в 120 т. н., среди которых выделяются следующие типы морфоскульптур (их изученное количество): обвальные конусы — 4, осыпные конусы — 40, десерпционные склоны — 4, присклоновые каменные глетчеры — 5,0 голоценовые морены — 2, вторичные сейсмодислокации — 5.

Лихенометрическое датирование экспонированных поверхностей осыпей проведено на 110 площадках, на которых выполнено 10 383 замера талломов *Rhizocarpon* sp.

Кроме того, на основе дешифрирования крупномасштабных космических снимков (до 2 м/пиксель) и анализа геологических карт масштаба 1 : 200 000, а также цифровых моделей рельефа ASTER GDEM (разрешением 30 м/пиксель) и Arctic DEM (2 м/пиксель) создана геоинформационная система «Коллювиальные конусы Северного Приохотья», которая содержит каталог осыпей с морфометрическими характеристиками (4400 объектов), геологические и топографические основы, схему распространения многолетнемёрзлых пород, а также схемы активных разломов и эпицентров землетрясений.

Методология и методы исследования. Основа диссертационной работы выполнена с применением системного и ситуационного подходов.

Системный подход был применён к анализу коллювиального процесса, что предполагало рассмотрение всех факторов и условий, влияющих на данный процесс, как частей единой системы. Это позволило учитывать взаимосвязи его компонентов — геологическими, геоморфологическими и физико-географическими условиями — и анализировать их совместное влияние на коллювиальный процесс. Ситуационный подход применялся при решении конкретных задач исследования, что отражалось в учёте специфических условий и факторов, характерных для определённого района или местности, и анализе их влияния на коллювиальный процесс в данном конкретном случае. Таким образом, системный подход обеспечил целостность и взаимосвязанность всех элементов исследования, а ситуационный подход позволил гибко применять методы исследований в зависимости от конкретных условий и задач, возникающих в процессе работы.

В диссертационной работе применялись следующие методы: геологический (геолого-структурный и литологический), геоморфологический (морфологический, ландшафтный, морфодинамический), дешифрирование аэрокосмических изображений, картографический, геопространственный, а также статистический.

Работа включала в себя три этапа: 1 — подготовительный: анализ данных предыдущих исследователей. Поиск и дешифрирование объектов на разномас-

штабных космических изображениях и аэрофотоснимках; 2 — полевые исследования коллювиальных конусов на ключевых участках с применением лихенометрического метода; 3 — расчёт динамики коллювиальных процессов и геопространственный анализ на основе собранных данных.

Дешифрированию подверглись коллювиальные конусы выноса, а также другие формы рельефа, которые пространственно сопряжены с изучаемыми объектами. В качестве материалов для дешифрирования использовались спутниковые изображения, полученные с картографических сервисов компаний Google, Bing, ArcGIS World Imagery и Яндекс, а также панхроматические снимки отечественных аппаратов «Канопус-В1» и «Ресурс-ДК1», и спектрзональные изображения с аппарата Sentinel-2.

Полевые наблюдения проведены на ключевых участках. Они включали в себя геолого-геоморфологическое описание осыпей, а также лихенометрическое датирование их экспонированной поверхности. Применение лихенометрического метода базируется на работах А. А. Галанина [2002; 2009].

Обработка полевых материалов и данных дешифрирования орбитальных снимков осуществлялась с использованием геопространственного и статистического анализов в программных средах Qgis, R и Python.

Научная новизна. Впервые показано пространственное распределение обвально-осыпных форм в районах, имеющих разные орографические характеристики и сложенных различными по составу горными породами.

Составлены схемы распространения обвально-осыпной морфоскульптуры в горах Дел-Урэкчэн и в Туманском хребте.

Детально изучены морфометрические и литологические характеристики обвалов и осыпей, определены время экспонирования (интерпретируется как минимальный возраст формы рельефа) и скорости смещения обломочного материала в локализованных осыпных потоках.

Создана геоинформационная система «Коллювиальные конусы Северного Приохотья», содержащая информацию о географическом, геоморфологическом

и геологическом строении региона, района и ключевых участков; данные о пространственном положении и морфологии выделенных обвально-осыпных форм в центральных частях гор Дел-Урэкчэн и Туманского хребта. Все данные имеют атрибутивные таблицы с различным наполнением.

Практическая значимость. Получена новая информация об особенностях динамики осыпных форм на территории Северного Приохотья. Эти данные могут быть использованы при выполнении инженерно-изыскательских работ, при строительстве производственной и гражданской инфраструктуры, прокладке дорог в горных районах Магаданской области.

Защищаемые положения

- 1) Общая площадь поверхности с активно протекающими гравитационными процессами в Северном Приохотье — около 10 %. Образование обвально-осыпных форм происходит в двух геоморфологических обстановках: в эрозионно-денудационном среднегорье (широкий диапазон скорости транспортировки обломков 0,14–1,86 м/год и динамического возраста поверхности 264–858 лет); в карах и трогах гляциального среднегорья (узкий диапазон скорости транспортировки 0,33–0,79 м/год и динамического возраста 260–540 лет).
- 2) В Северном Приохотье выделяются два типа коллювиальных конусов по площади — малые (преимущественно до 5000 м²) и крупные, которые статистически различаются по морфометрическим показателям, внешнему облику и строению.
- 3) Морозное выветривание, обеспечивающее в регионе поступление основной массы обломков в коллювиальные конусы выноса, максимально активно в весенний период (апрель–май — 52 % от общего числа заморозков), в меньшей степени осенью (сентябрь–октябрь — 35 %).
- 4) Медианное значение площади осыпей одного типа на интрузивных массивах превышает аналогичные показатели для эффузивных покровов в 3 раза, для терригенных пород — в 1,5 раза, что отражает градацию устойчи-

ности литолого-петрографических комплексов к денудационным процессам.

Степень достоверности полученных результатов обеспечивается значительным объёмом собранного и проанализированного фактического материала лично автором, высокими требованиями к выбору и использованию исходных данных, а также совокупностью применённых в работе методов. Результаты неоднократно представлялись на всероссийских конференциях и в публикациях рецензируемых научных изданий, что подтверждает их достоверность.

Апробация работы. Результаты исследования докладывались и обсуждались: на региональной научной конференции аспирантов, соискателей и молодых учёных «Идеи, гипотезы, поиск...» [2011; 2015, Магадан], межрегиональной молодёжной конференции «Научная молодёжь — Северо-Востоку России» [2012; 2014а; 2016а; 2018; 2020, Магадан], Всероссийской научной конференции «Чтения памяти академика К. В. Симакова» [2013, Магадан], Всероссийской конференции «Диковские чтения» [2014б, Магадан], Всероссийской научной конференции «Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока Азии» [2011; 2016, Магадан], Всероссийской конференции «Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы» [2014, Воронеж], X Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» [2017а, Москва], Всероссийской конференции с международным участием «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: XII Косыгинские чтения» [2024б, Хабаровск], форумах «Наука Северо-Востока России: фундаментальные и прикладные исследования в Северной Пацифике и Арктике» [2020, Магадан] и «Север и Арктика: геология, экономика, история» [2024а, Магадан], а также на заседаниях Учёного совета СВКНИИ ДВО РАН и кафедры Геоморфологии и палеогеографии МГУ.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 7 научных работ, в том числе 7 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базе ядра Российского индекса научного цитирования «eLibrary Science Index». Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. При подготовке текста диссертации и автореферата использованы тексты статей, выполненных автором лично [Колегов, 2016б, 2019, 2021, 2023, 2025] и в соавторстве [Смирнов и др., 2017б; Колегов и др., 2025], в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования.

Статьи в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базе ядра Российского индекса научного цитирования «eLibrary Science Index»:

- 1) **Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н.** Сейсмодислокации и напряженное состояние Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74. — EDN: ОЕФКХР / 1,96 п. л. *Импакт-фактор 0,21 (JCI). Вклад соискателя — 90 %.*
- 2) **Колегов П. П.** Моделирование влияния стебелькового льда на склоновый морфолитогенез Северного Приохотья и Охотско-Колымского нагорья на основе климатических данных // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2025. — № 3. — С. 42–51. — EDN: QVQTYJ / 1,16 п. л. *Импакт-фактор 0,457 (РИНЦ).*
- 3) **Колегов П. П.** Применение методов машинного обучения для классификации склонов по космическим снимкам на примере некоторых районов Северного Приохотья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2023. — № 4. — С. 62–71. — EDN: UJJMCK / 1,14 п. л. *импакт-фактор 0,457 (РИНЦ).*
- 4) **Колегов П. П.** Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лишенометрических данных // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — EDN:

KRCTFH / 1,27 п. л. *Импакт-фактор 0,457 (РИНЦ).*

- 5) **Колегов П. П.** Динамика осыпей и каменных глетчеров Ольского плато (Северное Приохотье) на основании лихенометрического и фотометрического гранулометрического анализов // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2019. — № 3. — С. 54–62. — EDN: FZQTTQ / 1,04 п. л. *Импакт-фактор 0,457 (РИНЦ).*
- 6) *Смирнов В. Н., Глушкова О. Ю., Колегов П. П., Кондратьев М. Н.* Палеосейсмодислокации в басс. р. Дондычан (Северное Приохотье) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2017. — № 2. — С. 41–50. — EDN: YTFGSD / 1,16 п. л. *Импакт-фактор 0,457 (РИНЦ). Вклад соискателя — 25 %.*
- 7) **Колегов П. П.** Динамика коллювиальных процессов в хребте Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. — 2016. — № 2. — С. 10–18. — EDN: WBWREX / 1,04 п. л. *Импакт-фактор 0,457 (РИНЦ).*

Объём и структура работы. Диссертация общим объёмом 198 страниц состоит из введения, 5 глав, заключения; иллюстрирована 73 рисунками и 14 таблицами. Список литературы включает 134 наименования из них 30 на иностранном языке.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю к. г. н. О. Ю. Глушковой за постоянное сотрудничество, за проведение совместных полевых работ, а также д. г. н., проф. В. Н. Смирнову за советы, консультации и совместные экспедиции. Автор также благодарит своих коллег к. г.-м. н. М. Н. Кондратьева, С. Д. Шведова, к. г.-м. н. Г. О. Ползуненкова, к. г.-м. н. В. В. Прийменко за участие в проведении полевых работ и за обсуждение отдельных аспектов диссертационного исследования. Автор считает необходимым отметить большую роль ныне покойного д. г. н. А. А. Галанина в руководстве работой на начальном этапе исследования и

поблагодарить за рекомендации, оставленные им в рецензиях на подготовленные автором статьи. На финальном этапе работы хотелось бы выразить благодарность сотрудникам кафедры Геоморфологии и палеогеографии МГУ. Отдельная благодарность коллективу СВКНИИ ДВО РАН за помощь в организации и проведении полевых работ.

Глава 1. Склоновые процессы: история изученности и формулировка проблемы

Склоны и склоновые отложения являются самыми распространёнными на Земле. Проявление склоновых процессов связано с формированием уклонов земной поверхности, называемых первичными склонами. С развитием геоморфологической теории проблема формирования склонов всегда притягивала внимание исследователей. Здесь стоит упомянуть таких исследователей, как В. Пенк, В. Дэвис, Л. Кинг, С. Воскресенский, И. Шукин и многих других. Дискуссионными остаются вопросы о степени влияния климатических условий на развитие склонов, их роли при совместном проявлении с тектоническим фактором; в каких обстановках происходит выполаживание склонов, а в каких их отступление параллельно самим себе [Симонов, 1972]. Эти и другие вопросы вызывают оживлённые споры, основной причиной которых можно назвать дискретность (локальность) исследований на фоне непрерывной поверхности рельефа Земли с её разнообразием географических, геологических и других условий протекания этих процессов.

Происхождение склонов — главный вопрос, на который стоит искать ответ. Он включает в себя определение роли, степени участия, парагенетических комплексов и истории развития рельефа. Однако важно учитывать последующие процессы, преобразующие склоны. Создание общей теории образования склонов, с учётом всех факторов и условий, является одной из основополагающих целей теоретической геоморфологии.

В формировании склона можно выделить первичные и вторичные склоновые процессы по А. И. Спиридонову [1956; 1971] — склонообразующие и склономоделирующие процессы.

К первым относятся процессы, формирующие склон как наклонную поверхность. Главным образом это проявление тектоники, градацию которой можно провести от формирования локального поднятия или опускания до орогенеза целой горной страны. С момента поднятия территории выше уровня базиса эрозии на поверхность склонов начинают оказывать воздействие процессы денудации, главным образом эрозионные и гравитационные, а также и аккумуляции [Симонов, 1971].

Ранние исследования склонов относятся к периоду XIX — начала XX в. Одним из первых, кто изучал склоны и склоновые процессы, был Леопольд Кеттелер, автор работ о геоморфологии в середине XIX в. В последующие десятилетия склоны и коллювиальные процессы привлекали внимание таких исследователей, как А. и В. Пенк, В. Дэвис, Л. Кинг, В. Пенконин, Л. В. Зорин, А. И. Спиридонов, А. Г. Исаченко, и многих других.

Однако значительное продвижение в изучении склоновых процессов произошло во второй половине XX в. Систематические наблюдения и более точные методы анализа позволили уточнить классификацию и понимание механизмов, лежащих в основе этих процессов. Работы С. С. Воскресенского, И. П. Герасимова, Л. В. Зорина, Н. И. Николаева, Ю. Г. Симонова, А. И. Спиридонова, Е. В. Шанцера, Ю. Андерсона, Н. Болига, А. Вуда и других исследователей принесли вклад в развитие теории и практики изучения склонов и коллювиальных процессов.

Многие исследователи выделяют две основные категории склоновых процессов — массового и блокового движения, более дробное деление происходит по характеру перемещения обломочного материала и его консистенции. Исследователями [Спиридонов, 1956, 1971; Воскресенский и др., 1960; Шанцер, 1966; Титов, 1970, 1976; Симонов, 1972, и др.] выделяются следующие основные подгруппы: обрушения, скольжения, течения, сползания, плоскостного смыва.

Классификация С. С. Воскресенского [Ананьев и др., 1992] подразделяет склоновые процессы на делювиальные, массового переноса обломков, оползневые,

обвальнo-осыпные. При этом нивальные (лавинные) и криогенные (курумогенез, солифлюкция) относятся к отдельным самостоятельным процессам.

В диссертационном исследовании использовалась классификация склоновых процессов, предложенная Е. В. Шанцером [1966] и апробированная для Северо-Востока Азии Э. Э. Титовым [1970; 1971]. Она приведена в таблице 1.1. Предложенная классификация является комплексной и учитывает влияние криогенных и нивальных процессов в рассматриваемом регионе.

Таблица 1.1 — Генетическая классификация склоновых процессов [Титов, 1971]

Парагенетические			Генетические		
Ряд	Группа	Подгруппа	тип (азональный)	холодный подтип (зональный) влажно сухо	
Склоновый	А. Гравитационная (коллювиальная)	Обрушение	Обвалы Осыпи Камнепады Лавины Отседание	? ?	
		Скольжение	Оползни-блоки Оползни-осовы Оползни-сплывы	Оползень скольжения талых пород по мёрзлым	
		Течение	Солифлюкция: дифференциальная покровная	Крио- солифлюк- ция	—
		Сползание	Десерпция	—	Крио- десерпция
	Б. Делюви- альная	Плоскостной смыв	Поверхностный смыв Подповерхностный смыв (суффозия)	Поверхностный смыв Суффозия	

«—» — процесс в данных условиях не идёт; «?» — подтип неизвестен.

Изучение склоновых процессов на Северо-Востоке Азии началось со времени первых геологических экспедиций С. В. Обручева и В. А. Цареградского в 1932–1933 гг. До 1960-х гг. проблемой развития склоновых образований занимались в рамках сопутствующих исследований при разведке россыпных месторождений золота, олова и вольфрама.

Промежуточным итогом проводимых работ явилась статья А. П. Васьковского «Обзор горных сооружений Крайнего Северо-Востока Азии» [1956], в которой он предложил собственную орографическую схему региона, разграничил по абсолютным высотам горные сооружения, описал морфологию склонов.

В то же время значительно возрос интерес к геоморфологическому строению и склоновому морфогенезу Колымской низменности и Чукотского полуострова. Появились публикации, посвященные эволюции рельефа областей повсеместного распространения многолетнемёрзлых пород. В работах Л. А. Жигарева и Т. Н. Каплиной [1960] описаны солифлюкционные склоны и высказаны идеи о механизме их формирования. Большое внимание было уделено разнообразным морозно-мерзлотным формам рельефа Чукотки [Каплина, 1960].

Т. Н. Каплина посвятила отдельную монографию «Криогенные склоновые процессы» [1965], в которой обобщены материалы по морозному выветриванию и морозной сортировке материала. Дано описание закономерностей развития склоновых и криогенных процессов, а также форм рельефа, ими образованных. Особо тщательно Т. Н. Каплина описала суть процесса солифлюкции и показала примеры солифлюкционных образований в разных климатических зонах.

Основной акцент в геоморфологических исследованиях 1950–1960 гг. был сделан на изучении ледниковых [Сакс, 1946, 1947, 1948; Колосов, 1946, 1947, 1949; Васьковский, 1955] и мерзлотных [Качурин, 1938, 1950; Жигарев, Каплина, 1960; Каплина, 1960, 1965] форм рельефа. Во второй половине 1950-х гг. началась планомерная государственная геологическая съёмка масштаба 1 : 200 000, в рамках которой выполнялось разномасштабное геоморфологическое картирование.

В 1960–1970 гг. проводились углубленные исследования коллювиальных и коллювиально-криогенных процессов в разных климатических зонах региона. И. П. Карташов [1966] выделил и обосновал происхождение таких форм рельефа, как террасоувалы. Процесс их образования он описывал как взаимосвязь коллювиальных и аллювиальных процессов.

Для Верхне-Колымского нагорья были произведены расчеты темпов денудации в четвертичном периоде [Каревская, Ананьев, 1968]. Эти расчёты показали для ледниковых эпох среднего и верхнего плейстоцена — 0,016 мм/год; для каргинского времени и голоцена — 0,040 мм/год; для межледниковых периодов среднего и позднего плейстоцена — 0,057 мм/год, для раннего плейстоцена — 0,070 мм/год.

Э. Э. Титов [1970; 1971] привел подробное описание отдельных видов коллювиальных образований и их распространённость на Северо-Востоке. В его работах также дана оценка скорости смещения обломочного чехла для десерпционных и солифлюкционных склонов методом маркирования каменных полос. Показатели движения чехла составили от 20 до 200 мм/год [Титов, 1970, 1971].

В. Л. Суходровским [1979] разработана классификация рельефообразующих процессов для криолитозоны и проведены стационарные наблюдения динамики десерпционных и солифлюкционных склонов. Скорости смещения обломочного чехла составила от 10 до 30 мм/год для склонов 10–20°.

В середине 1980-х гг. на территории Верхнеколымского нагорья были проведены исследования С. М. Говорушко, посвященные оценке скорости движения грубообломочных грунтов методами экранов, траншей-ловушек, окрашиванием створов склонов и дендрохронологии. Полученные результаты показали, что для слоя мощностью 15–20 см скорость составляет от 2–3 до 40–60 см/год [Говорушко, 1986].

После некоторого снижения внимания к проблеме, в начале 2000-х гг. интерес к генезису и скорости протекания склоновых процессов снова возобновился на Северо-Востоке. Это было связано с использованием современных спутниковых снимков высокого разрешения и применением количественных методов оценки динамики развития и времени трансформации морфоскульптур.

Рядом авторов проведены исследования взаимосвязи коллювиальных отложений с ледниковым формам рельефа в Дукчинских [Смирнов и др., 2001] и Килганских горах [Глушкова и др., 2015; Глушкова, Смирнов, 2018], уточнён

их генезис и возраст, изучены условия, способствовавшие их возникновению. В окрестностях г. Магадана были описаны скальные оползни и выявлен механизм их формирования [Пахомов, Смирнов, 2002]. Определена динамика и цикличность гравитационных процессов для Примагаданья [Галанин, Смирнов, 2004].

А. А. Галаниным [2009] и С. С. Богачевым с соавторами [1994] были изучены специфические формы рельефа — каменные глетчеры. Установлено, что данные образования являются продуктом взаимодействия склонового и криогенного морфолитогенеза. Каталогизированы каменные глетчеры на территории Магаданской области и Чукотского АО [Галанин, 2009], Восточной Якутии [Лыткин, 2019]. Проведены геофизические исследования внутреннего строения каменных глетчеров [Бажин, Лыткин, 2018]. Обобщённые данные по каменным глетчерам и их распространённости в Евразии опубликованы в монографии А. П. и И. А. Горбуновых [2013].

Палеосейсмологические исследования в Охотско-Колымском регионе позволили выделить разнообразные сеймотектонические и сейсмогравитационные формы: сейсморазрывы и тектонические уступы, скальные оползни и др. [Смирнов, 1995; Имаев и др., 2000; Смирнов и др., 2017б, 2018].

В диссертации исследуется проблема развития горных склонов в условиях широкого разнообразия геоморфологических условий и сложного геологического строения территории. Из этой проблемы нами выделен один аспект, который отражает наиболее динамичную часть склонового морфолитогенеза — изучение обвальнo-осыпной морфоскульптуры.

Проведённые ранее исследования в 1930–1990 гг. носили в основном описательный характер. Главным объектом изучения были десерпционные и солифлюкционные склоны, подверженные многолетнему промерзанию. В 1990–2020 гг. в основном исследовались специфические формы рельефа (например, палеосейсмодислокации, каменные глетчеры) или ареалы последних оледенений. Проводилось картирование этих форм рельефа с привлечением космоснимков высокого разрешения.

Вопрос определения времени экспонирования и скорости смещения обломочного чехла горных склонов остался ещё мало изученным, так как это требует использования либо обычных (траншеи-ловушки, маркирование полос и др.) методов, которые являются трудозатратными и нуждаются в длительных стационарных наблюдениях, либо использования малодоступных и дорогостоящих изотопных методов (^3He , ^{10}Be , ^{26}Al и др.) для датирования поверхности. Для достижения поставленной цели по определению времени экспонирования поверхности и получения количественных данных по динамике развития склоновых форм нами был использован лишенометрический метод, который используется в геоморфологии с середины прошлого века [Beschel, 1957, 1973; Bull, Brandon, 1998; Галанин, 2002; Jomelli et al., 2007, и др.].

Следует отметить, что лишенометрический метод обладает некоторыми недостатками [Osborn et al., 2015]. Зачастую исследователи с недостаточной объективностью относятся к ошибке определения возраста, построению кривых роста без использования корреляционных датировок поверхности, а также использования одного максимального диаметра таллома или среднего по группе из нескольких (5 или 10 особей) для расчёта возраста, что вносит неопределённость, а то и серьёзные ошибки в датирование. Вместе с тем положительным моментом для развития лишенометрического метода является применение больших выборок и методов статистической обработки этих данных. Например, в работе [Bull, Brandon, 1998] было измерено более 34 000 талломов на 90 площадках в разных частях региона, что позволило достичь точности ± 10 лет в диапазоне до 600 лет. Данный подход позволил выделить 3 разновозрастных эпицентра палеоземлетрясений.

Выводы

Анализ историографии вопроса позволяет констатировать, что изучение склоновых процессов прошло значительный эволюционный путь от общих описательных концепций конца XIX — начала XX в. (В. Пенк, В. Дэвис, Л. Кинг)

к детальным систематизированным исследованиям второй половины XX столетия. Ключевым достижением этого периода стала разработка многочисленных генетических классификаций (С. С. Воскресенский, Е. В. Шанцер, А. И. Спиридонов), которые позволили структурировать огромное разнообразие склоновых явлений по механизмам перемещения материала и ведущим факторам. Особенно плодотворно эти исследования развивались в специфических условиях Северо-Востока Азии, где усилиями таких учёных, как Т. Н. Каплина, Э. Э. Титов, В. Л. Суходровский, был накоплен уникальный эмпирический материал по динамике криогенных и коллювиальных процессов, а также получены первые количественные оценки скоростей денудации и смещения обломочного материала.

Однако, несмотря на длительную историю изучения, центральная проблема теоретической и прикладной геоморфологии — создание общей теории образования и развития склонов — остаётся нерешённой. Существующие исследования носят зачастую локальный и дискретный характер, что не позволяет экстраполировать выводы на смежные территории со схожими условиями. Наиболее остро стоит проблема дефицита точных количественных данных о времени экспонирования склоновых поверхностей и скоростях протекания современных процессов, особенно в отношении обвального-осыпного морфогенеза. Традиционные методы полевого мониторинга (траншеи-ловушки, маркирование) высокоточны, но крайне трудоёмки и требуют многолетних стационарных наблюдений, что ограничивает их применение. Современные изотопные методы датирования (космогенные нуклиды), хотя и обладают высоким потенциалом, остаются малодоступными ввиду своей дороговизны и сложности.

В связи с этим формулируется актуальная научная проблема, заключающаяся в необходимости разработки и апробации экономически эффективных и точных методик для получения репрезентативных количественных показателей динамики склоновых процессов. Перспективным направлением представляется комплексный подход, интегрирующий традиционные геоморфологические ме-

тоды картирования, данные дистанционного зондирования Земли высокого разрешения для выявления пространственных закономерностей, а также методы прямого датирования, такие как лихенометрия. Последняя, при условии применения строгих статистических процедур и построения калибровочных кривых на основе больших выборок, способна обеспечить надёжную хронологическую основу для оценки времени формирования и скорости эволюции склоновых морфоскульптур. Решение данной проблемы является фундаментальным для перехода от качественного описания к прогнозному моделированию развития склонов в условиях меняющегося климата и возрастающей антропогенной нагрузки.

Глава 2. Терминология и методы исследования

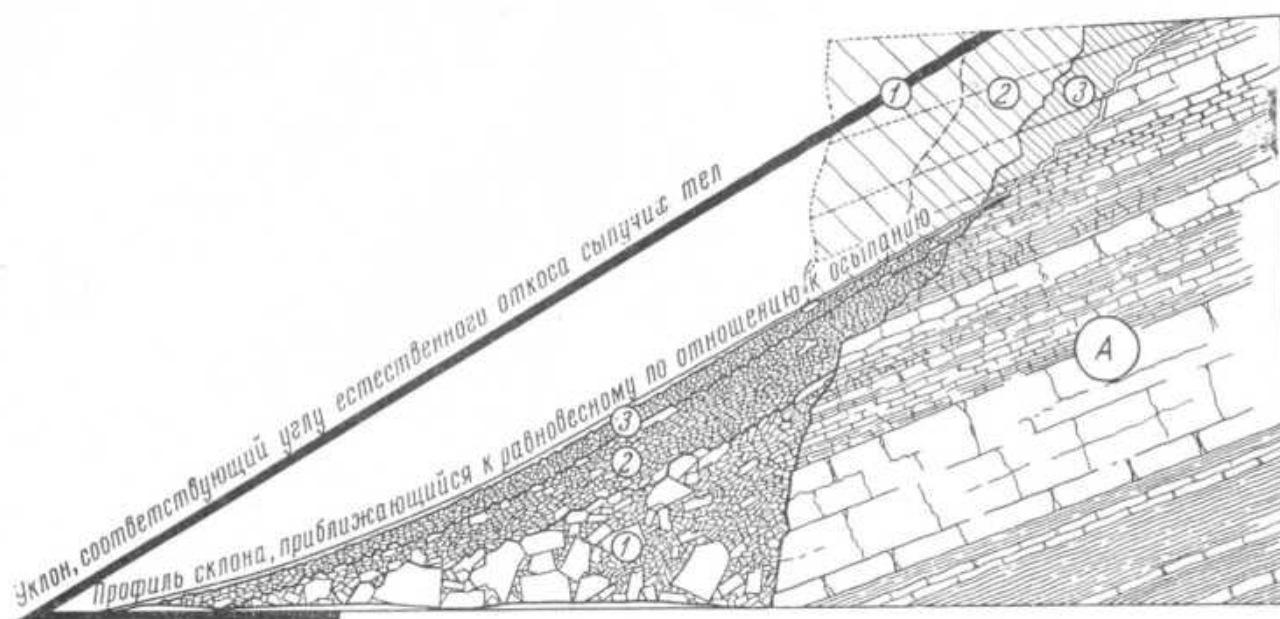
2.1 Объекты исследования и классификации

Коллювиальные конусы выноса представляют собой уникальный и сложный объект исследования в контексте обвально-осыпных форм, поскольку они наглядно отражают процессы массопереноса, комплексное воздействие физико-географических, геоморфологических и геологических факторов в районах, главным образом, среднегорий и высокогорий. Они формируются под влиянием постепенно развивающихся склономоделирующих процессов, что позволяет выявить как современные динамические процессы, так и эволюцию ландшафтов в целом. Выбор коллювиальных конусов выноса в качестве объекта исследования обусловлен активной динамикой, влияющей на ландшафт, возможностью полевых наблюдений за их геоморфологическими свойствами и применения современных методов дистанционного зондирования для выявления их морфологии, геоморфологической позиции и трансформации их во времени, что в совокупности позволяет углубленно изучить механизмы формирования и развития обвально-осыпных форм.

*Коллювиальный конус** — это выпуклое в поперечном и прямое или вогнутое в продольном профиле веероподобное образование, наклонённое и прислонённое узким верхним концом к склону. Он состоит из продуктов выветривания материнских пород, перемещённых вниз по склону, и образует тело коллювиальных отложений. Являясь частью осыпного склона средней крутизны, коллювиальные конусы формируются в местах выполаживания склона в небольших поперечных понижениях, которые образованы в результате транс-

*В рамках настоящего диссертационного исследования термин «коллювиальный конус» понимается в расширенном значении: не только как аккумулятивная форма рельефа, образованная процессом осыпания, но и как вся обвально-осыпная система, включающая область денудации (питания и транзита материала).

формации плоскостного смыва в локальный линейный сток, способствующий выносу песчаного материала. Ниже по склону преобладает концентрированное движение обломочного материала вдоль этих понижений. По мере развития формы происходит денудация ложа склона в области питания и транзитной зоны, что увеличивает скорость поступления и транзита обломков в тело коллювиального конуса. Область питания представлена литосборной воронкой или отдельными выходами коренных горных пород. Обломочный материал смещается вниз к подножью склона в область разгрузки, где аккумулируется и формирует тело коллювиального конуса. На крутых склонах на начальных стадиях их развития преобладает гравитационное обваливание, которое вырабатывает каналы. В дальнейшем по этим каналам осуществляется транзит обломочного материала, что приводит к формированию осыпного тела. Образование осыпи на крутых склонах в продольном плане показано на рисунке 2.1. За счет выноса обломочного материала продольный профиль склона с осыпью начинает «врезаться» в ложе, благодаря чему увеличивается поверхность опирающихся на осыпь питающих граней склонов, что приводит к увеличению площади



Условные обозначения: А — коренной массив склона, последовательные стадии осыпания и накопления коллювия: 1 — глыбового, 2 — щебнистого и 3 — мелкощебнисто-дресвяного материала

Рисунок 2.1 — Схема развития осыпного склона и строение осыпного шлейфа по [Шанцер, 1966, С. 135]

литосбора — участка, на котором происходит транспортировка обломочного материала в тело осыпи, способствуя дальнейшей дифференциации и структурной перестройке рельефа. В результате этого происходит развитие коллювиального конуса из малой формы в крупную.

На заключительном этапе крупный коллювиальный конус может как стабилизировать свою поверхность (достичь уровня равновесия) и покрыться растительностью, так и подвергнуться разрушению временными водными потоками. В последнем случае происходит разрушение тела конуса с образованием временных русел, по которым происходит отвод воды и вынос обломочного материала осыпи, формируя распадок первого порядка с руслом и его пролювиальными отложениями.

Для детального анализа процессов накопления и перераспределения обломочного материала в зависимости от масштабов и особенностей формирования нами предлагается выделить **два подтипа коллювиальных конусов**:

- 1) малые коллювиальные конусы;
- 2) крупные коллювиальные конусы.

В рамках диссертационной работы предлагается рассмотреть последовательный ряд форм рельефа, которые, по нашему мнению, отражают динамические процессы формирования склоновой обвальнo-осыпной системы. Данный ряд включает следующие элементы: *«Исходный склон — Малый коллювиальный конус — Крупный коллювиальный конус — Русло временного потока»*.

Исходный склон — склон с относительно ровной поверхностью, на которой преобладают процессы крипа и поверхностного стока. Крутизна поверхности исходного склона варьирует от 25 до 45°. Относительная высота таких склонов от днища долин 200–500 м (для региона исследования). В понижениях плоскостной смыв переходит в локальный линейный сток, постепенно углубляя склон и формируя каналы транспортировки обломочного материала и зарождая коллювиальный конус.

Малый коллювиальный конус (рисунок 2.2, слева) — формируется на ровных или слабо расчленённых склонах средней длины (до 1 км) и высоты (до 1 км). Осыпи имеют следующую морфометрию: осреднённая крутизна поверхности — 25–30°, относительная высота — до 200 м, длина формы — до 500 м, ширина основания — от 5 до 150 м, площадь формы — от 2500 до 10 000 м². Область питания представлена единичными коренными выходами или литосборной воронкой. Высокая динамика малых конусов, по сравнению с крупными, обусловлена большими углами наклона поверхности и узкими каналами стока. Скорость движения обломочного материала может достигать 1 м/год.

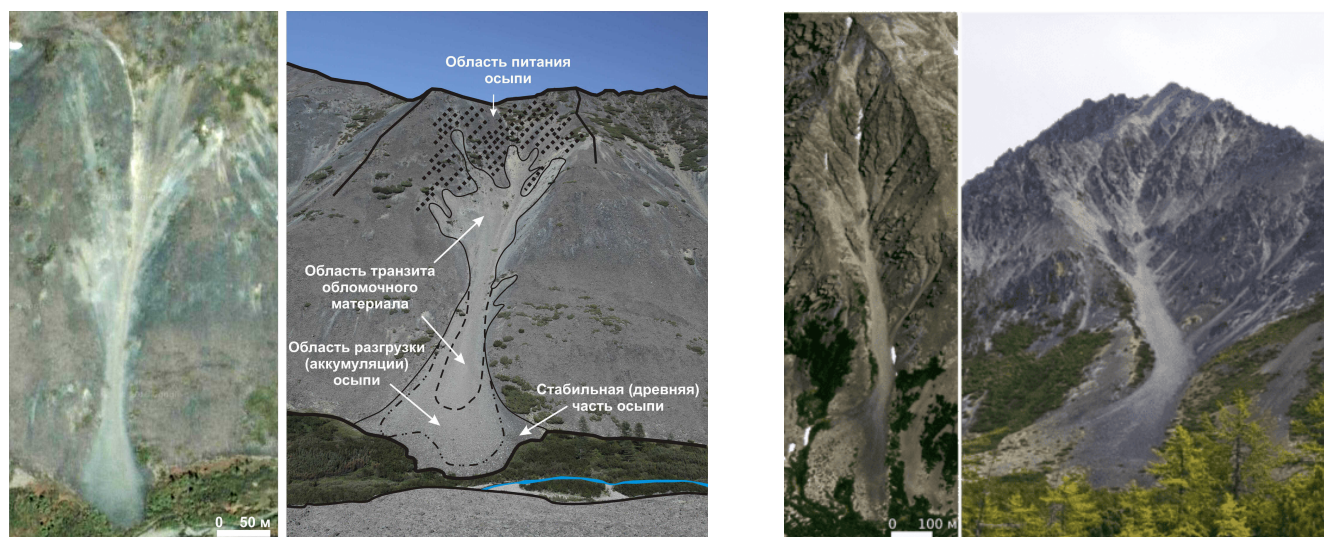


Рисунок 2.2 — Виды коллювиальных конусов: малые (слева) и крупные (справа) формы

Крупный коллювиальный конус (рисунок 2.2, справа) приурочен главным образом к длинным (до 2,5 км) и высоким (до 1,5 км) осыпным склонам, уже имеющим расчленённое строение (в верхней части склона) и обладающими многочисленными каналами сноса (стока) обломочного материала, которые в свою очередь объединяются потоками, формируя крупный и глубокий кулуар (лоток), в основании которого сформирован веер коллювиальных отложений. Материал в области питания поступает с крутых бортов, скалистых стенок, а также вливающих мелкий коллювиальных конусов. Морфометрические характеристики крупных форм: осреднённая крутизна поверхности — 25–27°, относительная высота — 200–500 м, длина формы — от 500 до 1500 м, ширина основания — от 150 до 300 м, площадь формы — от 5000 до 100 000 м². Динами-

ка крупных форм менее интенсивна, что связано с уменьшением углов наклона поверхности и увеличением ширины основания конуса. Это приводит к снижению скорости движения обломочного материала, которая может составлять до нескольких сантиметров в год в основании конуса, в зависимости от условий увлажнения и других факторов.

Русло временного потока — форма, прорезающая как исходный склон в верхней части, так и крупный коллювиальный конус в нижней части. Главный действующий процесс флювиальный, который замещает гравитационный. Активно функционирует во время снеготаяния и сильных ливней (и селевых паводков), транспортируя обломочный материал вниз.

2.2 Методы исследования¹

Основа диссертационной работы выполнена с применением системного и ситуационного подходов.

Системный подход был применён к анализу коллювиального процесса, что предполагало рассмотрение всех факторов и условий, влияющих на данный процесс, как частей единой системы. Это позволило учитывать взаимосвязи его компонентов — геологических, геоморфологических и физико-географических условий — и анализировать их совместное влияние на коллювиальный процесс. Ситуационный подход применялся при решении конкретных задач исследования, что отражалось в учёте специфических условий и факторов, характерных для определённого района или местности, и анализе их влияния на коллювиальный процесс в данном конкретном случае. Таким образом, системный подход обеспечивает целостность и взаимосвязанность всех элементов исследования, а ситуационный позволяет гибко применять методы исследований в зависимости от конкретных условий и задач, возникающих в процессе работы.

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

Колегов П. П. Применение методов машинного обучения для классификации склонов по космическим снимкам на примере некоторых районов Северного Приохотья // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2023. — № 4. — С. 62–71. EDN: UJJMCK

Работа включала в себя три этапа: 1 — подготовительный: анализ данных предыдущих исследователей. Поиск и дешифрирование объектов на разномасштабных космических изображениях и аэрофотоснимках; 2 — полевые исследования коллювиальных конусов на ключевых участках с применением лихенометрического метода; 3 — на основе собранных данных — расчёт динамики коллювиальных процессов и геопространственный анализ.

Методы исследования определены согласно поставленным задачам: — для описания физико-географических, геоморфологических и геологических условий Северного Приохотья использованы описательный, обобщающий, геоморфологический и геологический методы;

— для выявления пространственного распределения обвально-осыпных форм было проведено дешифрирование обвально-осыпных форм на территории и геопространственный анализ выделенных форм;

— для выявления закономерности между морфометрическими параметрами осыпных форм, их крупностью, геоморфологическими обстановками и типом материнских пород применены статистические методы проверки нулевых гипотез;

— морфологию, минимальный возраст поверхности и динамику смещения обломочного чехла коллювиальных конусов выноса описывали и определяли непосредственными полевыми наблюдениями и лихенометрическим методом датирования.

Геоморфологические методы применялись для изучения и анализа коллювиальных конусов выноса и выявления взаимосвязи их с остальной частью рельефа. Они включали в себя следующие методы, по классификации Н. В. Башениной [Методическое..., 1962; Геоморфологическое..., 1977]:

морфологический использовался для классификации и описания обвально-осыпных форм рельефа, их особенностей и распределения в ландшафте. Включал детальный анализ морфометрических характеристик склонов и форм рельефа по космическим снимкам и цифровым моделям рельефа: крутизны, высоты, длины и площади, что позволило определить тип и степень развития

обвально-осыпных процессов. Проведённый анализ выделенных форм рельефа позволил выявить ряд закономерностей в их пространственном распределении;

ландшафтный применяли для анализа влияния ландшафтных факторов на протекание обвально-осыпных процессов. Климатические данные включали в себя распределение и количество осадков, термический режим территории, частоту заморозков и оттепелей, которые могут способствовать активизации обвально-осыпных явлений;

морфодинамический позволил проанализировать динамику перемещения обломочных материалов в изученных формах рельефа, а именно определить скорость смещения обломочного чехла. Оценка проводится на основе лихенометрического метода датирования экспонированной поверхности тел осыпей (более подробно см. С. 34 этой работы).

геолого-структурный применялся для изучения взаимосвязи геологической структуры и коллювиальных конусов. Этот метод включает анализ различных геологических карт, построение схем линеаментов и очагов землетрясений, чтобы выявить структурные элементы, которые могут влиять на формирование и развитие изучаемых форм рельефа.

Дешифрирование космических изображений и аэрофотоматериалов проведено на территории районов Северного Приохотья в целях выявления и оконтуривания обвально-осыпных форм, а также описания особенностей их поверхности (покрытие растительностью, изменение поверхности другими процессами и т. д.). Материалами для дешифрирования являлись крупномасштабные топографические карты, цифровые модели рельефа, космические снимки картографических сервисов компаний Google, Bing, ArcGis World Imagery (Clarity) и Яндекс. Также использовались панхроматические снимки, отснятые отечественными спутниками «Канопус-В1» и «Ресурс-ДК1» [Роскосмос, 2015] и спектрзональные изображения с аппарата Sentinel-2 [Copernicus..., 2014]. Максимальное разрешение большинства снимков видимого диапазона составило 2 м/пиксель, спектрзонального — 10 м/пиксель.

Для определения связи между распространением обвального-осыпного процесса и растительностью (сомкнутостью древесного покрова и его плотностью) были применены методы машинного обучения. Эталонные классы для типов растительности и её отсутствие задавались заранее. Для обучения модели были использованы многоканальные и композитные спутниковые изображения. Спектрональные снимки отсняты аппаратом Sentinel-2 и получены в центре открытого доступа «Коперник» [Copernicus..., 2014]. Разрешение снимков в зависимости от канала (спектральный диапазон в нм) составило: B2 (490), B3 (560), B4 (665) и B8 (842) — 10 м/пиксель; B5 (705), B6 (740), B7 (783), 8A (865) и B12 (2190) — 20 м/пиксель [Spatial Resolution, 2012]. Из представленных каналов были рассчитаны композитные изображения [Kwong et al., 2022] нормализованного разностного индекса вегетации (Normalized Difference Vegetation Index — NDVI) и расширенного вегетационного индекса (Enhanced Vegetation Index — EVI), используемые для дешифрирования растительности и типов склонов.

В качестве цифровых моделей рельефа (ЦМР) были использованы: региональный уровень — GMTED [2011], разрешающая способность 125 м/пиксель, районный уровень — ASTER GDEM [2004], 30 м/пиксель, участковый уровень — Arctic DEM [2018], 2 м/пиксель. Построение карт теневого рельефа, крутизны склона (углов наклона), изогипс и гидросети рельефа осуществлялось программными методами в геоинформационной системе QGIS [2010], средствами GDAL и GRASS на основании вышеперечисленных ЦМР.

В качестве геологической основы, для получения литологических, петрографических данных состава пород, а также тектонического строения территории исследования, нами были использованы как фондовые материалы, так и данные опубликованных карт: геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией М. Е. Городинского [1980], государственные геологические карты СССР и РФ масштаба 1 : 200 000 (второе и третье поколение), ранее доступные на сайте ВСЕГЕИ [Каталог..., 2014], из фондовых ма-

териалов, главным образом, использовался отчёт о геологическом доизучении площади (ГДП-200) «Примагаданских» листов [Аноров и др., 2001ф].

Кроме коллювиальных конусов выноса при дешифрировании выделялись пространственно сопряжённые формы рельефа — каменные глетчеры, скальные оползни, ледниковые кары и цирки, вторичные палеосейсмодислокации. Дешифровочные признаки приведены в табл. 2.1 на С. 32. Всего нами отдешифрировано более 4400 коллювиальных конусов в двух районах исследования.

Выделенные на этапе дешифрирования коллювиальные конусы заверялись на ключевых участках, при этом описывалась их морфология, гранулометрия обломочного материала поверхностных отложений. В качестве основного способа датирования времени экспонирования поверхности применён лишенометрический метод.

Во время исследований использовалось следующее программное обеспечение: SAS.Планета [2008] — поиск и вывод географически привязанных космических снимков различных картографических сервисов; Qgis [2010] — хранение, дешифрирование, геопространственный анализ, создание карт и схем, вывод картографических данных для печати. Для статистического анализа собранной базы данных использовались специализированные программные среды — R [2004] и Python (библиотеки matplotlib, seaborn и др.).

Дешифрирование обвально-осыпных морфоскульптур и отдельных объектов проводилось стандартными методами с выделением характерных частей, а именно зон генерации, транзита и аккумуляции обломочного материала. На снимках эти части хорошо диагностируются (см. рисунок 2.2, С.26), так как обладают светлым фототонном, что позволяет быстро выделить области питания, узкие каналы стока обломочного материала и дистальные части его разгрузки. Более детально дешифровочные признаки описаны в таблице 2.1.

Области питания (зоны генерации) коллювиальных конусов выноса имеют разнообразную морфологию: от одиночных каналов стока коллювия или небольшой литосборной воронки до обширной области, имеющей древовидный

облик с крупными выходами коренных пород. Также иногда диагностировалась асимметрия областей питания, связанная с активным сползанием материала с одной из сторон литосборной воронки в тальвеговую (транзитную) часть.

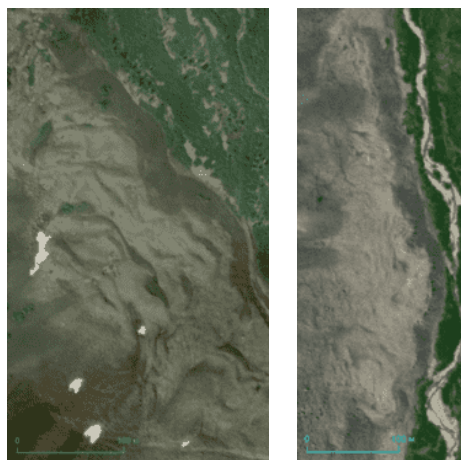
Таблица 2.1 — Дешифровочные признаки выделяемых объектов

Изображение	Признаки дешифрирования
Коллювиальные конусы*	
	<p>Линейная форма. Нижняя часть (аккумулятивная) в форме конуса, средняя (транзитная) в виде прямого канала, верхняя (область питания) разнообразная от небольших линий до дендровидных. Нижние и средние границы четче верхней. Цвет фототона светлый, резко контрастирующий с остальной частью склона. С возрастом тон темнеет.</p>
Солифлюкционные потоки и террасы	
	<p>От изометричных до линейных. Поперечная полосчатость или гофрировка. Локальная пятнистость. Фототон от серого до белого. Границы нижних частей четкие, размываются к верхней части.</p>

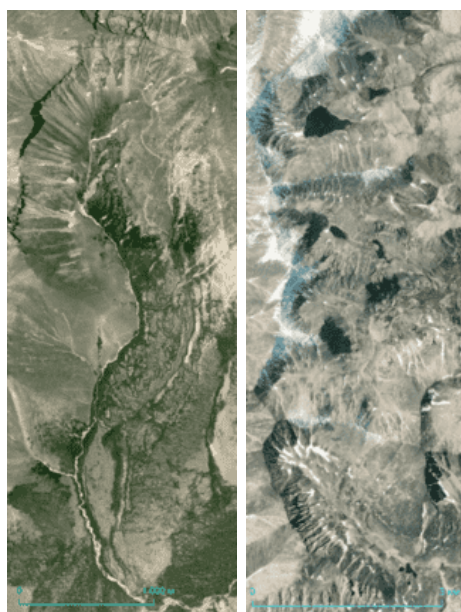
*В рамках настоящего диссертационного исследования термин «коллювиальный конус» понимается в расширенном значении: не только как аккумулятивная форма рельефа, образованная процессом осыпания, но и как вся обвальнo-осыпная система, включающая область денудации (питания и транзита материала).

Изображение

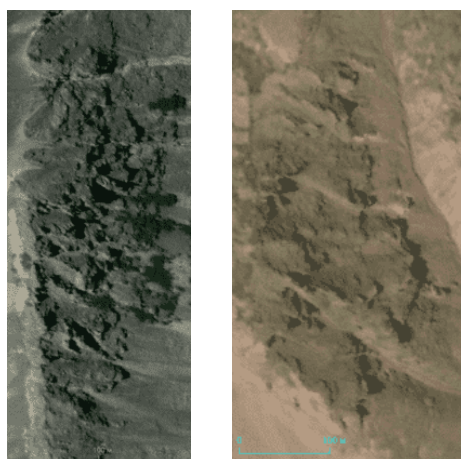
Признаки дешифрирования

Каменные глетчеры

Языкообразная или лопастевидная форма, крутой фронтальный уступ. Поверхность имеет поперечные гряды, полосчатость, воронки и термоэрозионные каньоны. Фототон серый. Границы чёткие.

Ледниковые цирки и кары

Округлые или овальные формы, высокие крутые склоны и вершины. Часто наличие ледниковых озёр или снежников. Наличие морен разных генераций и типов. Фототон стенок и дниц каров и цирков от тёмно-серых до светлых, морен — серый. Поверхность морен представлена западинно-бугристым рельефом с разреженным тундровым мохово-лишайниковым покровом с травянистой и мелкокустарниковой растительностью. Границы чёткие.

Скалистые склоны или эскарпы

Форма неправильная, линейная. Неяснополосчатая или «занозистая» структура, прорезанная бороздами или узкими каналами стока коллювия. Цвет фототона серый или тёмный, схож с цветом остальной части склона. Часто имеются тени, отбрасываемые отдельными останцами.

Транзитные зоны обладают шейкоподобным обликом, имеющий светлый фототон, длина таких зон составляет от десятков до сотен метров, при ширине от первых метров до 30–40 м. У стабилизирующихся (близких к уровню равновесия) коллювиальных конусов транзитная часть, близ выхода в дистальную область, смыкается растительным покровом (мхи, цветковые растения, стланник, единичные лиственницы), что так же отмечалось при их дешифрировании и каталогизации.

Зоны аккумуляции (дистальные области) обломочного материала имеют конусообразную форму, фототон которой изменяется от светлого до серого. По периферии часто наблюдаются древние части дистальных отложений, обладающие более тёмным фототоном.

Анализ аэрофото- и космоснимков территории исследования выполнен с выделением основных дешифровочных признаков коллювиальных конусов, перечисленных выше. Всего нами отдешифрировано 4400 объектов. Кроме этого, выделялись другие элементы рельефа, такие как коренные выходы, стенки каров и моренные поля, сплывы чехла, солифлюкционные образования, каменные глетчеры и др.

2.3 Лихенометрический метод оценки возраста²

Лихенометрический метод — один из биоиндикационных методов (лихеноиндикация), основанный на изучении некоторых эпилитных лишайников, который позволяет по размеру таллома рассчитать время его жизни и другие параметры развития ценопопуляции.

В качестве лишайника-индикатора был использован таксон *Rhizocarpon* sp., который наиболее часто применяют в мировой практике. Он распространён

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

Колегов П. П. Динамика коллювиальных процессов в хребте Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2016. — № 2. — С. 10–18. — EDN: WBWREX

Колегов П. П. Динамика осышей и каменных глетчеров Ольского плато (Северное Приохотье) на основании лихенометрического и фотометрического гранулометрического анализов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2019. — № 3. — С. 54–62. — EDN: FZQTTQ

повсеместно и время его жизни в среднем составляет 1,0–1,5 тыс. лет, в арктических районах может достигать до 4,0–4,5 тыс. лет. Данный таксон выбран многими исследователями [Beschel, 1957, 1973; Bull, Brandon, 1998; Галанин, 2002, 2009, и др.] по следующим причинам: а) доминирование его на каменных поверхностях возрастом до 700–1000 лет на разных высотных уровнях; б) талломы (единичные особи) легко диагностируются до секции по соломенно-жёлтому цвету. Впервые применение этого метода на Северо-Востоке Азии для изучения многочисленной коллювиальной морфоскульптуры осуществлено А. А. Галаниным [1997; 2002, и др.].

Применение данного метода базируется на следующих *допущениях*: 1 — рост лишайников является функцией времени; 2 — заселение обломков пород спорами лишайников происходило вскоре после их отложения на склоне; 3 — колонизированные обломки пород из области питания осыпи перемещаются к зоне аккумуляции [Галанин, 2002].

Стоит также учитывать, что лишайниковый покров на поверхности морфоскульптуры отражает не её возраст, а интенсивность протекания различных экзогенных процессов по преобразованию её поверхности. Если эта интенсивность невысока или поверхность достаточно стабильна и устойчива во временном интервале жизни отдельных особей лишайников, то лихенометрический возраст может быть близким к возрасту формирования морфоскульптуры.

Критическая оценка допущений и метода в целом описаны Г. Осборном с соавторами, а также другими исследователями [Benedict, 2009; Osborn et al., 2015; Descaulne, 2016, и др.]. Далее приведены основные их замечания по лихенометрическому методу, которые, большей частью, учтены нами в диссертации: 1) при построении кривой роста лишайника не использовались корреляционные методы либо использовались с ошибками (ненадёжный метод определения или места отбора проб выбраны неверно); 2) изменение климатического режима на интервале применения метода (что влияет на скорость роста ценопопуляции); 3) кривые роста построены на данных, перекрывающих только начальный этап

роста; 4) плохо изучена форма кривой роста; 5) отсутствие прямых наблюдений за скоростью роста лишайников; 6) безосновательное определение погрешности датировки; 7) применение кривых роста из других регионов для датирования поверхности; 8) отсутствие поправки на смертность особей.

В лихенометрической практике выделяются следующие подходы к выполнению датирования: 1) измерение самого крупного таллома и пересчёт его диаметра на время экспонирования поверхности (изначальный метод,ы предложенный Р. Бешелем); 2) среднее значение по 5 или 10 талломам с максимальным диаметром; 3) обобщённое распределение экстремальных значений (*GEV — Generalised Extreme Value*) — основан на измерении крупного таллома на каждом обломке; осреднение 5–10 максимальных значений и сопоставление их с распределением размеров талломов по байесовской модели для всей поверхности; 4) частотно-размерный подход (*size-frequency-based lichenometric dating*), основанный на анализе распределения частот измеренных диаметров по крупной выборке (от 100 измерений и более на одной площадке).

В работе [Dąbski, 2002] показано сравнение 1-го и 2-го методов, в которой он пришёл к выводу, что различия в измерениях талломов варьируют от 0,6 до 4,2 мм (экстремальное значение по одной выборке 13,4), он счёл их незначительными. В другой работе [Dąbski, 2007] по применению 4-го подхода установлено, что из выборки следует исключить талломы, чьи диаметры являются выбросами, находящимися за пределами двух интервалов группировки от основного распределения. Главным же вопросом к лихенометрическому датированию во всех подходах остается определение возраста таллома и достоверность построения кривой роста.

Установлено, что на развитие ценопопуляции *Rhizocarpon* sp. геолого-геоморфологические факторы оказывают неоднозначное влияние. Площадь покрытия талломов возрастает с повышением высотного уровня, вместе с тем экспозиция склона и широта местности не влияют на рост ценопопуляции [Магомедова, 2003]. Доминирование *Rhizocarpon* sp. наблюдается на породах кисло-

го и среднего состава с повышенным содержанием кальция, кремния, алюминия и пониженным содержанием железа, магния, марганца [Галанин, 2002; Магомедова, 2003]. В свою очередь интенсивное выветривание породы расщепление по кливажу препятствуют развитию лишайниковых сообществ в связи с быстрым обновлением поверхности как отдельного обломка, так и морфоскульптуры в целом, например на осадочных породах. На твёрдых и плотных породах (например, кварциты) развитие сообщества наблюдается только по трещинам, при этом остальная поверхность обломка не заселяется. Детальное описание развития ценопопуляций лишайников в бореальных ландшафтах приведено в работе М. А. Магомедовой [2003].

При использовании метода во время полевых наблюдений, а также при статистической обработке собранных данных и их интерпретации применены разработки различных исследователей [Bull, Brandon, 1998; Галанин, 2002, и др.].

Применение лихенометрического метода включало лихенометрическую съёмку, оценку динамического возраста, интерпретацию распределения лишайниковых сообществ на морфоскульптуре, оценку скорости транспортировки обломков.

Лихенометрическую съёмку проводили на основе сети пробных площадок, заложенных на поверхности коллювиальных конусов и каменных глетчеров. Размеры площадок составляли в среднем 20×20 м; на каждой площадке выполнено обследование не менее 100 случайно выбранных обломков горных пород. На каждом обломке выполняли измерение наиболее крупной отдельной особи *Rhizocarpon* sp. по длинной её стороне, точность измерения составляла 1 мм. На начальном этапе работы измерения проводили с помощью пластиковой линейки с занесением показаний в полевую книжку, в дальнейшем — с помощью электронного штангенциркуля с записью замера на карту памяти (замеры округляли до 1 мм). Площадки закладывали по профилям с учетом особенностей рельефа на поверхности с однородным петрографическим составом и одной размерностью обломочного материала.

Оценка динамического возраста поверхностей и скорости движения обломочного материала. Под *динамическим возрастом* понимается время полного обновления экспонируемой поверхности коллювиального конуса вследствие движения обломочного материала вниз по склону от области питания до дистальной части морфоскульптуры. Поскольку на каждой площадке присутствуют как старые, так и свежие обломки, а размеры талломов *Rhizocarpon* sp. прямо пропорциональны времени экспонирования обломков, то размер самой крупной особи будет характеризовать максимальное время экспонирования площадки. В то же время использование единичного измерения для оценки возраста не корректно в связи с правилами элементарной статистики и внутриценотической дисперсии роста одновозрастных особей [Галанин, Глушкова, 2003]. Кроме того, самая крупная особь может быть не обнаружена на локальной площадке. Поэтому для оценки возраста нами вслед за рядом исследователей [Галанин, 2002; Галанин, Глушкова, 2003; Dąbski, 2007, и др.] использованы не максимальные измеренные особи (или среднее по 5 или 10), а коэффициенты логарифмического тренда, построенного на основе выборки, элементы которой упорядочены в виде убывающего вариационного ряда. Логарифмическая функция типа $y = a \cdot \ln x + b$, (где x — порядковый номер (от 0 до 100), y — теоретическое значение диаметра, a и b — коэффициенты) описывает выборки диаметров локальных ценопопуляций при $R^2 > 0,95$. В качестве максимального теоретического диаметра нами принято значение функции b при $x = 0$. Таким образом, свободный член логарифмического тренда убывающего вариационного ряда измеренной выборки лишайников принимается в качестве максимального теоретического диаметра *Rhizocarpon* sp. для каждой площадки.

Для пересчёта значений максимального диаметра таллома в калибровочный возраст поверхности (по классификации [Colman et al., 1987; Палеосейсмология, 2011]) мы использовали экспоненциальную кривую роста для Северного Приохотья (400–800 м н. у. м.). Для Северо-Востока России имеются несколько таких кривых, в зависимости от района (см. рисунок 2.3). Расчёты по их по-

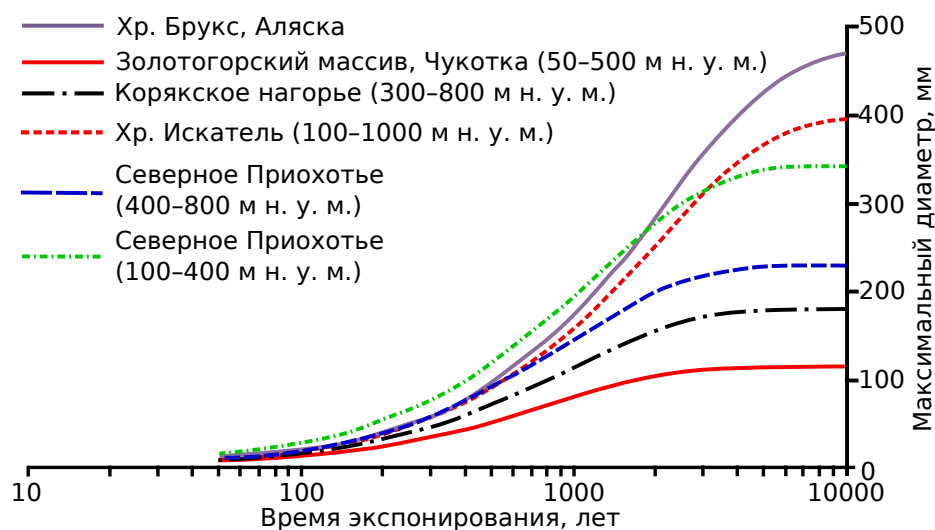


Рисунок 2.3 — Кривые роста *Rizocarpon* sp. для некоторых районов Северо-Востока и хр. Брукс (Аляска) [Галанин, 2001, 2002]

строению приведены в работах А. А. Галанина [1997; 2001; 2002; 2003, и др.], они основаны на датировках исторических объектов (в интервале 20–70 лет), радиоуглеродном датировании оползневых накоплений, на которых заложены лишенометрические площадки (интервал 800–900 лет), а также космоизотопных датировок эрратических валунов (интервал 10000–16000 лет). В отличие от полиномиальной функции, экспоненциальная функция не учитывает старения ценопопуляции и сукцессионных смен лишайниковых сообществ, но обеспечивает бóльшую точность определения возраста на промежутке до 1000 лет. Этот способ пересчёта был выбран нами, так как предполагается, что большинство наших объектов не превышают этого возрастного интервала.

Для определения возраста с помощью экспоненциальной кривой нами использовано следующее уравнение и коэффициенты к нему [Галанин, 2001, 2002]:

$$d = a_0 f \left(-1 - e^{-\frac{t}{f}} \right), \quad (2.1)$$

где d — максимальный диаметр лишайника; a_0 — коэффициент скорости роста лишайника, равный $0,23 \pm 0,03$ мм/год, на высоте 400–800 м н. у. м.; f — коэффициент замедления роста таллома, равный 1000 ± 184 года; t — возраст таллома [Галанин, 2001, 2002].

Из уравнения (2.1) находим t [Колегов, 2019]:

$$t = 1000 \cdot \ln\left(-\frac{1}{d - 230}\right) + 5438,02. \quad (2.2)$$

Ошибка определения возраста экспонированной поверхности по кривым роста для Северо-Востока Азии приведена А. А. Галаниным. Она рассчитывается из суммы ошибок определения среднего арифметического, коэффициентов a_0 и f , возраста реперной площадки, ошибки аппроксимации теоретического диаметра таллома, и имеет следующий вид [Галанин, 1996, 1997]:

$$\Delta t = \sqrt{\left(\frac{\partial t}{\partial d} \cdot \Delta d\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial a_0} \cdot \Delta a_0\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial f} \cdot \Delta f\right)^2}, \quad (2.3)$$

где t — возраст реперной площадки; Δd — ошибка вычисления среднего арифметического диаметра таллома; Δa_0 — ошибка вычисления параметра a_0 ; Δf — ошибка вычисления параметра f .

Приведённые в работе [Галанин, 1997] ошибки коэффициентов a_0 и f для разных регионов Северо-Востока Азии показали, что ошибки датирования для разных кривых варьируют от 19 до 25%. Нами в работе принимается осреднённое значение ошибки, равное 23% при определении времени экспонирования площадок, на которых проводилась лихенометрическая съёмка, и мы опускаем данный показатель в расчётных таблицах, чтобы не загружать их.

Распределения лишайниковых сообществ на коллювиальных конусах подчиняется функции логнормального распределения. Оси координат данной функции соответствуют диаметру талломов (ось абсцисс) и частоте встречаемости их на поверхности обломочного материала (ось ординат).

Основываясь на изложенном, можно сформулировать этапы развития ценопопуляций лишайников на осыпных конусах следующим образом: первый этап развития коллювиальной осыпи (см. рисунок 2.4, *a*), показывает частотное распределение диаметров талломов на одиночном осыпном конусе. Теоретическая выборка описывается логнормальной функцией, в которой более старые талломы имеют меньшую частоту встречаемости из-за обновления поверхности и развития новых особей лишайников на всей поверхности осыпи.

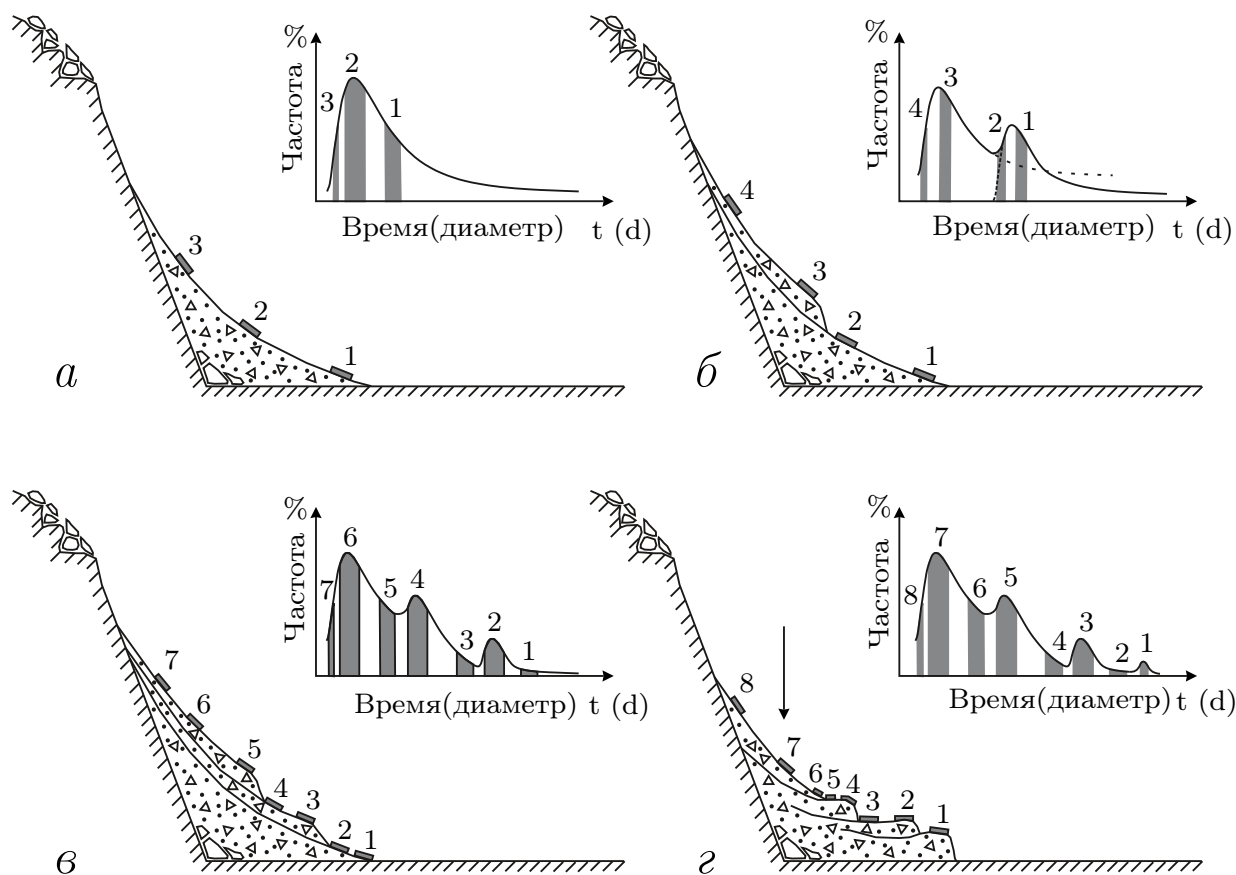


Рисунок 2.4 — Распределение теоретических диаметров лишайников по лихенометрическим площадкам в зависимости от стадии развития коллювиального конуса [Колегов, 2016б]

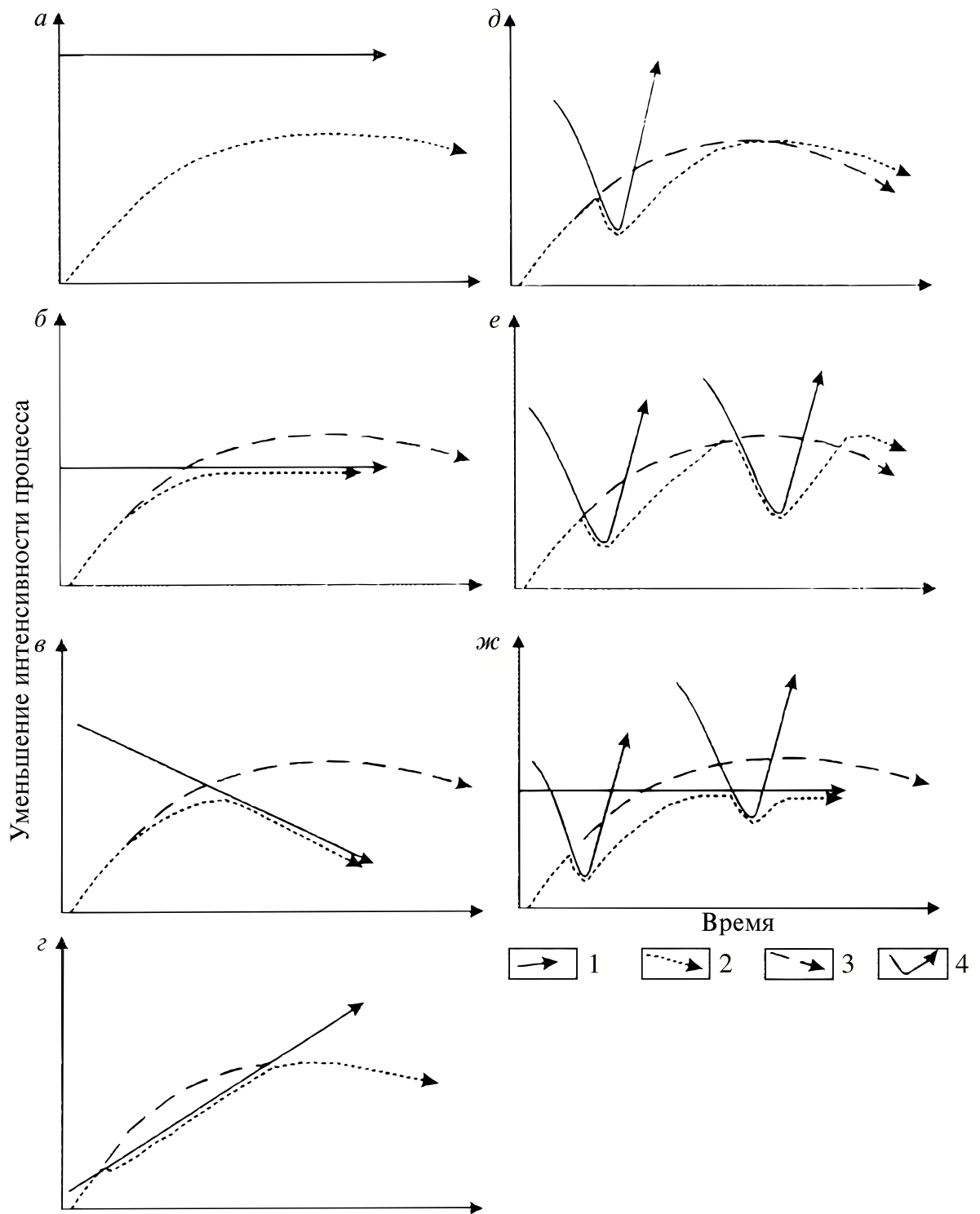
Второй этап изображён на рисунке 2.4, б, на котором показан профиль осыпи и частотная гистограмма конуса с двумя генерациями обломочного материала. Вторая генерация, скорее всего, появилась в ходе различных рельефообразующих процессов (например, обвал). Если оценивать частотное распределение диаметров лишайников по профилю осыпи, то можно наблюдать полимодальность кривой за счёт развития новых лишайников на свежей генерации осыпи. Локальный минимальный экстремум в частотной функции объясняется тем фактом, что при развитии второй генерации осыпи она перекрывает часть развивающейся ценопопуляции первой генерации.

Третий и четвёртый этапы (показаны на рисунке 2.4, в, г), отображают распределение и профиль осыпного конуса с тремя генерациями обломочного материала и смятого осыпного коллювиального шлейфа с четырьмя генерациями. Смятие осыпного шлейфа было вызвано движением присклоновой части осыпи в сторону периферии под действием литостатического давления, а также

пластического течения в местах скопления ледяных линз (что по сути своей является процессом зарождения каменного глетчера).

Тот факт, что развитие лишайниковых сообществ в условиях становления геоморфологических форм происходит после стабилизации рельефообразующих процессов, позволяет нам интерпретировать их динамику во времени. Следовательно, этапы активизации роста лишайников и этапы активизации гравитационных процессов будут скоррелированы между собой, поэтому периоды циклов будут одни и те же. Только «возраст» пиков активизации склоновых процессов будет древнее, чем калибровочный возраст пика развития ценопопуляции.

Кроме вышеописанных распределений ценопопуляций лишайников на склонах с активными морфолитодинамическими процессами, могут встречаться и другие. Так, согласно [Галанин, 2002, С. 51] (рисунок 2.5), выделяются следующие варианты взаимодействия лишайниковых сообществ и различных абиогенных (в нашем случае — склоновых) процессов: а) взаимодействие отсутствует, «лихенометрическая» интенсивность абиогенного процесса низкая, вырабатывается оптимальная ценотическая структура, после чего происходит сукцессионная смена; б) равномерный морфолитодинамический процесс воздействует на ценопопуляцию и непрерывно уничтожает часть «случайный» особей, возрастная структура стабильна, ценотический оптимум не достигается; в) интенсивность морфодинамического процесса плавно возрастает, ценотическая структура непрерывно деградирует; г) интенсивность абиогенного процесса плавно ослабевает, ценотическая структура медленно вырабатывается и достигает сукцессионного оптимума; д) непрерывный абиогенный процесс отсутствует, но на популяцию оказал действие случайный морфодинамический процесс, возрастная структура деградировала, а после окончания процесса продолжила развитие; е) на локальную ценопопуляцию в разном временном интервале оказали воздействие два случайных процесса, после чего популяция продолжила естественное ценотическое развитие; ж) на популяцию действует непрерывный процесс и оказали воздействие два случайных процесса, первый



Условные обозначения: 1 — направление равномерного морфолитодинамического процесса, 2 — наблюдаемое направление популяционно-ценотического процесса выборки возрастной структуры, 3 — теоретическое направление популяционно-ценотического процесса при отсутствии влияния абиогенных процессов, 4 — случайные процессы морфолитодинамики. Описание буквенных элементов рисунка смотрите в тексте

Рисунок 2.5 — Вещественно-формационное взаимодействие абиогенных процессов морфолитодинамики и развития ценопопуляций лишайника-индикатора на локальных поверхностях форм рельефа по: [Галанин, 2002, С. 51]

процесс активен, и ценотический оптимум не достигается, возрастная структура не развивается.

Более подробная методика и примеры интерпретации приведены в работах [Bull, Brandon, 1998; Orwin et al., 2008; Галанин, 2002, и др.].

Оценка скорости транспортировки обломков. Основываясь на том, что в ходе движения коллювиального обломочного чехла вниз по склону постепенно происходит колонизация новых обломков накипными лишайниками, и рассчитав обратное отношение разницы возраста между двумя точками наблюдения (расположенные на одном профиле) к расстоянию, мы получим скорость движения обломочного материала на данном участке склона.

На основании собранных данных была рассчитана скорость транспортировки обломочного материала между точками наблюдения по профилям. Отметим, что полученные значения характерны для поверхностного слоя (мощностью не более 20 см). Перерасчёт диаметров талломов в возраст поверхности выполнен через экспоненциальную зависимость роста лишайника от времени (по формуле 2.2, С. 40).

2.4 Геопространственный и статистический анализы

Геопространственный анализ. Дешифрованные коллювиальные конусы были пространственно проанализированы в геоинформационной системе Qgis. Объекты оконтуривали полигонами и помещали в базу данных для их последующего анализа. Программными методами были рассчитаны их экспозиция, длина, площадь, абсолютное высотное положение, высота объектов. Данные по абсолютной высоте рельефа, его экспозиции и углам наклона получены из цифровой модели Arctic DEM [2018], путём разбивки регулярной сети точек (через 100 м). Данные по относительной высоте склонов и их длинам получены из линий, прочерченных в створе выделенных морфоскульптур и ограниченных в верхней части — осевой частью хребтов, в нижней — локальным базисом денудации (русла рек, днища каров и др.).

Особое внимание уделялось взаимоотношению осыпей с подстилающими их отложениями в области разгрузки (например, являлись ли они источниками питания каменных глетчеров, или фронтальная часть подрезана рекой). Также отмечались вторичные изменения (нарушение целостности) поверхности выделенных морфоскульптур, которые были подразделены на следующие факторы: залесенность (слабая, сильная), поверхность нарушена потоками быстрой солифлюкции, дистальная часть подрезана руслом реки.

В качестве источника литолого-петрографического состава коллювиальных конусов использовали цифровые и/или оцифрованные комплекты государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000. Точку для взятия данных о материнских породах брали путём расчёта центроида из оконтуренного полигона осыпи, с последующим перекрёстным запросом к геологической основе. Если точка центроида выходила за границы полигона или попадала на четвертичные отложения, определение проводили вручную (что составило менее 1 % всех выделенных форм).

Всего нами отдешифрировано по космоснимкам 4390 форм, из них по районам, шт.: горы Дел-Урэкчэн и южные отроги Ольского плато — 3035, Туманский хребет — 1355.

Статистическая обработка собранных пространственных данных основывается на том, что генеральная совокупность распределения осыпей неизвестна (её характеристики и форма распределения) и представляет все объекты на исследуемой территории. Для корректного анализа необходимо опираться на выборочные данные, используя методы, не требующие априорных предположений о свойствах распределения. В таких условиях наиболее обоснованным подходом является применение непараметрической статистики, которая позволяет делать выводы без строгих предпосылок о нормальности распределения или других параметрических характеристик генеральной совокупности. При этом все полученные результаты следует интерпретировать с учётом возможной погрешности, обусловленной неполнотой знаний о свойствах совокупности

и влиянием различных неучтённых факторов. Особое внимание необходимо уделять оценке доверительных интервалов и проверке статистических гипотез с использованием устойчивых к нарушениям предпосылок методов. Важно помнить, что выводы исследования справедливы прежде всего для анализируемой выборки, а их экстраполяция на всю генеральную совокупность требует дополнительных обоснований и должна сопровождаться соответствующими ограничениями, учитывающими потенциальную пространственную и временную неоднородность изучаемых объектов.

Для достижения цели диссертационного исследования и решения задачи о выявлении (или отсутствии) пространственной взаимосвязи обвальных-осыпных форм в Северном Приохотье необходимо сформулировать нулевую (H_0) и альтернативную (H_1) гипотезы о том, что морфометрические параметры осыпей могут быть использованы для их классификации в разграниченных выборках в зависимости от окружающих обстановок.

H_{01} — **не существует** статистически значимой зависимости между морфометрическими параметрами коллювиальных конусов и их подтипом.

H_{11} — **существует** статистически значимая зависимость между морфометрическими параметрами коллювиальных конусов и их подтипом.

Предполагается, что объекты могут быть разграничены (классифицированы на подтипы) в зависимости от их морфометрических параметров. Исходя из того, что генеральная совокупность неизвестна (её характеристики и форма распределения) и представляет все объекты на изучаемой территории. В результате наша гипотеза заключается в том, что существует статистически значимая взаимосвязь морфометрических параметров осыпей, и они могут быть использованы для их классификации на основе этих параметров.

Второй гипотезой предполагается, что морфометрические параметры отличаются для осыпей, формирующихся в различных геоморфологических обста-

новках, в частности для гляциального и эрозионно-денудационного среднегорий.

H_{02} — **не существует** статистически значимых различий в морфометрических параметрах коллювиальных конусов, сформированных в различных типах среднегорных обстановок.

H_{12} — **существуют** статистически значимые различия в морфометрических параметрах коллювиальных конусов, сформированных в различных типах среднегорных обстановок.

Для решение задачи о выявлении (или отсутствии) пространственной взаимосвязи обвально-осыпных форм и геологических обстановок сформулированы следующие гипотезы:

H_{03} — средние значения площади поверхности коллювиальных конусов статистически значимо **не различаются** между группами, выделенными по литолого-петрографическому составу материнских пород.

H_{13} — средние значения площади поверхности коллювиальных конусов статистически значимо **различаются** между группами, выделенными по литолого-петрографическому составу материнских пород.

H_{04} — сейсмическая активность **не оказывает** статистически значимого влияния на площадь поверхности коллювиальных конусов.

H_{14} — сейсмическая активность **оказывает** статистически значимое влияние на площадь поверхности коллювиальных конусов.

Формирование коллювиальных конусов выноса контролируется комплексом факторов, ведущими среди которых предполагаются литолого-петрографические свойства материнских пород и тектоническая (включая сейсмическую) активность территории. В рамках исследования выдвигается предположение, что морфометрические параметры конусов, в первую очередь площадь, статистически значимо различаются в зависимости от литолого-петрографического состава пород, а также уровня современной сейсмической активности.

Так как собранные морфометрические данные могут принимать любые значения, мы вправе описать их функцией распределения плотности вероятности. Переход от частоты к плотности вероятности обусловлен тем, что частоты, полученные в гистограмме, зависят от ширины интервала класса и зачастую недостаточно точны для описания распределения величины.

Плотность вероятности дает нам более точное описание распределения, так как она не зависит от ширины интервала и нормируется таким образом, чтобы площадь под графиком плотности была равна 1. Плотность вероятности позволяет нам оценить вероятность получения значений в окрестности конкретной точки на оси абсцисс и/или определённого диапазона значений, и это может быть полезно для более точного понимания распределения величины. Следствия перехода от частоты к плотности вероятности заключаются в том, что на основе плотности вероятности мы можем строить более точные статистические выводы, такие как оценка среднего значения и дисперсии, а также проводить более точные сравнения между различными выборками и распределениями.

В качестве статистических величин, характеризующих выборки, кроме среднего арифметического и среднеквадратического отклонения, использованы медианное значение и интерквартильный размах (50 % выборки, 25 % с каждой стороны от значения медианы).

Для анализа различий между группами выборок использовались следующие тесты.

Однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) применялся для выявления различий между обстановками, крупностью форм или их отсутствия. При использовании ANOVA необходимо осуществить проверку на нормальность распределения в выборках.

Проверку на нормальность распределения осуществляли путем построения квантиль-квантильного графика (Q-Q plot) и прохождения теста Шапиро-Уилка. В случае, если распределение выборки было асимметричным, то проводили логарифмирование по натуральному основанию и повторную оценку на нормаль-

ность. В ходе выполненных тестов было определено, что выборки по площади, длине и высоте изученных морфоскульптур подчиняются логнормальному распределению, а по абсолютной высоте и углу наклона поверхности — нормальному. Следовательно, при выполнении тестов необходимо нужные выборки прологарифмировать.

Для дальнейшего разграничения осыпей по типам и морфометрическим параметрам проведена проверка выборок на гомогенность дисперсии, что позволило выбрать необходимый статистический тест. Проверка выполнена с помощью теста Левина, который показал, что все выборки имеют различную дисперсию. Следовательно, необходимо применять непараметрические тесты, которые учитывают эту особенность.

Одним из таких тестов является тест Уилкоксона о рангах (Wilcoxon rank-sum test), который также называется непараметрическим t-тестом Манна-Уитни (общее название тест Уилкоксона — Манна-Уитни). Этот тест используется для сравнения двух независимых выборок, которые не удовлетворяют условиям нормальности и/или гомогенности дисперсии.

Все статистические расчёты выполнялась в специализированной среде R.

2.5 Геоморфологические обстановки развития обвально-осыпных форм и районы их изучения

Северное Приохотье характеризуется разнообразным рельефом, включая горные и равнинные территории. Климат в этом регионе холодный, с продолжительной зимой и коротким летом, что приводит к значительным колебаниям температур и частым заморозкам. Растительность региона варьирует от гольцовой тундры до тайги. Геологический состав пород Северного Приохотья пестрый. Здесь представлены терригенные осадочные породы, вулканические покровы, интрузивные и субвулканические образования разного состава. Территория сохраняет тектоническую активность с новейшего времени, что под-

тверждается высокой сейсмичностью вдоль активных разломов. Важным фактором, определяющим специфику склоновых процессов, являются многолетне-мёрзлые породы.

В геоморфологических исследованиях обвальнo-осыпных форм рельефа выбор обстановок для их изучения является важным аспектом. Нами в рамках диссертационной работы выделены следующие элементы обстановок:

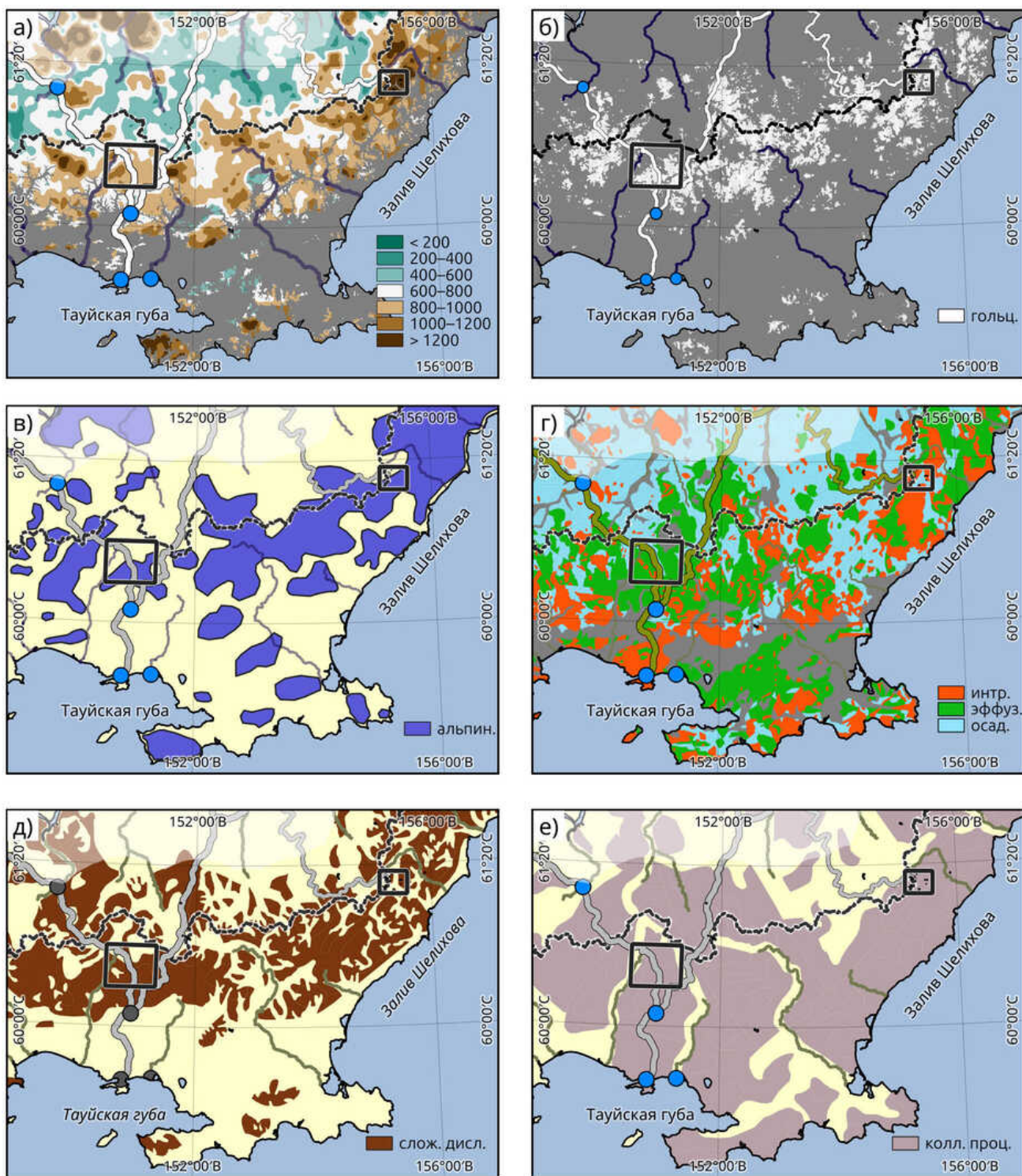
1) *низко- и среднегорный расчленённый рельеф* с абсолютными высотами от 500 до 1500 м, вертикальным расчленением от 200 до 1500 м и с крутизной склонов от 15° (рисунок 2.6,а);

2) *верхние ступени среднегорий свободные от растительности* — склоны среднегорий с абсолютными высотными отметками от 900 м, свободными или частично сомкнутыми стланиково-тундровой растительностью — гольцовые ландшафты (рисунок 2.6,б), которые характеризуются слабой растительностью и высокой степенью выветривания, что способствует формированию как обломочного материала, так и собственно обвальнo-осыпных форм рельефа;

3) *альпийского среднегорья* — частный случай среднегорий, но характеризующийся наличием крутых склонов, с глубоким вертикальным расчленением местности и наличием ледниковых форм рельефа (рисунок 2.6,в). На стенках и в основании каров, цирков, троговых долин повсеместно развиваются обвальнo-осыпные формы рельефа. Они очень часто являются источниками питания каменных глетчеров, которые широко распространены в перигляциальной зоне Северо-Востока Азии;

4) *распространения магматических пород* — так как данные породы являются основополагающими в структуре региона. Разрушаясь в процессе выветривания, они дают щебнисто-глыбовый обломочный материал, что способствует появлению всех возможных форм развития коллювиальных конусов (рисунок 2.6,г);

5) *выработанного рельефа на субстрате сложно дислоцированных пород* — обвальнo-осыпные формы являются продуктами склономоделирующих процессов,



Условные обозначения. Обстановки: а) расчленённого низко- и среднегорья. Вертикальная расчленённость, м; б) свободные от растительности верхние ступени среднегорий (гольцовые ландшафты); в) альпийского среднегорья, сформированного последним (сартанским) оледенением; г) распространения магматических (интрузивных и эффузивных) пород; д) выработанного рельефа на субстрате сложно дислоцированных пород; е) преобладания процессов крипа, обваливания, осыпания и солифлюкции; кружки — населённые пункты; линии с обводкой — дороги; прямоугольники — выделенные районы работ

Рисунок 2.6 — Элементы геоморфологических обстановок развития обвально-осыпных форм

а в сложно дислоцированных породах рельеф и сами объекты могут принимать различное пространственное положение, что позволяет всецело изучить эти особенности (рисунок 2.6,д);

б) *преобладания процессов крипа, обваливания и солифлюкции* — обвальнo-осыпные формы входят в морфоскульптуры, созданные склоновыми процессами, а основополагающими из них на открытых от растительности склонах в регионе исследования являются крип, обваливание, солифлюкция (рисунок 2.6,е). Дополнительно можно обозначить такую особенность, как *разная активность новейшей тектоники* — тектонические процессы, действующие в регионе с неотектонического времени по сей день, находят отражение не только в смещённых элементах форм рельефа, но в сейсмическом режиме территории исследования. Основываясь на этом, необходимо выделить районы с разнопроявленной тектонической активностью.

Эти элементы позволяют выделить две обстановки развития обвальнo-осыпных процессов:

эрозионно-денудационное среднегорье — склоны гор, представленные абсолютными высотами от 500 до 1400 м и вертикальным расчленением от 200 до 1000 м и крутизной склонов от 10 до 30°, свободные от растительности или с частично сомкнутыми стланиково-тундровой растительностью. Рельеф склонов выработан на субстрате сложно дислоцированных магматических пород, на которых протекают процессы крипа, осыпания и солифлюкции.

гляциальное среднегорье — склоны гор, представленные абсолютными высотами от 900 до 1800 м, с вертикальным расчленением от 500 до 1500 м и крутизной склонов от 25° и более, свободные от растительности. Рельеф склонов выработан на субстрате сложно дислоцированных магматических пород, подвергшихся процессам экзарации последнего (сартанского, Q_{III}⁴) оледенения. Доминирующие склономоделирующие процессы представлены крипом, осыпанием, обваливанием.

Районы центральных частей гор Дел-Урэкчэн и Туманского хребта (рисунок 2.6, условный знак — прямоугольник) представляют собой репрезентативные природные полигоны для изучения коллювиальных процессов, благодаря своим физико-географическим и геологическим особенностям. Среднегорья, достигающие высоты 1500 м с глубоким вертикальным расчленением рельефа, создают условия для активного проявления гравитационных процессов, таких как обвалы и осыпи. Крутые склоны с углом наклона от 15 до 35° способствуют накоплению обломочного материала в основании склона, а также генерации нового материала. Районы заложены так, чтобы учитывать геологическое строение региона — магматические образования как эффузивные, так и интрузивные. Кроме того, разнообразие рельефа и климатические условия, характерные для этих районов, создают идеальные условия для изучения влияния различных факторов на обвально-осыпные процессы. Например, в горах Дел-Урэкчэн наблюдается высокая частота переходов температуры через 0°C, что активизирует процессы морозного выветривания и смещения грунта (более подробно см. С. 144). Туманский хребет, в свою очередь, демонстрирует влияние тектонической активности на динамику склоновых процессов.

Выделенных два района представляют собой репрезентативные геолого-геоморфологические обстановки проявления коллювиального морфолитогенеза на Северо-Востоке Азии (эрозионно-денудационного и гляциального среднегорий). Таким образом, эти районы не только репрезентативны, но и критически важны для понимания механизма протекания коллювиального процесса.

Ключевые участки в представленных районах выбраны таким образом, чтобы проследить развитие обвально-осыпных форм в различных геолого-геоморфологических обстановках (десерпционные склоны средней крутизны, крутые стенки ледниковых каров, конусы, питающие каменные глетчеры, активности новейшей тектоники и др.)

Выводы

В диссертационном аспекте предложено расширительное толкование понятия «коллювиальный конус выноса», которое описывается не только как аккумулятивная форма, но и как целостная обвальное-осыпная система, включающая зоны генерации, транзита и аккумуляции материала. Кроме того, введена классификация конусов на малые и крупные, отражающие их морфометрические и динамические различия.

Методы исследования основываются на комплексном подходе, сочетающего традиционные геоморфологические методы с современными технологиями дистанционного зондирования и геоинформационного анализа. В качестве метода датирования экспонируемой поверхности применён лихенометрический метод, с критическим осмыслением его допущений и ограничений. Использование усовершенствованного подхода к оценке возраста поверхности через логарифмический тренд вариационного ряда диаметров талломов повышает достоверность датировок.

Статистическая обработка данных построена на корректном применении непараметрических методов, что обусловлено неизвестностью параметров генеральной совокупности и неоднородностью выборок. Сформулированные статистические гипотезы направлены на выявление связи между морфометрическими параметрами конусов, геоморфологическими обстановками и геологической структурой региона.

В геоморфологических обстановках доминирующего развития обвальное-осыпных форм выделены два основных типа среднегорья — эрозионно-денудационное и гляциальное, репрезентирующие различные условия проявления склоновых процессов. Районы исследований (горы Дел-Урэкчэн и Туманский хребет) выбраны обоснованно, с учётом разнообразия литологии, тектонической активности, высотной поясности и наличия криогенных процессов, что позволяет проводить сравнительный анализ и выявлять региональные закономерности морфолитодинамики.

Глава 3. Физико-географические условия современного рельефообразования

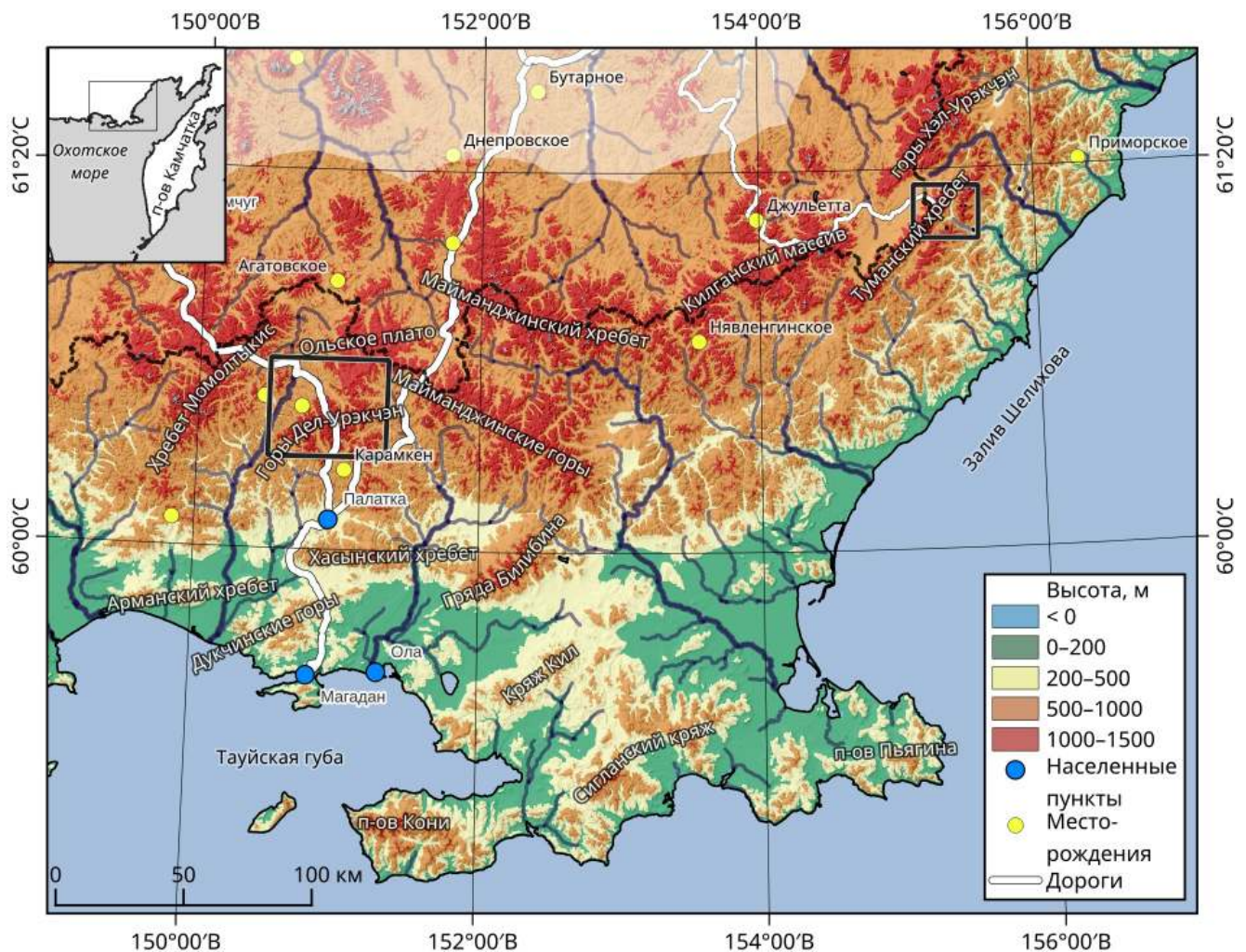
Северное Приохотье — это регион, расположенный на Северо-Востоке Азии, вдоль побережья Охотского моря. Под этим термином нами в географическом смысле понимается прибрежная территория, ограниченная с запада р. Охота, с востока р. Пенжина, с севера границами бассейнов Охотоморских рек. При этом сама акватория и её береговая линия называется Северное Охотоморье [Докучаев, 2013].

Регион обладает отличающимися от других сопредельных территорий физико-географическими условиями, которые оказывают влияние на образования склоновых форм рельефа. Эти особенности в первую очередь определяются рельефом территории, его климатом, геологическим и геоморфологическим строением, которые будут рассмотрены далее.

В рамках диссертационной работы описание Северного Приохотья приводится для его центральной части, а именно для территории ограниченной с запада р. Яна, с востока — р. Кананыга, с юга — береговой линией Охотского моря, а с севера — линией, параллельной Охотско-Колымскому водоразделу, на расстоянии 50 км севернее от последнего. В работе исследованы два района, расположенных в горах Дел-Урэкчэн (с южными отрогами Ольского плато) и в Туманском хребте (рисунок 3.1).

3.1 Орогидрография

Рельеф Северного Приохотья в основном представлен среднегорьем и низкогорьем с различными горно-холмистыми ландшафтами. Главными элементами рельефа являются горные массивы и хребты, разделённые узкими долинами рек, а в прибрежной части — низменностями.



Условные обозначения: районы исследования: 1 — горы Дел-Урэкчэн и южные отроги Ольского плато; 2 — Туманский хребет; штрих-пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел; белая линия — дороги федерального, регионального и местного значения; голубые точки — населённые пункты; жёлтые точки — месторождения. В качестве подложки использовано композитное изображение ЦМР GMTED [2011] (теневого рельефа + углы наклона)

Рисунок 3.1 — Орографическая схема Северного Приохотья и положение районов исследования

Основным орографическим элементом региона является Охотско-Колымское нагорье [Север..., 1970], которое на рассматриваемой территории состоит из следующих элементов (рисунок 3.1): горы Дел-Урэкчэн, Хэл-Урэкчэн, Дукчинские и Майманджинские; хребты Арманский (Каменный), Майманджинский, Момолтыкис, Туманский, Хасынский; кряжи Кил и Сигланский; Килганский массив и Ольское плато; равнины Кава-Тауйская и Тахтоямская; низменности Ольская и Ямская; Верхнекупкинская впадина. Гидрографическая сеть принадлежит Охотскому и Колымскому бассейнам. В Охотское море впадают реки Армань, Кананыга, Ола, Яна, Яма и др., в Колыму — Бахапча, Бол. Купка, Буонда, Килгана, Малтан.

Ориентировка основных элементов нагорья различна, но в основном доминирует субширотная направленность, в восточной части переходящая в северо-восточную. Горные сооружения прорезает меридиональная сеть водотоков. Сформированные ими долины имеют в плане древовидную форму, в зоне влияния купольных структур — центробежные и радиально-концентрические формы. Долины по поперечному профилю относятся к следующим морфологическим типам: I-II порядков — треугольной (V-образной) формы, II-IV порядков — параболической (U-образной) формы; в некоторых местах могут встречаться трапециевидные (каньонообразные) формы. Охотская система рек характеризуется повышенным значением уклона рек по сравнению с Колымской, что, в свою очередь, увеличивает скорость эрозии, придаёт рельефу более контрастный облик и задает V-образный поперечный профиль. Параболическое сечение долин сформировалось за счёт нескольких этапов оледенений, из них последние имеют горно-долинный характер — зырянское (Q_{III}^2) и сартанское (Q_{III}^4). По морфодинамической зональности [Динамическая..., 1992, С. 183] строение долин представлено в горных частях первой и второй зонами, в долинах крупных рек — третьей, на равнинах и впадинах — четвёртой.

Эти особенности сказываются на формировании обвально-осыпных форм. Так, в узких долинах I порядка изучаемые формы достигают русла, иногда перекрывая его своими отложениями, что приводит к выносу обломочного материала рекой из осыпи и поступлению нового, тем самым врезая ложе обвально-осыпной системы в коренной склон. В долинах более высоких порядков осыпи опираются своим основанием на поверхности террас, реже поймы и русла. В таких условиях осыпи проходят все стадии развития, начиная от вреза в склон, заканчивая достижением профиля равновесия. В первом случае обвально-осыпные формы обладают более высокими показателями скорости смещения обломочного материала, но меньшим объёмом собственного тела. Во втором случае происходит накопление коллювия в основании и образование крупных осыпных форм рельефа, но скорость транзита обломков уменьшается со временем.

С другой стороны, поперечная форма долины так же играет весомую роль в формировании осыпей. Так, при треугольном сечении, материал, поступающий в осыпь, уже «подготовленный» и имеет размерность обломков, как у чехла склона в целом, — щебнистый. В отличие от параболического профиля, где ледниками созданы троговые формы, в средних и верхних частях которых крутизна склона составляет $30\text{--}35^\circ$, иногда с выходом скальных останцов и стенок, что приводит к формированию крупных обломков (глыб) и запуску процессов обваливания.

Рельеф Северного Приохотья в основном низкогорный (500–1000 м), вдоль Охотско-Колымского водораздела преобладает среднегорный с максимальными абсолютными отметками 1700–1900 м. Вертикальная расчленённость рельефа в среднем составляет 400–600 м. Вдоль побережья имеется ряд низменностей: Кава-Тауйская, Ольская, Ямская и др.

Доля высотных ступеней рельефа территории исследования Северного Приохотья выглядит следующим образом: равнины (0–200 м) — 15,6 %; возвышенности (200–500 м) — 18,6 %; низкогорье (500–1000 м) — 49,2 %; среднегорье (> 1000 м) — 16,6 %; распределение крутизны рельефа: $< 5^\circ$ — 31,84 %, $5\text{--}15^\circ$ — 42,14 %, $15\text{--}25^\circ$ — 22,16 %, $25\text{--}35^\circ$ — 3,80 %, $> 35^\circ$ — 0,06 %. Из полученных данных прослеживается закономерное распределение согласно орографическим элементам. Так, более 80 % территории приходится на равнины и слабохолмистое низкогорье, и только пятая часть на среднегорье с его крутыми и средней крутизны склонами.

Если рассматривать только горно-долинный рельеф территории (рисунок 3.2), а именно низко- и среднегорье (высоты от 500 м), то на данный интервал приходится 65,8 % площади исследования. Здесь мы видим уже видоизменённую градацию в распределении крутизны рельефа, которая приурочена к следующим элементам рельефа: долины ($< 5^\circ$) — 17,20 %, нижние части склонов речных долин ($5\text{--}15^\circ$) — 47,74 %, верхние части склонов речных долин и межводораздельного пространства ($15\text{--}25^\circ$) — 29,78 % склоны троговых долин и

ледниковых цирков ($> 25^\circ$) — 2,28

Из представленного небольшого пространственного анализа следует говорить о том, что в обозначенной области низко- и среднегорья основные склоноформирующие процессы были флювиальные и гляциальные, последние придали современный альпинотипный облик рельефу.

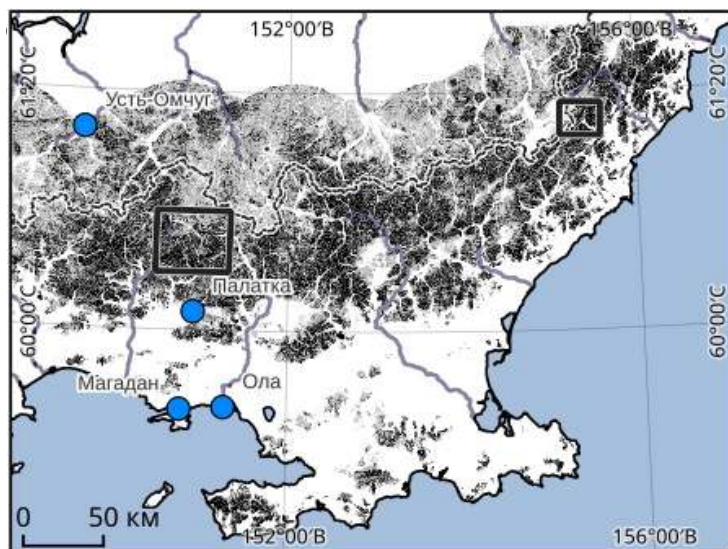


Рисунок 3.2 — Крутизна склонов Северного Приохотья с высотой более 500 м: серое — $5\text{--}15^\circ$, чёрное $>15^\circ$, пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел

3.2 Климат³

Рельеф Северного Приохотья оказывает существенное воздействие на климатические условия региона, влияя преимущественно на распределение температуры, осадков, направления ветров, частоты метелей и толщины снежного покрова. Взаимодействие различных природных факторов в большинстве районов характеризуется негативным воздействием, что приводит к формированию климата с выраженной холодной и продолжительной зимой, а также кратким вегетационным периодом, недостаточным по тепловому режиму, с возможностью летних заморозков и неравномерным увлажнением. Исключением являются лишь прибрежные низменности, которые имеют относительно мягким климатом [Север..., 1970].

Термический режим климата Северного Приохотья характеризуется низкими температурными показателями с длительным периодом зимнего понижения температуры, а также в коротком безморозном периоде летом с невысокими

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

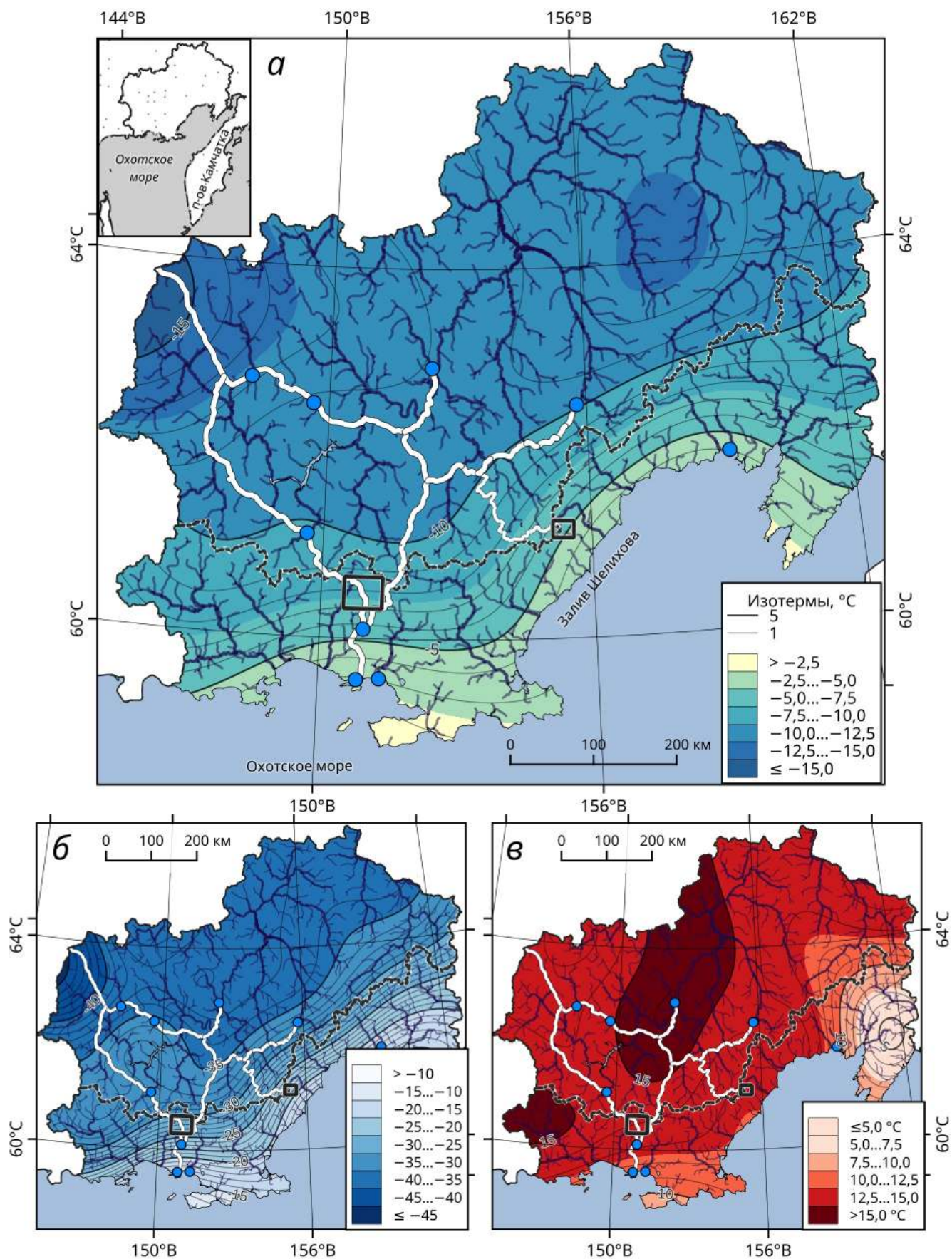
Колегов П. П. Моделирование влияния стебелькового льда на склоновый морфолитогенез Северного Приохотья и Охотско-Колымского нагорья на основе климатических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2025. — № 3. — С. 42–51. — EDN: QVQTYJ

температурами и возможностью летних заморозков.

Автором для анализа климата обработаны данные по среднемесячным и дневным показателям метеостанций, взятые с сайта www.pogodaiklimat.ru [Справочно-информационный..., 2004], создана локальная база данных в ГИС проекте и построены соответствующие карты, которые представлены ниже.

Среднегодовая температура воздуха плавно уменьшается от побережья в глубь территории. Так, в г. Магадане среднее значение температуры (за всё время метеорологических наблюдений, с 1930 г. (рисунок 3.3,а)) составляет минус 3°C , близ Охотско-Колымского водораздела — минус 9°C , а в г. Сусумане опускается до минус $12,4^{\circ}\text{C}$. Зимняя температура, среднее по январю (рисунок 3.3,б), на значительной части территории области не выше минус 20°C , только в прибрежной части она поднимается до минус $15\text{--}18^{\circ}\text{C}$. Летом показатели среднего по июню составляют на побережье $11\text{--}12^{\circ}\text{C}$, в континентальной чуть больше 15°C (рисунок 3.3,в). Несмотря на высокие дневные значения температуры (иногда выше 30°C), ночные и вечерние периоды нередко сопровождаются резким её снижением, в редких случаях наступают заморозки. Такие температуры и резкие её перепады ощутимо влияют на физическое выветривание горных пород.

Годовой ход осадков. Анализ статистических данных о годовой динамике атмосферных осадков на исследуемой территории подтвердил их однотипное распределение с максимумом летом и минимумом в конце зимы. Немаловажным фактором является пространственное распределение осадков (рисунок 3.4). Так, на наветренных склонах Охотско-Колымского нагорья, которые обращены в сторону господствующих ветров с Охотского моря, выпадает в 2 раза больше осадков (в среднем $450\text{--}550$ мм/год; южный и юго-восточные склоны), чем на подветренных склонах ($250\text{--}300$ мм/год; северный и северо-западные склоны).



Температура: *a* — среднегодовая, *б* — средняя января, *в* — средняя июня; штрих-пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел. На врезке: серые точки — метеостанции. Карты построены автором по данным [Справочно-информационный..., 2004]. Выборка: 68 метеостанций (на врезке) за 70 лет наблюдений (среднее значение)

Рисунок 3.3 — Термические режимы на территории Магаданской области

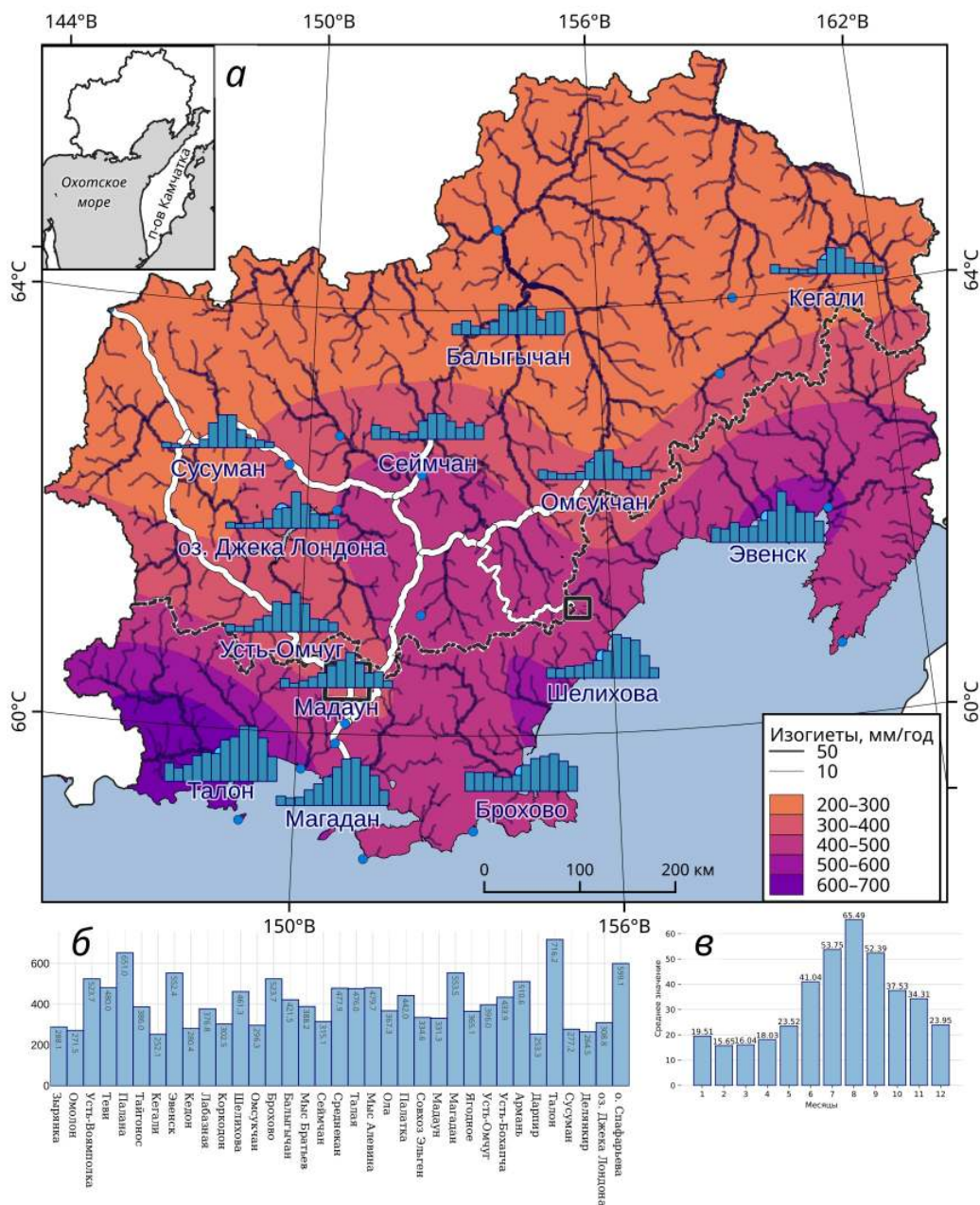
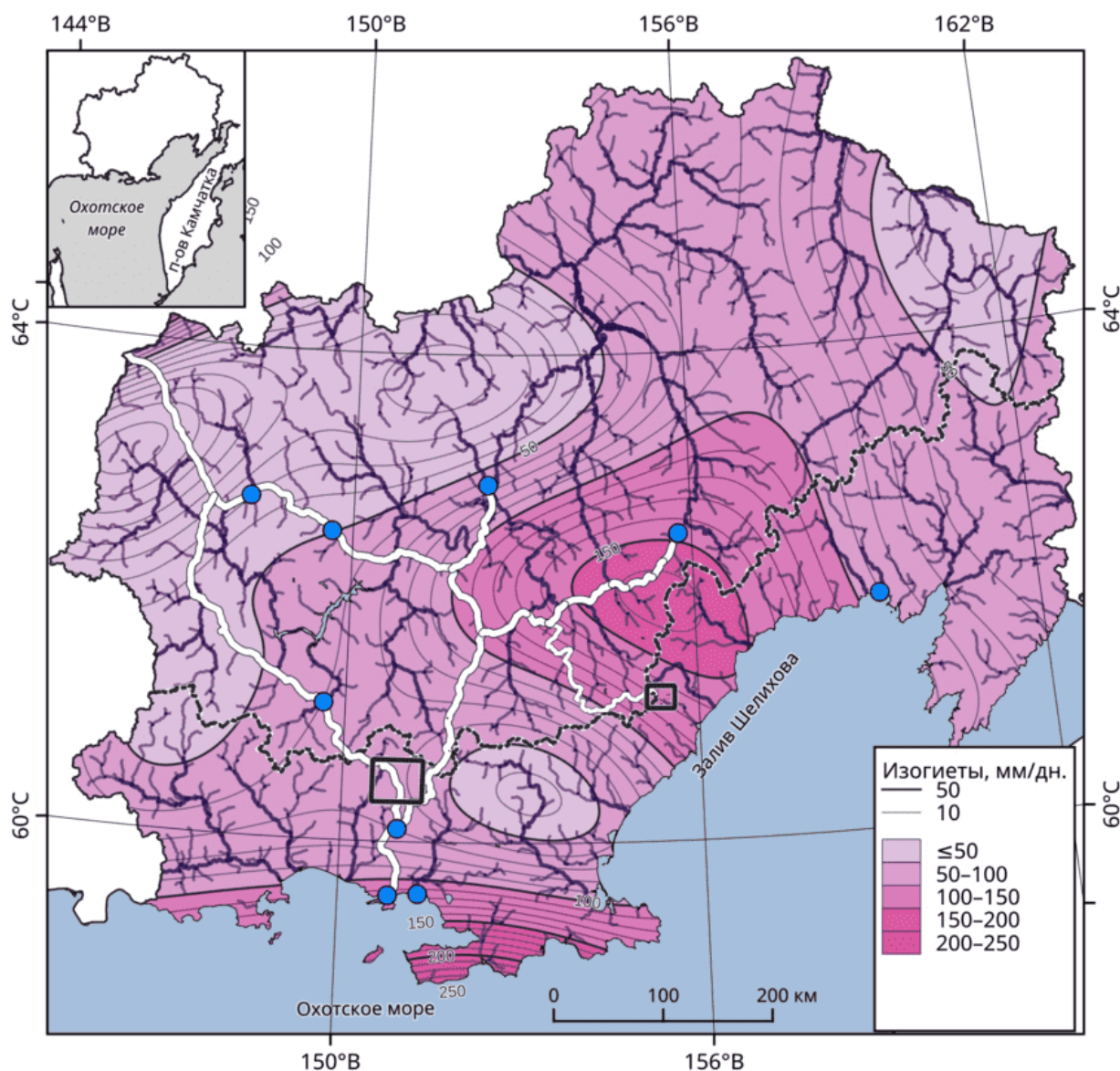


Рисунок 3.4 — Распределение годовых осадков на территории Магаданской области

Другими важными параметрами распределения атмосферных осадков являются их продолжительность и интенсивность. В континентальных районах осадки выпадали в течение 20–35 ч, в прибрежных — до 60–110 ч. Зарегистрированная интенсивность осадков варьирует в пределах 0,1–2,4 мм/ч [Север..., 1970]. На основании многолетних данных была построена карта выпадения максимальных (катастрофических) дневных осадков (рисунок 3.5). Так,

количество суточных осадков падает с проникновением циклона в глубь территории, и варьирует от 150–250 мм/дн. на побережье до 50–60 мм/дн. близ Охотско-Колымского водораздела и севернее.



Карта построена автором по данным [Справочно-информационный..., 2004]. Выборка: 68 метеостанций за 70 лет наблюдений (среднее значение)

Рисунок 3.5 — Распределение максимальных суточных осадков на территории Магаданской области

Длительные дожди с относительно низкой интенсивностью, а также катастрофические дневные осадки, приводят к стоковым паводкам на реках и ручьях вследствие горного рельефа, многолетнемёрзлых пород и незначительного испарения атмосферной влаги. Учащаются селевые потоки, приводя к интенсивному перераспределению отложений и быстрому изменению рельефа склонов и водотоков первых порядков. Поверхностный сток на склонах увеличи-

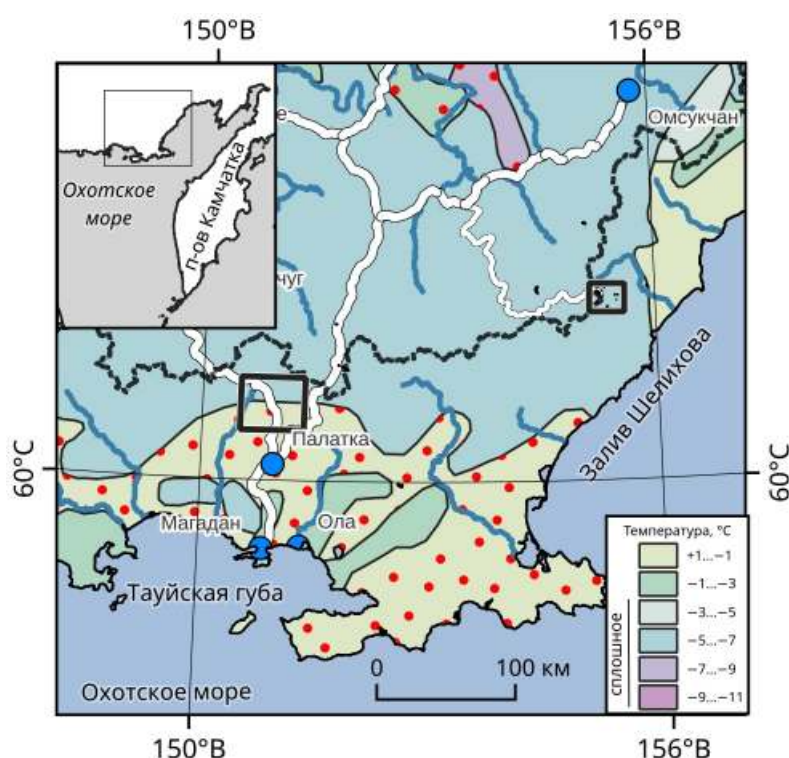
вают интенсивность проявления оползней, обвалов и быстрой солифлюкции — формирование склонов становится более динамичным. Таким образом, колебания количества осадков оказывают существенное воздействие на скорость и характер протекания гравитационных процессов и формирование склонового и прилегающего к нему рельефа.

Многолетнемёрзлые горные породы. Северо-Восток Азии в общем и Северное Приохотье в частности является зоной распространения многолетнемёрзлых пород (ММП).

В регионе исследования присутствуют три типа мерзлоты (рисунок 3.6). Первым типом является островная, со среднегодовой температурой грунтов от $+1$ до -1 °С. Данный тип расположен в кайнозойских межгорных впадинах. Вторым типом представлен прерывистой зоной распространения ММП с температурой грунтов от -1 до -3 °С.

Распространение данного типа в основном наблюдается в низкогорье прибрежной зоны и по долинам крупных рек в континентальной части региона. Сплошным типом ММП (температура от -3 до -11 °С) распространён севернее Охотско-Колымского водораздела, в прибрежной зоне наблюдается только в Арманском хребте.

В процентном отношении территория Северного Приохотья представлена следующим распределением многолетнемёрзлых пород: островное — 33,6; прерывистое — 7,2; сплошное — 59,2.



Условные обозначения: островное (среднегодовая температура $+1 \dots -1$ °С), прерывистое ($-1 \dots -3$ °С), сплошное ($-3 \dots -11$ °С) распределение; красные точки — льдистость пород от 20 до 40%; чёрные прямоугольники — районы работ

Рисунок 3.6 — Распространение криолитозоны на территории Северного Приохотья [Национальный..., 2004]

Многолетняя мерзлота оказывает существенное воздействие на склоновые процессы. Так, при протаивании мёрзлых пород в основании склонов нарушается их устойчивость, что активизирует обвальные, оползневые и солифлюкционные процессы.

С одной стороны, присутствие мерзлоты замедляет инфильтрацию атмосферных осадков, увеличивая поверхностный сток и интенсифицируя эрозионные процессы, что нарушает равновесие склонов. С другой — мерзлота препятствует закреплению склонов растительностью, повышая их уязвимость к внешним воздействиям.

Вследствие этого многолетняя мерзлота и её сезонное таяние влияют на прочность грунтов склонов и изменяют гидрогеологические условия, что в свою очередь активизирует склоновые процессы и преобразование рельефа.

Ландшафты. Северное Приохотье представлено тремя ботанико-географическими зонами — тундрой, лесотундрой и тайгой. Согласно ландшафтному районированию (рисунок 3.7) [Ландшафтная..., 1980; Легенда..., 1987] территория относится к **отделу** — горных подвижных поясов;

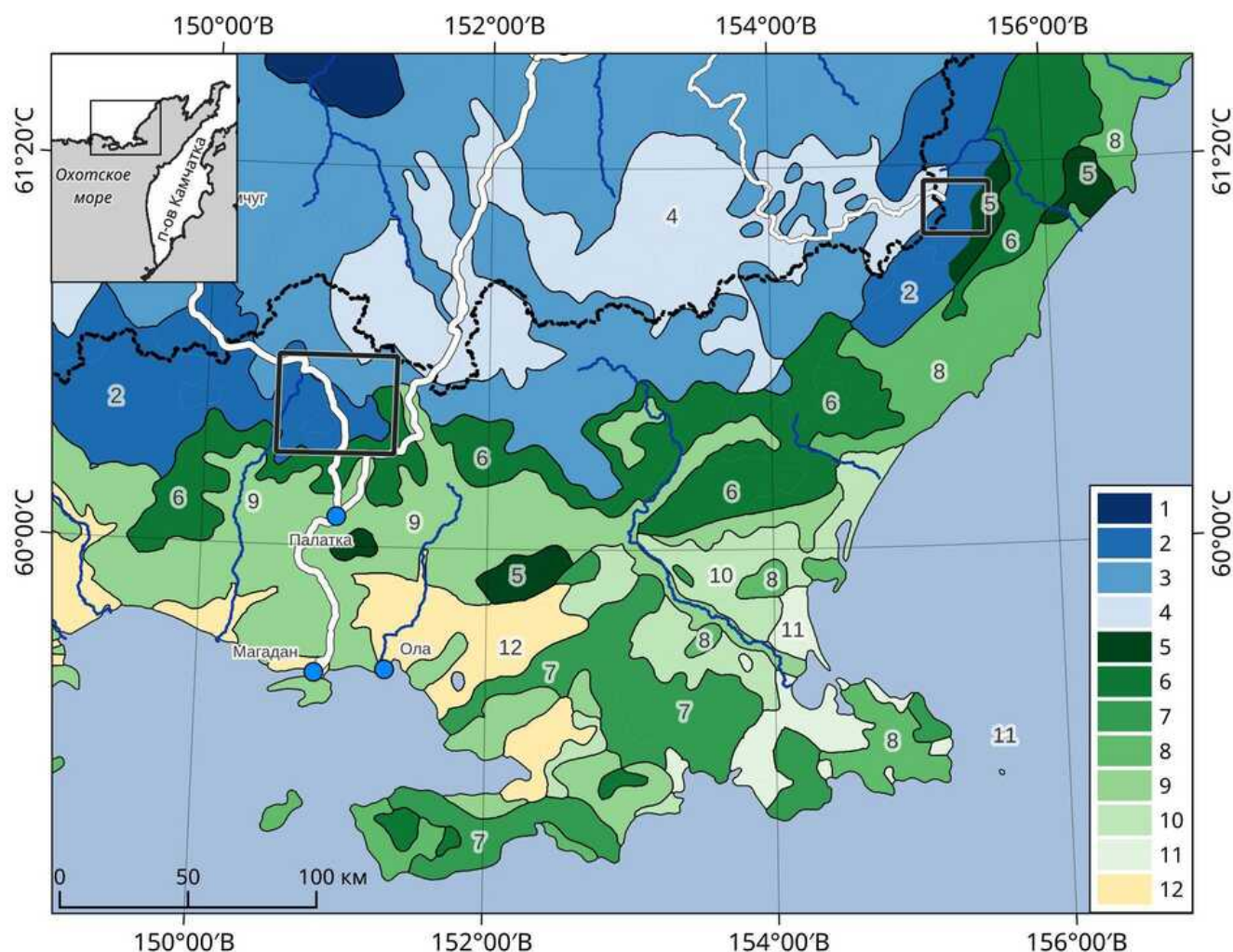
группе — субарктические резко континентальные,

субарктические приокеанические и океанические (Тихоокеанские),
бореальные приокеанические (Тихоокеанские);

типу — субарктические тундровые,

горные тундры,
горные редколесья,
горные редколесья и стланики,
лесотундровые.

Такое разнообразие ландшафтов объясняется тем фактом, что на рассматриваемой территории наблюдается нарушение широтной зональности за счёт влияния моря, что в свою очередь приводит к смещению зон на юг [Север..., 1970]. Также начинает доминировать высотная зональность, которая так же не постоянна и зависит от удалённости моря. Всего можно выделить 12 подтипов ландшафтов на изучаемой территории, они показаны на рисунке 3.7.



Условные обозначения. СУБАРКТИЧЕСКИЕ РЕЗКО КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ: 1 — гольцовые высокогорья; 2 — гольцово-тундровые среднегорья; 3 — тундровые и редколесно-тундровые среднегорья; 4 — редколесные и тундрово-редколесные низкогорья. СУБАРКТИЧЕСКИЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКИЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ (ТИХООКЕАНСКИЕ): 5 — гольцово-тундровые среднегорья; 6 — стланиково-тундровые среднегорья; 7 — стланиковые и тундро-стланиковые низкогорья; 8 — редколесно- и стланиково-тундровые низкогорья; 9 — стланиково-редколесные низкогорья; 10 — предтундрово-редколесные низменности; 11 — южно-тундровые низменности. БОРЕАЛЬНЫЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКИЕ (ТИХООКЕАНСКИЕ): 12 — северо-таёжные возвышенности. Штрихпунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел. Чёрные прямоугольники — районы исследования

Рисунок 3.7 — Ландшафтная схема Северного Приохотья [на основе: Ландшафтная..., 1980, часть, с изменениями]

Описание приводится по [Ландшафтная..., 1980; Легенда..., 1987].

Гольцовые высокогорья (1) имеют альпинотипный рельеф с формами оледенения. Поверхность практически лишена растительности.

Гольцово-тундровые среднегорья (2) представлены массивно-грядовыми образованиями со склонами, покрытыми мерзлотно-солифлюкционными формами. Растительный покров — тундровая растительность, местами кедровый стланник и лиственничные редколесья в долинах.

Тундровые и редколесно-тундровые среднегорья (3) характеризуются скло-

нами с мерзлотно-солифлюкционными формами и растительным покровом от редколесий до каменистых тундр.

Редколесные и тундрово-редколесные низкогорья (4) представлены горами со сглаженными водораздельными пространствами и пологими, расчленёнными склонами, покрытыми лиственничными редколесьями и тундрами.

Гольцово-тундровые среднегорья (5) имеют массивный и альпийский облик с формами оледенения. Покрыты каменистыми и каменисто-лишайниковыми тундрами, в долинах — редколесьями и кедровым стлаником.

Стланиково-тундровые среднегорья (6) представлены массивными горами со склонами, покрытыми мерзлотно-солифлюкционными формами. В долинах и нижних частях склонов произрастают редколесья и кедровый стланик, выше — тундры.

Стланиковое и тундро-стланиковое низкогорье (7) характеризуется зарослями кедрового стланика в нижней части склонов и каменисто-лишайниковыми тундрами на водоразделах.

Редколесно- и стланиково-тундровые низкогорья (8) распространены на горах с пологими склонами, покрытыми редколесьями, кедровым стлаником и тундрами.

Стланиково-редколесные низкогорья (9) представлены массивными горами с узкими водоразделами, покрытыми мерзлотно-солифлюкционными формами. В долинах и нижних частях склонов произрастают редколесья и кедровый стланик, выше — тундры.

Предтундро-редколесные низменности (10) включают пляжи, береговые валы, травяные болота, ольховые заросли. Встречаются кедровый стланик и редкие лиственничные леса.

Южно-тундровые низменности (11) представлены пляжами, береговыми валами, террасами с осоково-пушицевыми и кустарничковыми тундрами, лугами, болотами.

Северо-таежные возвышенности (12) — пологоволнистые равнины с бере-

говыми валами, термокарстовыми формами, заболоченными участками, лесами, редколесьями, болотами.

Растительность различных ландшафтов проявляет значительную роль в формировании склонов, путем укрепления верхнего слоя коллювия своей корневой системой, а также регулированием гидротермического режима почвенного слоя. Сила воздействия зависит от типа растительности, её сомкнутости и плотности покрытия склоновой поверхности.

В большинстве случаев низко- и среднегорья покрыты кустарниковыми зарослями либо каменисто-лишайниковыми тундрами, на площади которых формируются делювиально-солифлюкционные отложения.

Свободные от растительности склоны представлены главным образом гольцовыми высокогорьями и стланиково-тундровыми среднегорьями, на которых, кроме указанных отложений, формируются обвально-осыпные.

Также стоит обозначить, что растительные сообщества Северного Приохотья (рисунок 3.8) занимают 80,85 % территории, а свободные от растительности

поверхности — 19,15 %; верхняя граница распространения лиственницы обычно составляет 800–900 м, кедрового стланика — 900–1000 м н. у. м. Выше этих границ представлены гольцовые ландшафты, которые пространственно приурочены к Охотско-Колымскому водоразделу.

Расчёт площади распространённости растительности проведён с помощью нормализованного разностного индекса растительности (NDVI) по данным композитных космических снимков [USGS..., 2023].

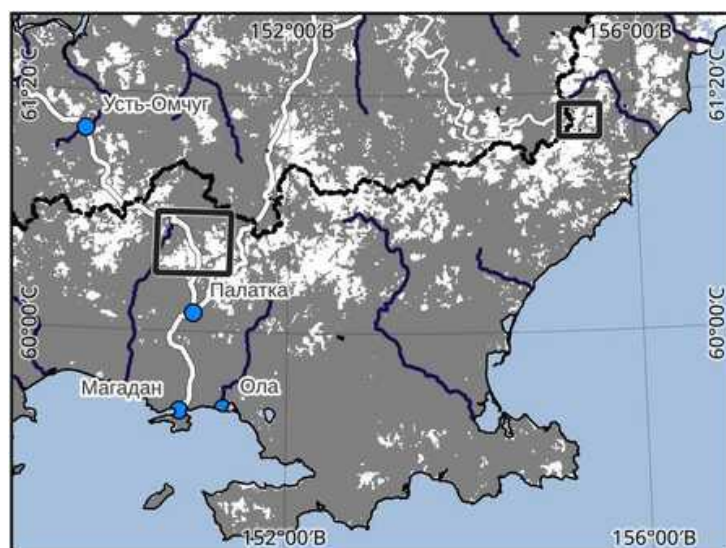


Рисунок 3.8 — Растительный покров Северного Приохотья: серое — присутствует, белое — отсутствует; пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел. Отстроена по данным [USGS..., 2023]

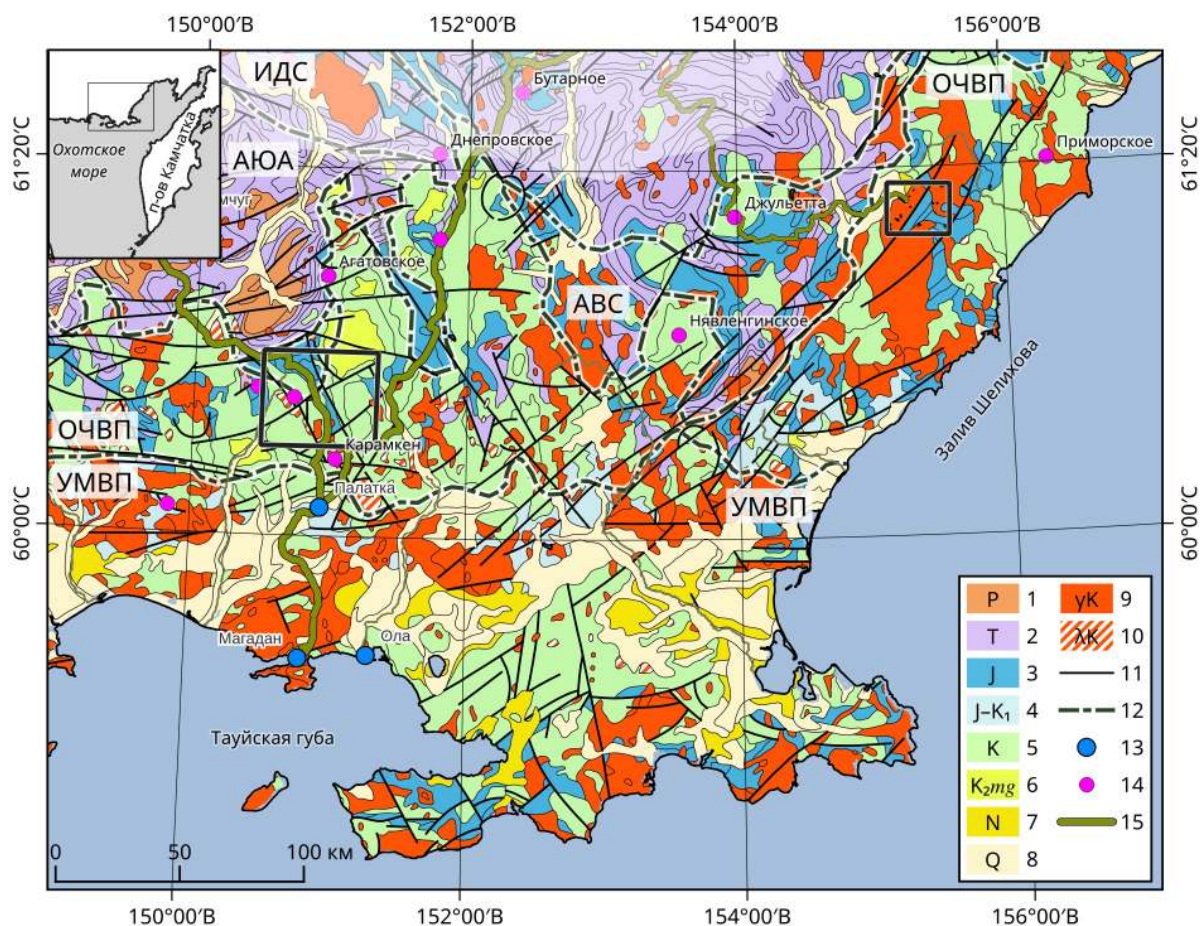
3.3 Строение рельефа и современные геоморфологические процессы

Геологическое строение. В Северном Приохотье выделяются четыре геолого-структурных элемента (рисунок 3.9): 1) триас-раннемеловые орогенные складчатые структуры Яно-Колымской и Кони-Тайгоносской систем; 2) окраинно-континентальные юрско-раннемеловые вулканогенно-осадочные структуры Удско-Мургальской дуги; 3) позднемеловые вулканотектонические структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4) кайнозойские межгорные впадины [Геологическая..., 1980; Государственная..., 2008; Котляр, Русакова, 2004].

Яно-Колымская система на рассматриваемой территории представлена Арmano-Вилигинским синклиниорием, который сложен терригенными породами позднепермско-юрского возраста: алевролитами и песчаниками, в подчинённом количестве туфопесчаниками. Значительная часть синклинория перекрыта вулканическими покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Южной границей структуры служит Челомджа-Ямский глубинный разлом, который разделяет Яно-Колымскую и Кони-Тайгоносскую складчатые системы.

Кони-Тайгоноская система проявлена Кони-Пьягинским звеном, которое сложено верхнеюрскими–нижнемеловыми вулканогенными и осадочными породами, вещественный состав которых выполнен лавами базальтов и андезибазальтов. Верхние части разрезов представлены вулканогенно-осадочными породами — андезитами, туфами, игнимбритами и слоями углисто-глинистых сланцев и каменных углей.

В субширотном направлении вдоль побережья Северного Приохотья протягивается Удско-Мургальский вулканогенный пояс (УМВП) [Государственная..., 2008; Котляр, Русакова, 2004], он представлен андезитами, андезибазальтами, базальтами и их туфами, в подчинённом количестве присутствуют вулканогенно-осадочные породы. Возраст данных образований позднеюрский-раннемеловой.



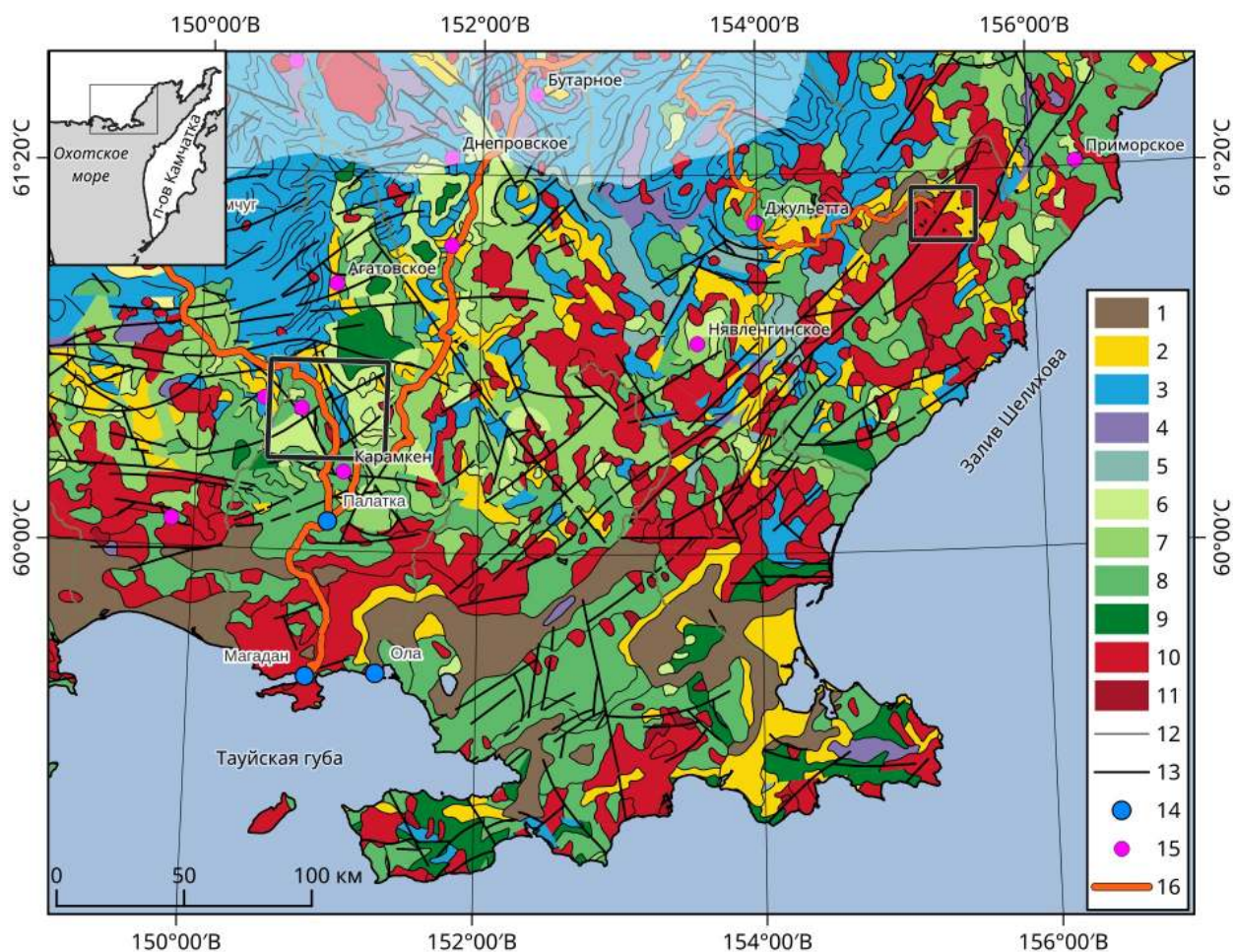
Условные обозначения. Стратифицированные отложения 1 — пермские; 2 — триасовые; 3 — юрские; 4 — юрско-ранне-меловые; 5 — меловые; 6 — мыгдыкитская свита позднемелового возраста (плато базальтов); 7 — неогеновые; 8 — четвертичные; 9 — интрузивные образования мелового возраста; 10 — субвулканические образования мелового возраста; 11 — разломы; 12 — границы геолого-структурных элементов: АВС — Арmano-Вилигинский синклинорий, АЮА — Аян-Юряхский антиклинорий, ИДС — Иньяли-Дебинский синклинорий, ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, УМВП — Удско-Мургальский вулканогенный пояс; 13 — населённые пункты; 14 — месторождения; 15 — дороги федерального, регионального и местного значения; чёрные прямоугольники — районы исследования

Рисунок 3.9 — Геологическое строение Северного Приохотья [Геологическая..., 1980, с изменениями]

С севера на него наложен Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, который сформирован в альб-сеноманский век. ОЧВП представлен преимущественно лавами кислого и среднего состава, а также их туфами и игнимбритами. На заключительном этапе (мыгдыкитское время) происходило формирование платобазальтов.

Кайнозойские впадины сложены разными по составу породами. Их возраст варьирует от середины палеогена до неоплейстоцена. Литологический состав отложений представлен галечниками с песчаным заполнителем, песками, включающими прослойки детритов и глин.

На основании приведённой геологической карты (рисунок 3.9) и вещественного состава материнских пород нами была составлена литолого-петрографическая схема распространённости пород (рисунок 3.10).



Условные обозначения: 1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и песчаники; 3 — алевриты и алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — вулканогенно-осадочные породы; 6 — игнимбриты, риолиты и их туфы; 7 — дациты; 8 — андезиты; 9 — базальты; 10 — гранодиориты; 11 — габбро и оливиниты; 12 — геологические границы; 13 — разломы; 14 — населённые пункты; 15 — месторождения; 16 — дороги федерального, регионального и местного значения; чёрные прямоугольники — районы исследования

Рисунок 3.10 — Литолого-петрографическая схема Северного Приохотья

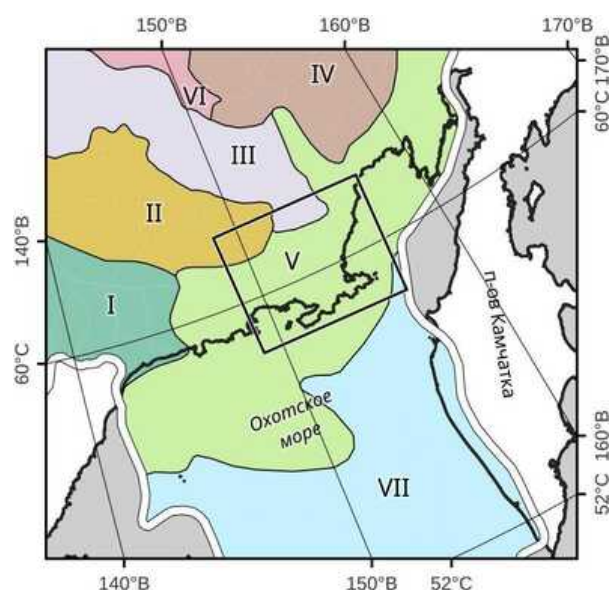
Петрографический анализ материнских пород исследуемой территории позволяет сделать допущение о связи крупности формируемого обломочного материала, вовлечённого в транспортировку на склоне, и петрографии материнских пород для гравитационных образований. Высокая представленность вулканических (39,5 %) и интрузивных (22,4 %) пород в геологическом строении территории предопределяет их значительный вклад в состав обломочного материала. Характерной особенностью данных литологических типов является склонность к механическому разрушению по системе трещин отдельности и раскристалли-

зации, что закономерно приводит к формированию грубообломочных продуктов — от крупного щебня до глыб изометричной и угловатой формы. Следовательно, коллювиальная группа процессов будет играть доминирующую роль в склономоделирующих процессах. В частности обваливание, осыпание и десерпция будут наиболее распространёнными процессами на изучаемой площади, а в условиях многолетнемёрзлых грунтов также проявляются криосолифлюкция и курумогенез. Стоит также отметить, что на долю андезитовых лав приходится 52 % всех эффузивных покровов, а гранитный состав у 54 % интрузивных массивов исследуемой территории.

В противоположность этому, осадочные породы (29,0 % от площади; литифицированные) характеризуются относительно низкой прочностью и устойчивостью к эрозии, что приводит к их быстрой денудации и выполаживанию. Облик и размер обломков у терригенных пород обычно варьирует от копьевидного среднего щебня до игольчатого щебня или дресвы. Это приводит «быстрому» развитию склоновых отложений от локальных обвальнo-осыпных накоплений до десерпционных, затрагивающих всю поверхность склона, достигая в дальнейшем уровня равновесия с образованием растительного покрова. Остальная часть пород (9,1 %; нелитифицированные) приходится на рыхлые неоген-четвертичные образования.

Геоморфологическое строение.

Территория исследования, согласно геоморфологическому районированию [Геоморфологическое..., 1980], относится к Охотско-Чукотской провинции Северо-Восточной горной страны (рисунок 3.11).



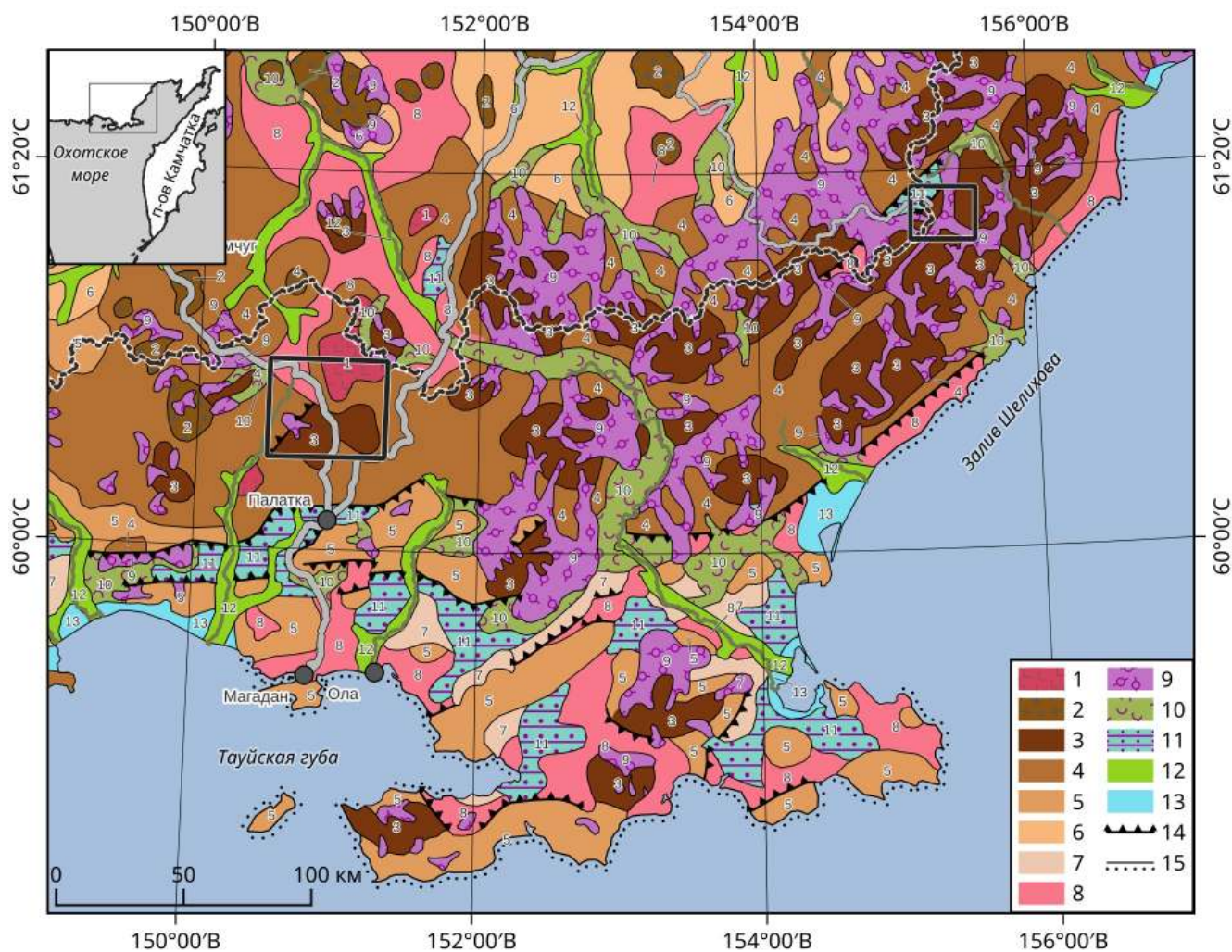
Условные обозначения. Провинции: I — Верхояно-Сунтархаятинская, II — Яно-Оймяконо-Кольмская, III — горная система Черского, IV — Юкагиро-Анюйская, V — Охотско-Чукотская, VI — Яно-Индигино-Кольмская, VII — Охотоморская; белая линия — граница горной страны; черный прямоугольник — территория исследования

Рисунок 3.11 — Геоморфологическое районирование Северо-Восточной горной страны [Геоморфологическое..., 1980]

Провинция выделяется благодаря унаследованию некоторых морфоструктурных элементов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса современным рельефом. Общее развитие рельефа, после образования ОЧВП, выглядит следующим образом. С конца позднего мела по конец палеогена в условиях ослабления тектонической активности происходили процессы денудации с образованием пенепленов. С начала неогена по четвертичный период, формировался первичный облик современного рельефа под воздействием дифференцированных вертикальных движений, с образованием прибрежных равнин, межгорных впадин, отдельных горных поднятий и массивных гряд. В результате длительных склоноформирующих процессов от палеогенового рельефа сохранились наиболее устойчивые его элементы и находят отражение в современном рельефе — плато базальтов мыгдыкитского возраста ОЧВП; сеть основных речных долин; некоторые тектонические уступы на склонах и вершины гор. Со второй половины четвертичного периода всё большую роль в склоноформирующих процессах приобретают гляциальные, которые задают современный облик склонов и долин. Склономоделирующие процессы способствовали эрозионному расчленению относительно выровненного рельефа, существовавшего в конце палеогена, но проследить их в формах рельефа и отложениях можно только с конца плейстоцена, так как они быстро преобразуются и разрушаются. Аккумулятивными процессами способствовали выполнению осадками внутригорных впадин, прибрежных равнин, а также дна прилегающей части Охотского моря, что приводит к смягчению рельефа и образованию равнинных участков.

Северное Приохотье характеризуется выработанным рельефом, который приурочен к горным сооружениям. В долинах крупных рек и на прибрежных низменностях сформирован аккумулятивный рельеф (рисунок 3.12) [Государственная..., 1992; 1999; 2008].

Денудационный тип рельефа характерен для крутых склонов, формирующих облик альпинотипного среднегорья.



Условные обозначения: **ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ. Структурно-денудационный рельеф:** 1 — пологие и средней крутизны склоны, выпуклые всхолмленные водоразделы среднегорных массивов, выработанные на поверхности древних вулканических плато мелового возраста (N_2-Q_H); 2 — крутые склоны и всхолмленные водоразделы, выработанные на субстрате секущих интрузивных тел и их приконтактовых зон на абсолютных отметках 1200–1800 м (N_2-Q_H). **Денудационный рельеф:** 3 — крутые и обрывистые склоны, преимущественно гребневидные водоразделы среднегорных массивов, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород на абсолютных отметках 1300–1700 м (N_2-Q_H); 4 — пологие и средней крутизны склоны, всхолмленные водоразделы среднегорных массивов, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород и сложно дислоцированных терригенных отложений на абсолютных отметках 1000–1500 м (N_2-Q_H); 5 — пологие склоны, выпуклые всхолмленные водоразделы низких гор, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород мезозойского возраста на абсолютных отметках 200–600 м (N_2-Q_H); 6 — пологие и средней крутизны склоны, выпуклые всхолмленные водоразделы низких гор, выработанные на субстрате сложно дислоцированных терригенных пород палеозой-мезозойского возраста на абсолютных отметках 1000–1500 м (N_2-Q_H); 7 — эрозионно-денудационные пологие склоны и субгоризонтальные поверхности, созданные процессами длительного плоскостного смыва, солифлюкцией, местами — ледниковой обработкой (N_1-Q_H); 8 — созданный эрозией и комплексной денудацией — реликты поверхности выравнивания (N_2-Q_H). **АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ.** 9 — холмисто-моренные поверхности, созданные ледниковой аккумуляцией, основная, боковая и донная морены ($Q_{III}^{2,4}$); 10 — полого наклонные слабовсхолмленные поверхности флювиогляциальных террас ($Q_{III}^{2,4}$); 11 — полого наклонные слабовсхолмленные поверхности, сформированные ледниковыми озерами (Q_{III}); 12 — аллювиальные нерасчленённые первая, вторая и третья надпойменные террасы, поймы и русла (Q_{I-H}); 13 — пологие поверхности аккумулятивных морских, речных и озёрных террас прибрежных равнин (Q_{III-H}); 14 — неотектонические уступы; 15 — абразионные уступы; штрих-пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел; чёрные прямоугольники — районы исследования

Рисунок 3.12 — Геоморфологическая схема Северного Приохотья [Государственная..., 1992; 1999, с изменениями]

Дифференцированные движения в неогене инициировали склономоделирующие процессы по преобразованию первичных форм рельефа, которые продолжились развиваться в условиях холодного и достаточно влажного климата. Развитие мерзлоты охватило практически всю территорию, что существенно повлияло на специфику как склоновых, так и флювиальных процессов. Крутые склоны, часто скалистые, покрыты многочисленными коллювиальными конусами выноса разных размеров и десерпционными отложениями, которые в зоне влияния ММП преобразуются в криогенно-солифлюкционные формы рельефа.

Ледниковые процессы сыграли существенную роль в изменении горных сооружений, сформировав экзарационный тип рельефа, который представлен цирками, карами и троговыми долинами [Глушкова, Смирнов, 2018, 2022; Мавлюдов, Ананичева, 2016, и др.]. В ландшафте территории хорошо выражены формы, связанные с последними тремя оледенениями.

Средне-неоплейстоценовое (Q_{II}^2) оледенение характеризовалось наибольшими масштабами по площади распространения и протяжённости отдельных ледников, которые часто заполняли межгорные впадины. Это оледенение совпало по времени с активизацией восходящих тектонических движений, что способствовало формированию горно-долинного сетчатого и горно-покровного типа оледенения.

Поздне-неоплейстоценовые оледенения (зырянское и сартанское, $Q_{III}^{2,4}$) имели меньшие масштабы. Зырянское оледенение распространялось в межгорные впадины, формируя крупные ледники подножий, в то время как сартанское оледенение было ограничено верхними ярусами горных сооружений и имело существенно меньшие масштабы [Глушкова, Смирнов, 2018, 2022; Мавлюдов, Ананичева, 2016, и др.].

Продвигаясь от осевых частей горных стран к внешней зоне, можно наблюдать смену альпинотипного на сглаженное среднегорье и далее на расчленённое низкогорье. Это связано с тем, что переход между горными сооружениями выражен неотектоническими уступами, которые ограничивают межгорные впа-

дины. Заполнение этих впадин происходило за счёт материала, поступающего в результате экзарационной деятельности со склонов.

В расчленённом низкогорье преобладают криогенно-денудационные процессы, которые формируют многочисленные курумы, солифлюкционные террасы, десерпционные склоны и многие другие формы. В основании пологих склонов накапливаются делювиальные отложения, которые покрыты мохово-тундровой растительностью.

Кроме перечисленного, в регионе имеется структурно-денудационный рельеф образованный на мезозойских вулканитах и отпрепарированных интрузивных массивах. Процесс препарировки, обусловленный денудационными процессами, позволяет выявить сложное внутреннее строение вулканических толщ. В рельефе наблюдаются кальдеры обрушения, впадины и массивы, соответствующие грабенам и горстам, которые образовались в результате тектонических движений, сопутствующих вулканизму [Геоморфологическое..., 1980].

Аккумулятивный тип рельефа представлен в основном поймами и надпойменными террасами крупных рек, шлейфами и конусами выноса временных водотоков, холмисто-западинным рельефом морен разных эпох оледенения; низменности — пологоволнистыми озёрно-болотными равнинами неогенового и четвертичного возрастов. Вдоль побережья развиты аккумулятивные формы рельефа морского генезиса: пляжи, береговые валы и террасы, сформированные под воздействием морской абразии и аккумуляции.

В заключение следует выделить ключевые аспекты, определяющие формирование геоморфологического облика исследуемой территории. Основными элементами древнего рельефа являются остатки пенепленов палеогенового возраста, а именно сохранившиеся части кор выветривания, а также плато базальтов, образованные щитовыми вулканами, которые сформировались на завершающем этапе становления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в частности, Ольского плато. Долины крупных рек, заложенные в меридиональном направлении, прорезая толщи эффузивов, вскрыли осадочные отложения

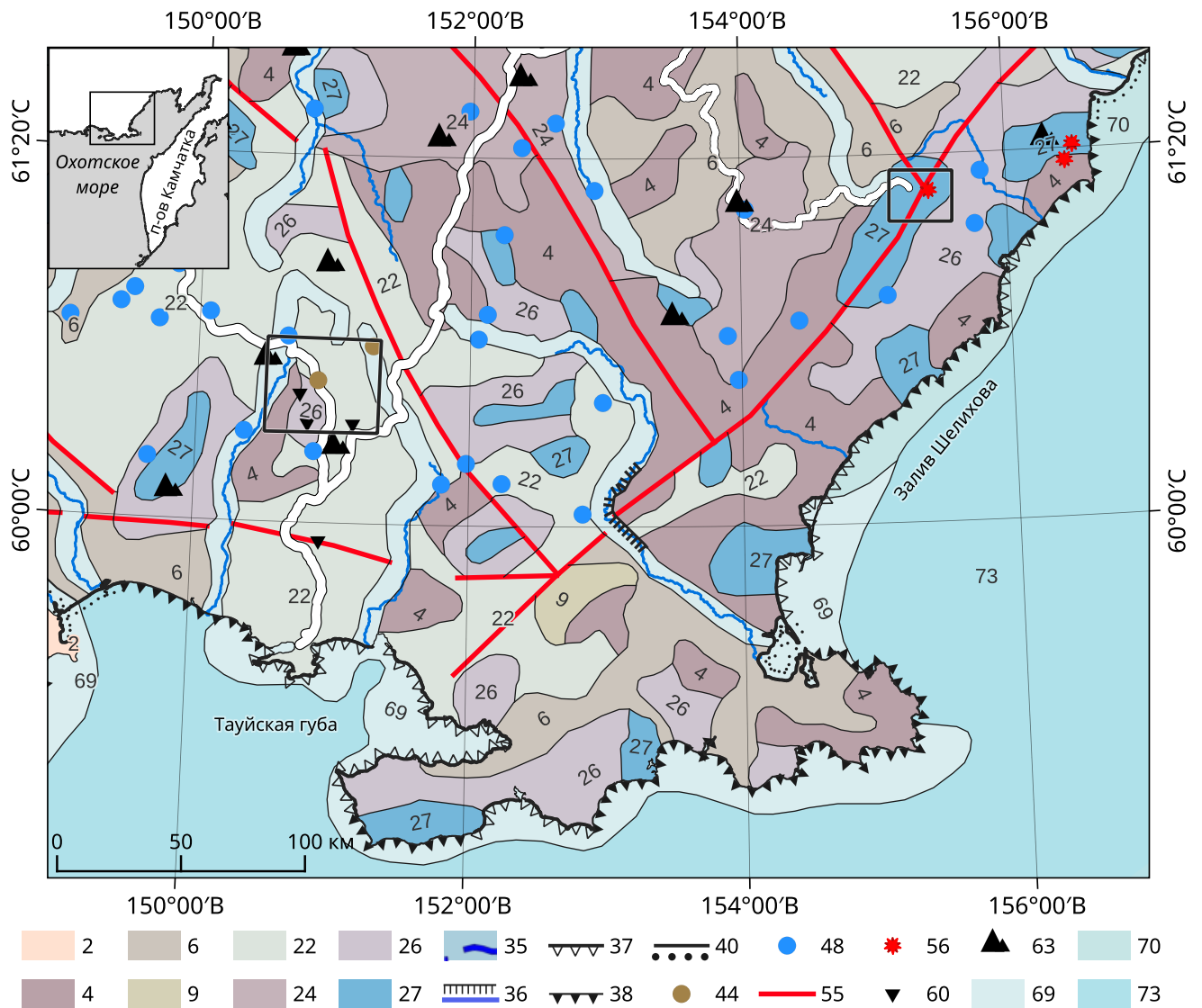
Яно-Колымской системы, которые более легко разрушаемы. В результате эрозионных процессов рыхлый материал, поступающий с горных цепей Охотско-Колымского водораздела, заполнил межгорные впадины и приморские низменности, что способствовало формированию расчленённого среднегорья и низкогорья. Также в рельефе Северного Приохотья сохранились следы оледенений, особенно чётко выраженные в высоких прибрежных хребтах, что придаёт рельефу территории более контрастный облик, а в крупных долинах и прибрежных равнинах — слабохолмистый.

Коллювиальные образования на исследуемой территории характеризуются выраженной зональностью распределения, обусловленной морфометрическими особенностями среднегорного рельефа. Значительная высота и крутизна склонов, сформированных в результате неотектонических поднятий и последующей моделировки склонов, создают условия для активной аккумуляции коллювиальных отложений.

Распределение таких отложений на склонах демонстрирует чёткую пространственную дифференциацию: маломощные отложения коллювия сосредоточены преимущественно в верхних и средних частях склонов, тогда как более крупные коллювиальные массы достигают оснований речных долин, где они образуют непосредственные формы рельефа, опирающиеся на террасы и поймы. Верхние части склонов, являющиеся областями зарождения коллювия, часто связаны с ледниковыми формами рельефа — карами и троговыми долинами.

Обвальнo-осыпные формы рельефа представляют собой значимый элемент морфоскульптуры среднегорного рельефа, наряду со склоновыми формами, а также общими формами рельефа, созданными другими процессами — ледниковыми, речными и т. д.

Экзогенные процессы Северного Приохотья представлены различными типами, активно влияющими на формирование основных черт современного рельефа данной территории (рисунок 3.13).



Условные обозначения (нумерация по [Карта..., 2003]). Процессы, активно формирующие основные черты современной суши: 2 — эрозия с преобладанием процессов оврагообразования; 4 — эрозия в сочетании с селями, обвалами и осыпями; 6 — плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением дельювия; 9 — плоскостной смыв; 22 — солифлюкция и крип; 24 — термоэрозия в сочетании с интенсивной морозобойной трещиноватостью и многолетним мерзлотным пучением; 26 — курумообразующий в сочетании с солифлюкцией, крипом, обвалами, селями и лавинами; 27 — нивальный в сочетании с интенсивной солифлюкцией, селями и обвалами; 35 — русловая эрозия и аккумуляция; 36 — преимущественно русловая эрозия; 37 — термоабразия; 38 — абразия; 40 — аккумуляция в береговой зоне; 44 — обвалы и осыпи; 48 — наледы; 55 — активизация рельефообразующих процессов в зонах подвижных разломов; 56 — интенсивные изменения рельефа в сейсмоактивных зонах. Активные антропогенные экзодинамические изменения рельефа: 60 — деструкция рельефа в зонах открытой разработки полезных ископаемых; 63 — формирование аккумулятивного антропогенного рельефа (терриконы, крупные отвалы). Процессы, активно формирующие главные элементы рельефа морского дна: 69 — абразионно-аккумулятивные в условиях слабых приливов; 70 — абразионные в условиях средних приливов; 73 — абразионно-аккумулятивные в условиях сильных течений (контуриты); чёрные прямоугольники — районы исследования

Рисунок 3.13 — Карта современной динамики рельефа Северного Приохотья [Карта..., 2003, часть, с изменениями]

По степени проявленности и масштабу воздействия можно выделить следующие основные типы процессов, по данным [Карта..., 2003]: 1) склоновые процессы (оползни, осыпи, плоскостной смыв и др.), интенсивно формирующие крутые склоны высокогорий; 2) коллювиально-криогенные процессы (солифлюкция, криодесерпция), широко распространённые на склонах гор малой и средней крутизны; 3) флювиальные процессы (руслевая эрозия и аккумуляция), определяющие современный рельеф днищ долин; 4) морские процессы (абразия и аккумуляция) разрушения морских берегов и аккумуляция осадков вдоль берегов и на морском дне.

Оценка площади распространения склоновых процессов в Северном Приохотье по представленной схеме (рисунок 3.13) позволяет выделить следующие моменты: 1) главными являются коллювиально-криогеновые процессы — криогенная солифлюкция и крип в сочетании с осыпанием и обваливанием; 2) приуроченность к крутым и средней крутизны склонам среднегорий; 3) в областях разряженной и свободной от растительности среднегорий развиваются процессы курумогенеза и нивации.

Вслед за Э. Э. Титовым [1971; 1976] мы выделяем следующие элементарные **склоновые процессы**

обваливание наблюдается в верхних поясах высокогорий. В нижних поясах гор оно приурочено либо к склонам, подверженным интенсивной эрозии потоками, либо к молодым неотектоническим нарушениям, в виде крутых склонов и обрывов. Кроме того, обваливание является доминирующим процессом вдоль побережья Охотского моря. Обваливание развивается в разнообразных материнских породах, однако чаще встречается в районах с высокопрочными горными породами, такими как граниты и базальты. Преобладают единичные обвальные массы объёмом в десятки кубических метров, отмечены также крупные сейсмически индуцированные обвалы объёмом в миллионы кубических метров [Важенин, 2000; Смирнов и др., 2017б, 2018, и др.];

осыпание — доминирующий склоновый процесс, распространен повсеместно в Северном Приохотье, как правило, развивается в тесной парагенетической связи с обваливанием. В нижних частях склонов, где осыпи опираются на террасовый комплекс и активно не перерабатываются флювиальными процессами, формируются крупные осыпные тела, достигающие профиля равновесия. В бортах склонов где происходит боковая эрозия водотоками, идёт перемещение обломочного материала из тела осыпи в аллювий, что вызывает активное преобразование коллювиального тела и врез обвально-осыпной системы в склон. Осыпанию подвержены все петрографические разности материнских пород;

камнепады и лавины — первые представляют собой форму обвалов и характерны для среднегорий. Как правило, они развиваются в ассоциации с лавинами. Вторые (лавины) чрезвычайно распространены в исследуемом регионе в силу его климатических особенностей. Лавины наиболее часто сходят в верхних и средних ярусах среднегорий;

отседания склонов в пределах исследуемого региона наблюдаются редко [Пахомов, Смирнов, 2002]. Такие процессы захватывают, как правило, верхние и средние части склонов, однако не редки случаи, когда отседает практически весь склон целиком;

оползни несмотря на благоприятные природные условия для развития оползневых процессов, встречаются крайне редко [Важенин, 2000; Пахомов, Смирнов, 2002], в основном представлены оползни-оплывы. Это обусловлено «цементирующим» эффектом многолетнемерзлых пород. Поверхность многолетнемерзлой толщи выступает в качестве плоскости скольжения для оползневой массы. Так как она залегает в среднем на глубине 0,5–1,0 м от поверхности, объём оползающей массы ограничен мощностью сезонно-оттаиваемого слоя;

солифлюкция — ведущий склоновый процесс на территории Северного Приохотья [Каплина, 1965; Титов, 1976; Суходровский, 1979, и др.]. Она, чаще всего, проявляется в виде криосолифлюкции. Выделяют покровную солифлюкцию, характерную для пологих склонов низко- и среднегорий, а также дифферен-

циальную (медленную и быструю), проявляющуюся на локальных участках склонов. Как правило, солифлюкция развивается в парагенетической связи с десерпцией или плоскостным смывом;

десерпция — главный процесс коллювиального морфолитогенеза в регионе. Широко распространена в открытых от растительности склонах среднегорий. В регионе представлены все основные её типы — термогенная, гидрогенная, криогенная. Для последней характерны наибольшие скорости смещения обломочного материала;

курумовый процесс на рассматриваемой территории был описан многими исследователями [Титов, 1976; Суходровский, 1979; Говорушко, 1986, и др.]. Он наблюдается как в континентальной, так и в прибрежной зонах. Как правило, курумовые образования встречаются в среднегорье и низкогорье, залегая на свободной от растительности склонах средней крутизны (15–30°), сложенных породами, способными давать крупноглыбовый материал. Кроме того, курумовые поля наблюдаются на водораздельных пространствах;

образование каменных глетчеров парагенетически связано с двумя формами рельефа: со стенками каров и троговых долин, где они преобразуют ледниковые отложения — каровые каменные глетчеры; и с обвально-осыпными склонами, в основании которых они трансформируют дистальные части коллювиальных конусов — присклоновые каменные глетчеры. Детально изучены на Северо-Востоке Азии А. А. Галаниным [2009].

3.4 Активные разломы и сейсмичность⁴

Рельеф Северного Приохотья характеризуется повышенной тектонической активностью, в связи с нахождением в зоне взаимодействия Евразийской, Северо-Американской и Охотской плит, границы которых трассиру-

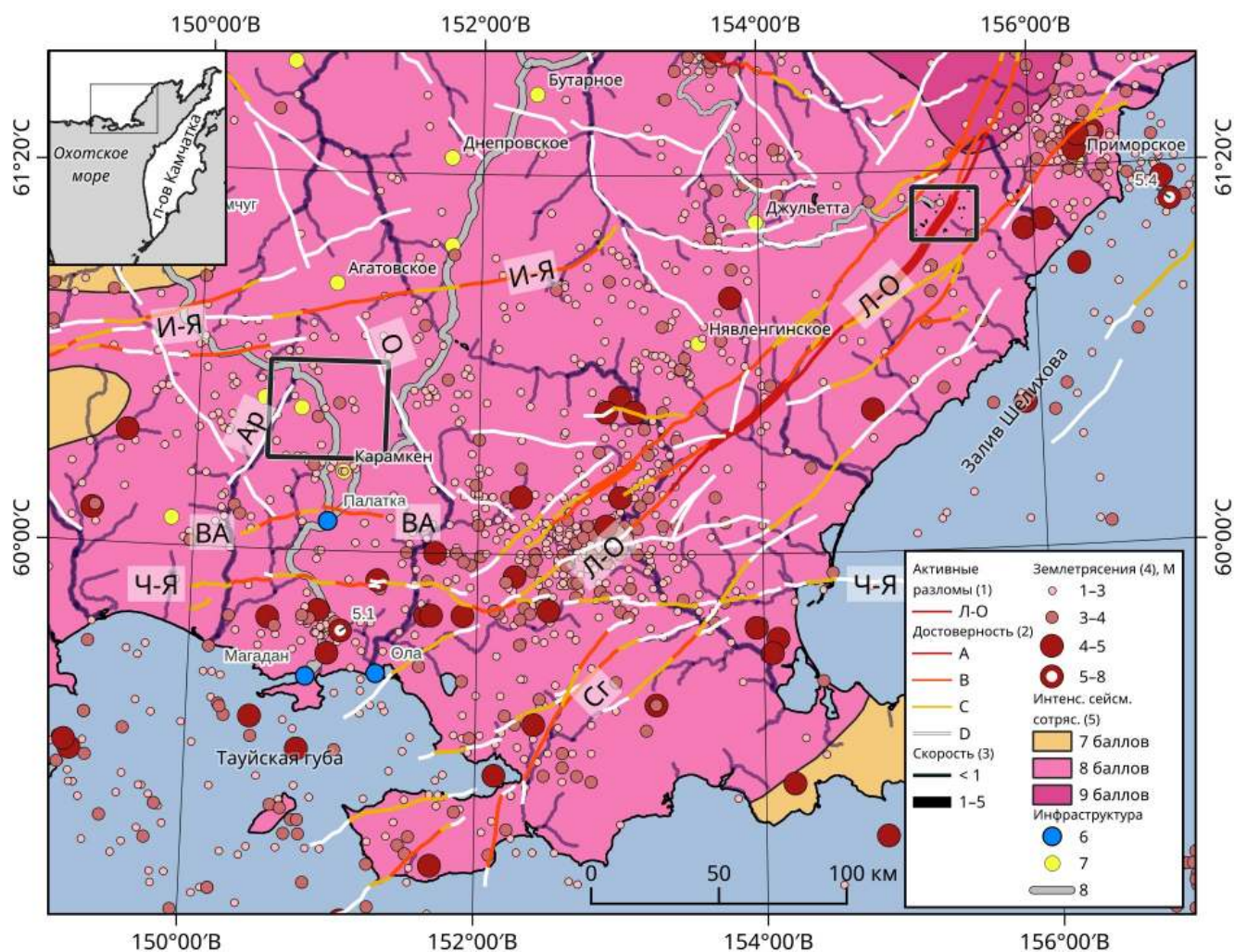
⁴При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н. Сейсмодислокации и напряженное состояние Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74. — EDN: OEFKXP

ются землетрясениями различной силы, образуя сеймотектоническую зону хребта Черского Арктико-Азиатского сейсмического пояса [Имаев и др., 2000; Hindle et al., 2006; Hindle, Maskey, 2011]. Неотектоническая структура территории определяется активными разломами субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания. Под активными разломами понимаются разломы, в которых движение блоков горных пород происходили в недавнее время (до 100–200 тыс. лет), а также будут происходить в ближайшем будущем [Никонов, 1995; Кожурин, 2013]. Среди них выделяются следующие: главные — Иня-Ямский, Ланково-Омолонский и Челомджа-Ямский; второстепенные — Арманский, Верхне-Арманский, Ольский и Сигланский и др. (рисунок 3.14).

Расположение, скорость и достоверность выделения активных разломов приводятся по [Смирнов, 2000; Бачманов и др., 2015, 2017]; сейсмическая активность — по данным Единой геофизической службы РАН [Сейсмологические..., 2022] и его Магаданского филиала [Каталог..., 2020], в качестве карты сейсмического районирования использована ОСР-2016-В [2016].

Как уже было сказано, территория исследования относится к юго-восточной части сейсмофокальной зоны хребта Черского (см. рисунок 3.14). Выборка состоит из 1200 событий, интерквартильный размах по магнитуде варьирует от 2,1 до 3,0, при медианном значении 2,5; по классу — интерквартильный размах от 7,5 до 9,0, при медианном значении 8,2. Из которых 940 сейсмических событий входят в 20-километровую зону влияния активных разломов: Ланково-Омолонского (Л-О на рисунке 3.14), Челомджа-Ямского (Ч-Я), Верхне-Арманского (ВА), Сигланского (Сг).



Условные обозначения: 1 — активные разломы [Смирнов, 2000; Бачманов и др., 2015]: Ар — Арманский, ВА — Верхне-Арманский, И-Я — Иня-Ямский, Л-О — Ланково-Омолонская зона, О — Ольский, Сг — Сигланский, Ч-Я — Челомджа-Ямский; 2 — достоверность выделения активных разломов: А — разлом деформирует молодые формы рельефа позднечетверичного возраста; В — разлом менее выражен в рельефе, наблюдаются элементы смещения молодых форм рельефа позднечетверичного возраста; С — разлом плохо выражен в рельефе, смещение молодых форм рельефа позднечетверичного возраста нечёткое; D — разлом с проявлением плиоцен-четверичных движений, без признаков позднечетверичных смещений; 3 — скорость смещения вдоль активных разломов: тонкие линии — <1 мм/год, толстые — 1–5 мм/год; 4 — эпицентры землетрясений [Каталог..., 2020, Сейсмологические..., 2022], магнитуа; 5 — интенсивность сейсмических сотрясаний по карте ОСР-2016-В [2016], баллы. Объекты инфраструктуры: 6 — населенные пункты; 7 — месторождения; 8 — дороги федерального, регионального и местного значения

Рисунок 3.14 — Карта активных разломов и эпицентров землетрясений

Выводы

Анализ представленных физико-географических, геологических и геоморфологических условий Северного Приохотья позволил выделить следующие факторы протекания обвально-осыпных процессов, определить их пространственную приуроченность и получить представление о площадях, подверженных ими:

- 1) обвально-осыпные процессы Северного Приохотья приурочены к низкогорьям (верхний пояс) и среднегорьям альпийно-типа облика с абсолютными высотами от 800 м и крутизной склона более 15° ;
- 2) большая часть обвально-осыпных процессов Северного Приохотья приурочена к резко континентальным ландшафтам — гольцово-таёжным, тундровым и редколесно-тундровым;
- 3) занимают свободные от растительности склоны;
- 4) приурочены к областям со средним количеством осадков 400–500 мм/год;
- 5) приурочены к материнским породам, сложенным магматическими разностями, главным образом андезитами и гранитами, так как эти разности дают крупнообломочный коллювий;
- 6) занимают 16,5% рассматриваемой территории.

Проведённый анализ выявил комплекс факторов, определяющих специфику современного рельефообразования в регионе. Ключевыми из них являются: контрастный орографический план, представленный среднегорьем Охотско-Колымского нагорья и прибрежными низменностями; резко континентальный и прибрежный муссонный климат с выраженной широтной дифференциацией температур и осадков; повсеместное распространение многолетнемёрзлых пород разной степени сплошности; сложное геологическое строение с преобладанием вулканогенных и интрузивных формаций и влияние многократных плейстоценовых оледенений, сформировавших альпийно-типа облики среднегорий.

В структуре современных экзогенных процессов региона обвально-осыпные процессы занимают одно из доминирующих положений в морфолитогенезе склонов среднегорья. Их широкое распространение и высокая активность обусловлены совокупностью благоприятствующих факторов: значительными высотами и крутизной склонов, вертикальной расчленённостью, интенсивным морозным выветриванием в условиях резких суточных и сезонных колебаний температур, а также дестабилизирующим влиянием сезонного протаивания многолетнемёрзлых толщ. Пространственное распределение этих процессов демонстрирует чёткую зональность: обвалы и камнепады приурочены к верхним ярусам крутых склонов и обрывистым участкам побережья, в то время как осыпание является повсеместным процессом, формирующим масштабные коллювиальные тела в нижних частях склонов, часто опирающиеся на террасы и поймы рек.

Особенностью региона является парагенетическая связь обвально-осыпных процессов с другими склоновыми явлениями, прежде всего с криогенными — криосолифлюкцией и курумообразованием. Эта связь формирует комплексный склоновый морфолитогенез, где обвально-осыпной материал служит основным источником вещества для последующей трансформации и транспортировки. Важную роль в активизации этих процессов играет высокая сейсмическая активность, связанная с положением региона в зоне сочленения нескольких литосферных плит, что периодически провоцирует масштабные сейсмогенные обвалы.

Таким образом, обвально-осыпные процессы выступают не только как ведущий агент моделировки склонов среднегорья Северного Приохотья, но и как ключевое звено в общей системе экзогенного рельефообразования, тесно связанное с другими факторами (климатическими, криогенными, геологическими).

Глава 4. Обвальнo-осыпные формы в различных геоморфологических обстановках Северного Приохотья

4.1 Горы Дел-Урэкчэн⁵

Орогидрография района

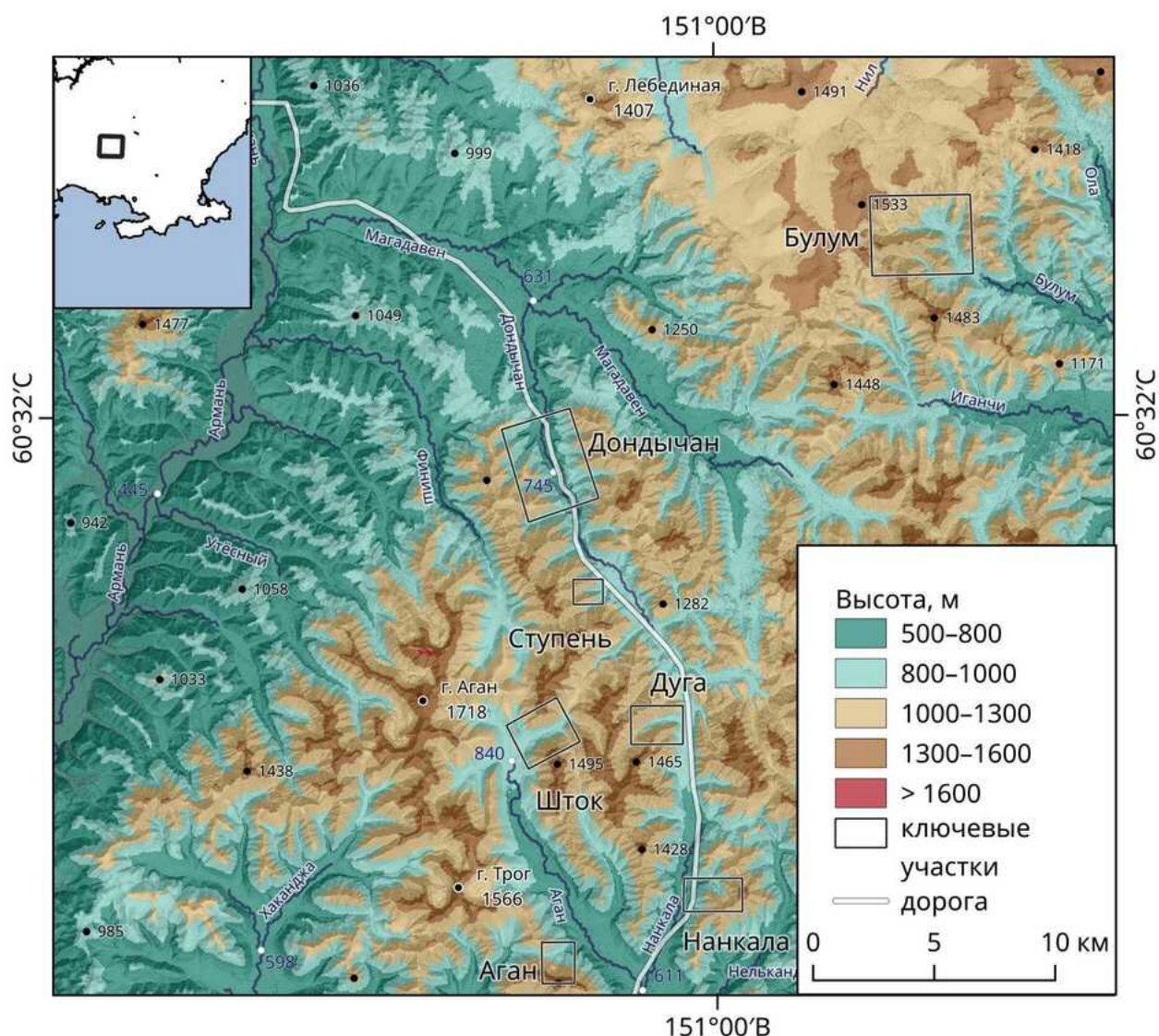
Главным орографическим элементом района исследования являются горы Дел-Урэкчэн (рисунок 4.1), которые характеризуются среднегорным расчлѐнным рельефом с абсолютными высотами водоразделов от 1200 до 1718 м (г. Аган). Горные склоны крутые, часто более 30°, скалистые, большей частью покрыты маломощным обломочным чехлом, представленным коллювиальными и коллювиально-криогенными отложениями. Склоны глубоко прорезаны осыпными лотками, имеющими различную форму от простых до сложных витиеватых каналов стока. При выходе в долину они формируют коллювиальные конусы выноса разных размеров и мощности. Последние иногда преобразованы в каменные глетчеры.

Рельеф района имеет сложное строение, обусловленное взаимодействием тектонических и денудационных процессов, что привело к образованию разветвлѐнной долинной сети и сильному вертикальному расчленению территории. Водотоки имеют крутой невыработанный продольный профиль. Относительные превышения варьируют от 300 до 400 м, в сильно расчленѐнных частях достигают 500–600 м. Днища долин рек имеют абсолютную высоту 800–900 м. Распадки рек первых порядков имеют в основном V-образный поперечный профиль, долины главных водотоков расширены под действием экзарации ледни-

⁵При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — EDN: KRCTFH

ков и приобрели U-образный поперечный профиль. В осевой части гор Дел-Урэкчэн (от г. Трог до г. Аган) имеются ледниковые кары, днище которых заполнено моренами.



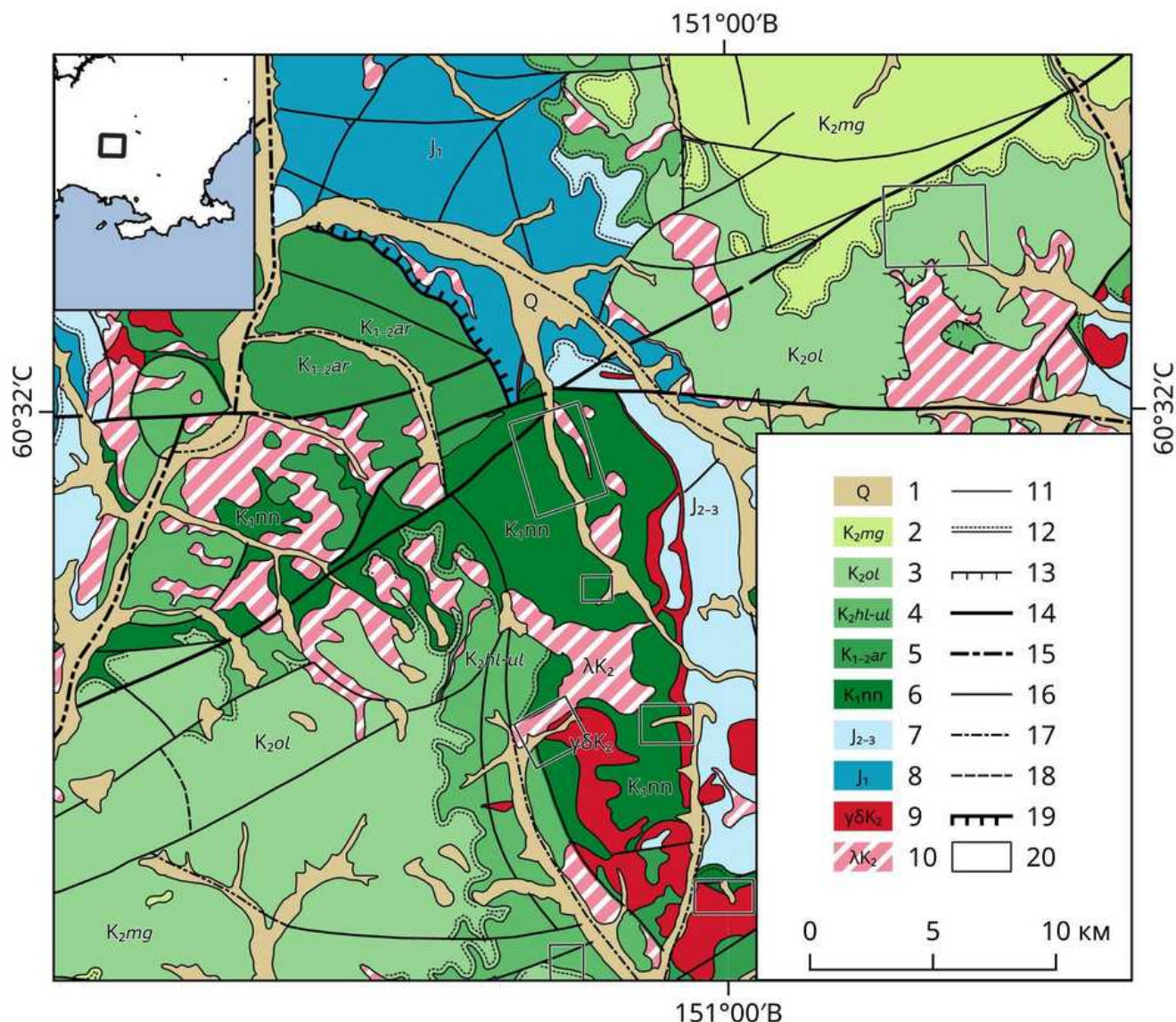
В качестве подложки использовано композитное изображение ЦМР ArcticDEM [2018] (теневого рельеф + углы наклона). На врезке — географическое положение района

Рисунок 4.1 — Орогидрографическая схема района гор Дел-Урэкчэн

Геологическое строение района определяется структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), покровы которого частично перекрывают интрузивные образования и терригенные отложения Арmano-Вилигинского синклинория (рисунок 4.2).

Согласно [Государственная..., 2001], терригенные отложения расположены в восточной и в северо-западной части района исследования. Они занимают

10% территории и сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Все юрские отложения объединены нами в две группы: раннеюрского (ходурская и таборнинская свиты) и средне-позднеюрского (татынгычанская, иганджинская и дондычанская свиты) возрастов.



Условные обозначения: 1 — четвертичные образования. Позднемеловые образования: 2 — базальты мыдыкитской свиты; 3 — игнимбриты, риолиты и их туфы ольской свиты; 4 — риодациты, дациты, андезиты и их туфы хольчанской и улынской свит. Раннемеловые образования: 5 — песчаники, конгломераты, в подчиненном количестве андезиты, андезибазальты нерасчленённых отложений арманской свиты; 6 — андезиты, андезибазальты, дациты, и их туфы нанкалинской толщи; 7 — терригенные отложения средне-позднеюрского возраста; 8 — то же, раннеюрского возраста. Магматические образования: 9 — интрузивные образования кислого и среднего составов; 10 — субвулканические образования кислого и среднего составов. Геологические границы: 11 — достоверные; 12 — то же, с несогласием; 13 — экструзивно-жерловых фаций. Тектонические нарушения, разломы: 14 — главные; 15 — главные, предполагаемые или скрытые под вышележащими четвертичными образованиями; 16 — второстепенные; 17 — второстепенные, скрытые под вышележащими четвертичными образованиями; 18 — второстепенные, предполагаемые; 19 — надвиги; 20 — ключевые участки. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 4.2 — Геологическая схема района исследований гор Дел-Урэкчэн [Аноров и др., 2001ф, Государственная..., 2001, с упрощениями]

Вулканические покровы ОЧВП занимают 77 % района исследования и распространены повсеместно. Нижнюю часть разреза составляют андезиты и андезибазальты нанкалинской толщи раннемелового возраста. Их перекрывают осадочные отложения (песчаники, конгломераты, алевролиты) арманской свиты ранне-позднемелового возраста. Выше картируются породы хольчанской и улынской свит, которые сложены риодацитами, дацитами и андезитами. Со стратиграфическим несогласием на нижележащих отложениях залегают породы ольской свиты сложенные игнимбритами риолитов. Её перекрывает с несогласием мыгдыкитская свита позднемелового возраста, представленная миндалекаменными базальтами.

Субвулканические образования вышеназванных свит и толщ объединены в одно подразделение. Состав пород представлен, главным образом, риолитами. Они распространены в центральной и восточной части района и занимают 10 % площади исследуемой территории.

Интрузивные образования сложены гранитами, гранодиоритами и диоритами разных фаз внедрения дукчинского комплекса позднемелового возраста. Общая площадь выходов составляет 3 %.

Четвертичные образования представлены аллювиальными, пролювиальными, ледниковыми и водно-ледниковыми валунно-галечными и песчано-галечными отложениями. Образования занимают 12 % площади района.

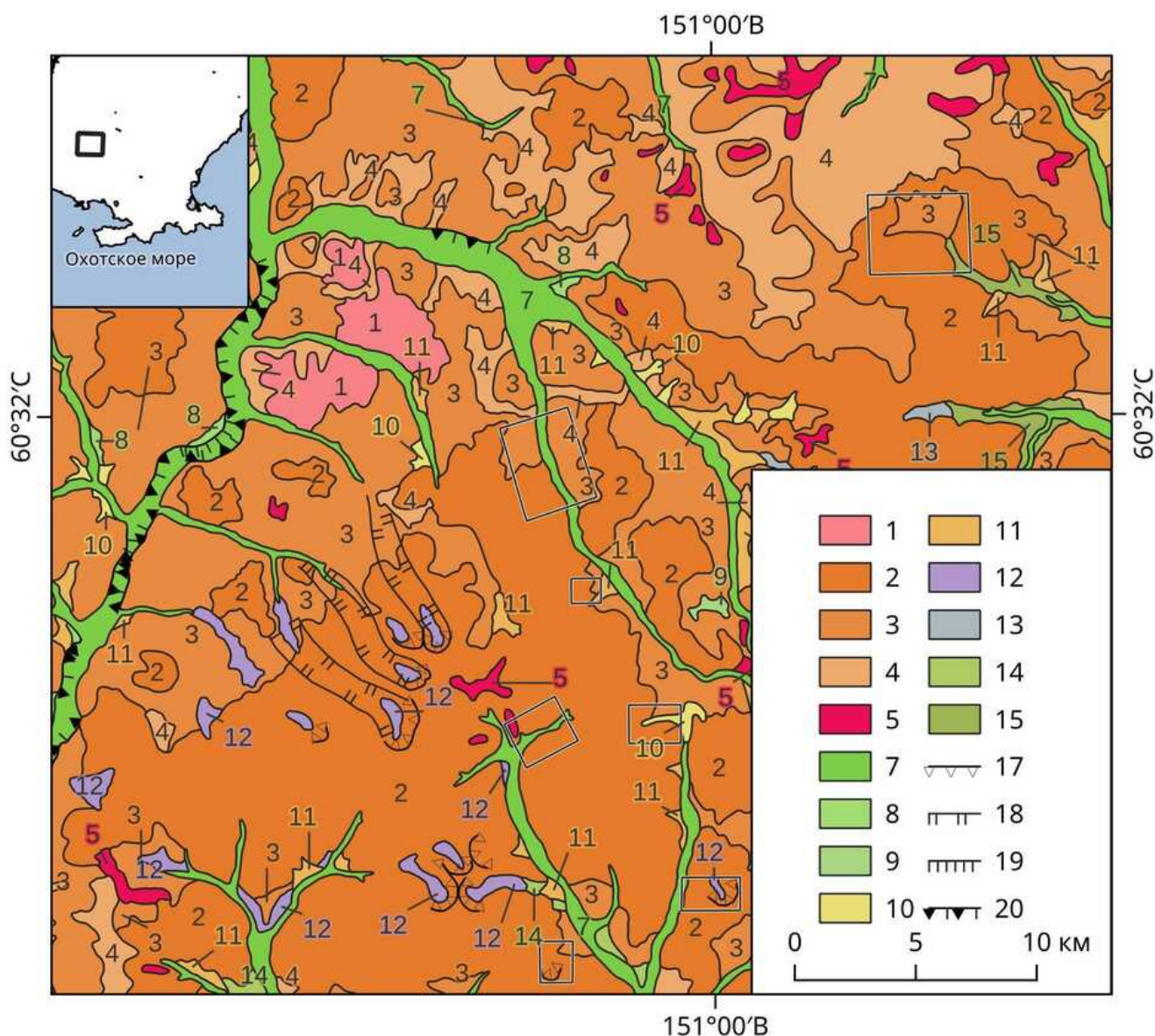
Породы, на большинстве изученных нами участков, сложены вулканитами среднего и основного составов, что напрямую сказывается на крупности обломочного материала, он варьирует от среднего щебня до средних глыб.

Геоморфологическое строение района

Горы Дел-Урэкчэн и южные отроги Ольского плато характеризуются денудационным рельефом, в долинах крупных рек и троговых долинах сформирован аккумулятивный рельеф (рисунок 4.3).

Описание геоморфологии приводится согласно [Государственная..., 2001, Север..., 1970]. Денудационный рельеф представлен двумя типами: структурно-

денудационным и собственно денудационным. Структурно-денудационный рельеф характеризуется склонами, которые образовались в результате препарирования элементов складчатых структур.



Условные обозначения (нумерация по [Государственная..., 2001]). *Структурно-денудационный рельеф*: 1 — склоны среднегорья средней крутизны, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород (N_2-Q_H). *Денудационный рельеф*: 2 — склоны среднегорья крутые (Q_{III-H}); 3 — склоны среднегорья, редко — низкогорья средней крутизны (Q_{III-H}); 4 — склоны низкогорья пологие (Q_{III-H}), 5 — поверхности выравнивания (N_2). *Аккумулятивный рельеф*: 7 — поверхность пойм и первой надпойменной террасы (Q_H); 8 — поверхность аллювиальной террасы высотой 8–15 м (Q_{III-H}); 9 — реликты поверхности террасы высотой до 200 м (Q_{III}^3); 10 — поверхность аллювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса (Q_H); 11 — поверхность делювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса (Q_{III-H}); 12 — холмистый рельеф каровых, конечных, боковых и донных морен сартанского возраста (Q_{III}^4); 13 — холмисто-западинный рельеф основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2); 14 — флювиогляциальные равнины сартанского возраста (Q_{III}^4); 15 — флювиогляциальные равнины зырянского возраста (Q_{III}^2). *Формы и элементы рельефа*: 17 — цирки; 18 — троговые долины; 19 — уступы речных террас; 20 — участки интенсивной боковой эрозии; Чёрные прямоугольники — участки исследования. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 4.3 — Геоморфологическая схема района исследований гор Дел-Урëкчën и южных отрогов Ольского плато [Аноров и др., 2001ф, Государственная..., 2001, с изменениями]

В альпинотипном среднегорье крутые склоны сформировались в результате интенсивных тектонических движений, сопровождавшихся склономоделирующими процессами, а в конце плейстоцена подверглись интенсивной ледниковой экзарации. Отложения на этих склонах формируются в результате их переработки гравитационными процессами — обвалами и осыпанием.

Склоны средней крутизны образовались, главным образом, речной деятельностью, в условиях слабо выраженного восходящего развития рельефа. Преобладающим процессом на поверхности бортов долин является медленное сползание обломков.

Пологие склоны формируются при нисходящем развитии рельефа, где одновременно действуют процессы солифлюкции, плоскостного смыва и суффозии.

Формирование склонов, вероятно, началось в первой половине плиоцена, когда наблюдалось резкое увеличение тектонической активности, и продолжается до сих пор. Поэтому возраст этих склонов можно отнести к неоген-четвертичному периоду.

Поверхность выравнивания, сформированная в конце палеоцен-эоценового возраста [Государственная..., 2001], подверглась неотектоническим движениям неоген-четвертичное время. В настоящее время её реликты обнаруживаются на высотах от 400 до 1400 м в виде ровных и пологоволнистых площадок, которые покрыты элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями поздне-неоплейстоценового и голоценового возраста.

4.2 Туманский хребет⁶

Орогидрография района

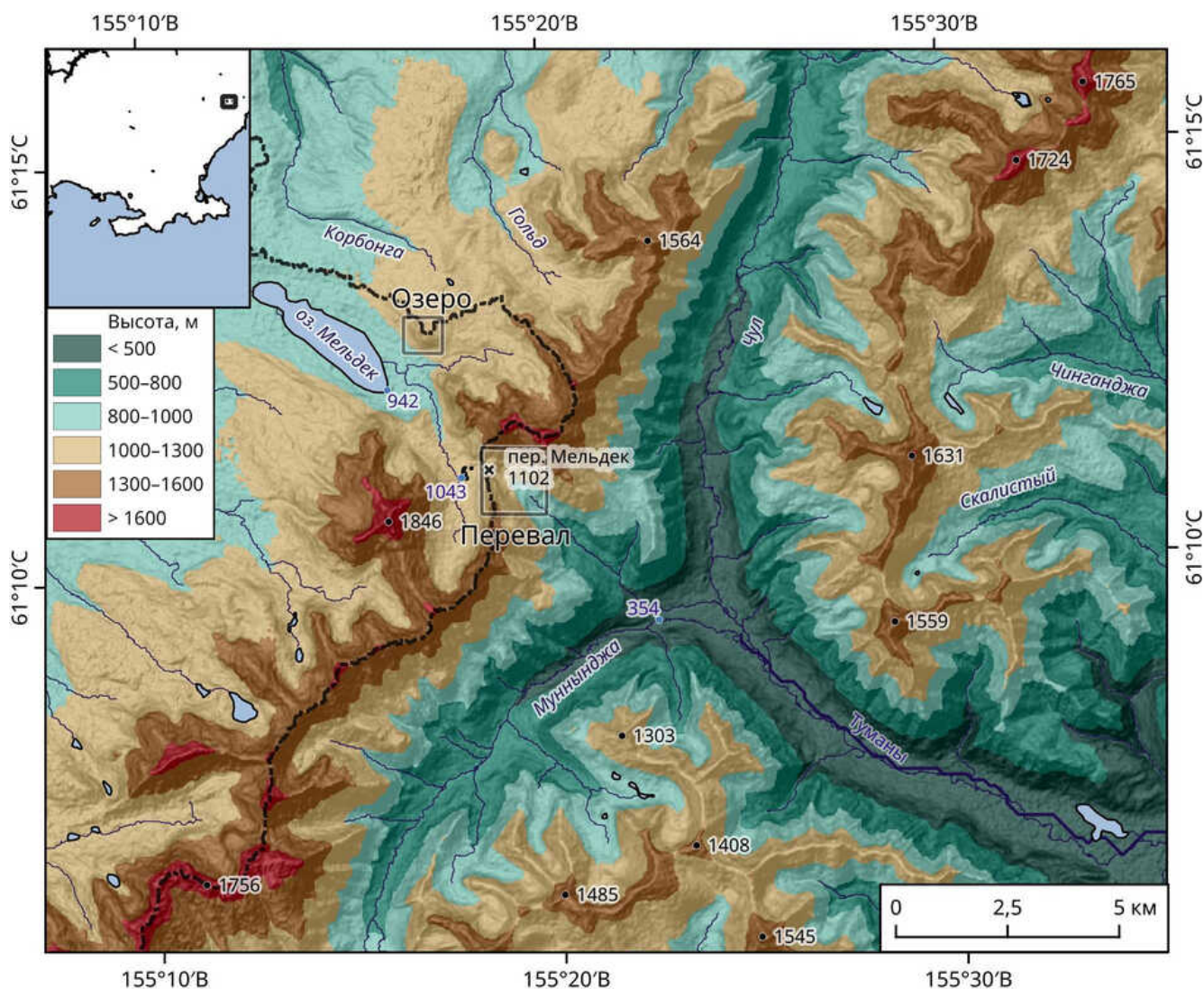
Главным орографическим элементом района исследования является Туманский хребет (рисунок 4.4), который протягивается в северо-восточном направ-

⁶При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н. Сейсмодислокации и напряженное состояние Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74. — EDN: OEFKXP

лении и разделяет бассейны рек Охотской и Колымской систем. Он характеризуется среднегорным рельефом с абсолютными высотами водоразделов от 1550 до 1850 м. С северо-запада к хребту примыкает Верхне-Купкинская впадина, абсолютная высота которой варьирует от 800 до 900 м. С юго-востока хребет разрезает долина р. Туманы, абсолютная высота которой варьирует от 200 до 400 м.

Рельеф характеризуется глубокой вертикальной расчленённостью. Водотоки имеют крутой невыработанный продольный профиль. Относительные превышения варьируют от 500 до 800 м на северо-западном склоне Туманского хребта и от 1000 до 1500 м на юго-восточном склоне. Горные склоны крутые, в среднем от 25 до 35°, скалистые, покрыты маломощным обломочным чехлом.



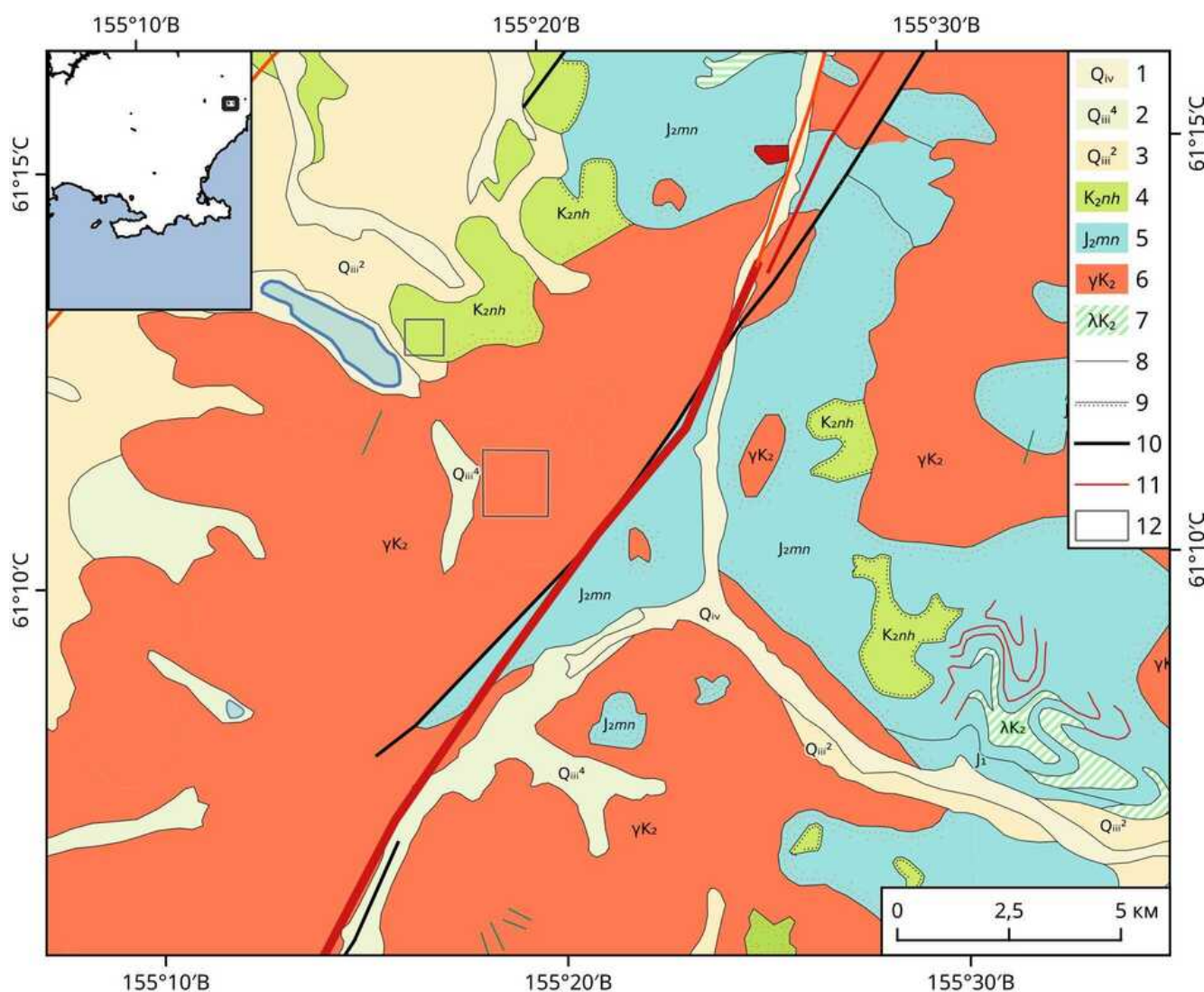
Пунктирной линией показан Охотско-Колымский водораздел. Прямоугольники — ключевые участки. В качестве подложки использовано композитное изображение ЦМР ASTER GDEM [2004] (теневой рельеф + углы наклона). На врезке — географическое положение района

Рисунок 4.4 — Орогидрографическая схема района Туманского хребта

Геологическое строение района

В геологическом строении (рисунок 4.5) главным элементом является Туманский гранитный массив позднемелового возраста, который прорывает отложения Яно-Колымской системы и ОЧВП.

Согласно [Геологическая..., 1978], терригенные отложения Яно-Колымской системы представлены глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками. В общей сложности они занимают 23 % площади района.



Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения аллювиальные и озёрные (Q_{IV}); 2 — четвертичные отложения ледниковые последнего оледенения (Q_{III}^4); 3 — то же, предпоследнего оледенения (Q_{III}^2); 4 — лавы, туфолавы и лавобрекчи риолитов позднемелового возраста (K_2nh); 5 — терригенные отложения среднеюрского возраста (J_2mn). Магматические образования: 6 — граниты Туманского массива (γK_2); 7 — субвулканические образования и силлы риолитового состава (λK_2). Геологические границы: 8 — достоверные; 9 — то же, с угловым несогласием. Тектонические нарушения: 10 — разломы; 11 — активные разломы [Бачманов и др., 2015]; 12 — ключевые участки. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 4.5 — Геологическая схема района Туманского хребта [Геологическая..., 1978, с упрощениями]

Вулканические покровы ОЧВП сложены риолитами и их туфолавами и лавобрекчиями, с прослоями дацитов. В процентном отношении они занимают чуть больше 4 % территории района. Субвулканические образования ОЧВП занимают 1 % площади.

Интрузивные образования на территории представлены Туманским массивом, который сложен гранитами. Выделяются фации как крупно- (редко пегматитовой), так и мелкозернистой структуры. Распространённость пород составляет 49 % площади района исследования.

Днища цирков и каров заполнены ледниковыми валунно-галечными отложениями сартанской эпохи оледенения (Q_{III}^4). Поверхность Верхне-Купкинской впадины сложена ледниковыми и водно-ледниковыми валунно-галечными и валунно-галечно-песчаными отложениями зырянской эпохи оледенения (Q_{III}^2). Современные четвертичные образования представлены галечными, песчано-галечными отложениями пролювиального, аллювиального и озёрного генезиса. Общая площадь их распространения составляет 23 %.

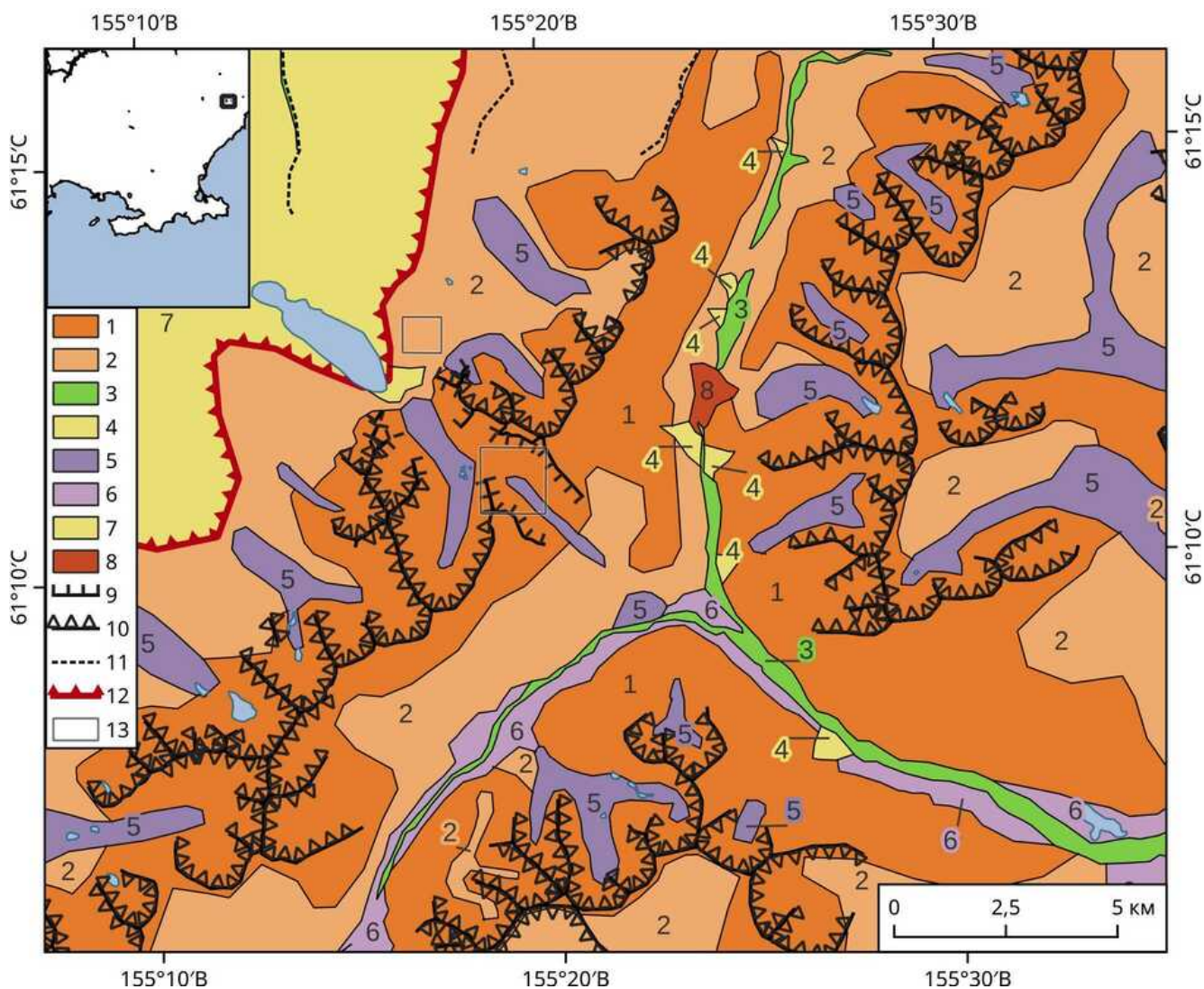
На участке исследования породы представлены, главным образом гранитами, обладающие крупно- и гигантоглыбовой размерностью. В северной части участка преобладают риолиты крупнощебнисто-мелкоглыбовой размерностью.

Геоморфологическое строение района

Район Туманского хребта представлен денудационным рельефом, в долинах крупных рек сформирован аккумулятивный; также крупным элементом последнего является Верхне-Купкинская межгорная впадина (рисунок 4.6).

Среднегорный рельеф характерен для Туманского хребта, который протягивается цепью вдоль Охотского побережья от среднего течения р. Арбутла до междуречья Кананыга — Алики (~100 км). Рельеф выработан, главным образом, на субстрате позднемеловых гранитов и представлен крутыми склонами. Средней крутизны склоны приурочены главным образом к породам осадочного происхождения и примыкающим к склонам Туманского массива.

Ледниковые эрозионные формы развиты вдоль осевой части хребта и преимущественно имеют северо-западную экспозицию. Они представлены цирками и троговыми долинами, сформированными в зырянское (Q_{III}^2) и сартанское (Q_{III}^4) время. Днища цирков расположены на высоте 1100–1200 м, высота стенок варьирует от 100 до 400 м, а диаметры цирков — от 1000 до 1500 м.



Условные обозначения. Денудационный рельеф: 1 — склоны среднегорья крутые (Q_{III-n}); 2 — склоны среднегорья, редко — низкогорья средней крутизны (Q_{III-n}). Аккумулятивный рельеф: 3 — поверхность поймы и первой надпойменной террасы (Q_n); 4 — поверхность коллювиальных и коллювиально-пролювиальных конусов выноса и шлефов (Q_{III-n}); 5 — холмистый рельеф каровых, конечных, боковых и донных морен сартанского возраста (Q_{III}^4); 6 — холмисто-западинный рельеф основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2); 7 — флювиогляциальные равнины зырянского возраста (Q_{III}^2) выполненные на отложениях неогенового возраста; 8 — западинно-бугристая поверхность сейсмообвальных накоплений Чульской дислокации. Формы и элементы рельефа: 9 — скалистые зубчатые склоны; 10 — цирки; 11 — участки интенсивной донной эрозии; 12 — граница Верхне-Купкинской межгорной впадины; 13 — ключевые участки. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 4.6 — Геоморфологическая схема района исследования Туманского хребта (составлена автором)

В результате перестройки речной сети, вызванной как ледниковыми процессами, так и перехватом Колымских рек Охотской системой (междуречье Бол. Купка — Кананыга), происходит интенсивная эрозия дна притоков р. Кананыга. Руслу последних врезаны в ледниковые отложения на глубину 10–15 м с образованием, в некоторых местах, перлювия.

Аккумулятивный рельеф представлен ледниковым и водно-ледниковым формами, в долинах рек сформирован аллювиальный тип рельефа.

Ледниковые формы рельефа горных долин Туманского хребта и Верхне-Купкинской впадины представляют собой моренные поля с мелкохолмистой или бугристой поверхностью. Между буграми часто располагаются небольшие озера, которые пересыхают летом. Конечно-моренные валы, достигающие высоты 10–30 м, наблюдаются на выходе из троговых долин. Ниже валов расположены небольшие зандровые поля.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф Охотской системы рек выглядит следующим образом. В верховьях наблюдаются процессы интенсивного донного врезания, особенно перехваченных рек у Колымской системы. В среднем течении рек их режим сменяется на перестилающую фазу с боковой эрозией, начинает накапливаться аллювий. При таких условиях формируются пологие поверхности пойм и первых надпойменных террас. Иногда встречаются реликты поверхности террас более высокого уровня.

Коллювиальные формы рельефа представлены многочисленными осыпями в стенках ледниковых каров и троговых долин. Некоторые из групп осыпей преобразованы в каровые каменные глетчеры. На юго-восточном склоне Туманского хребта сформированы осыпи подтипа крупных форм, которые при выходе в долину рр. Муннынджа и Чул формируют коллювиальные и коллювиально-пролювиальные конусы выноса.

Формирование рельефа территории, аналогичного горам Дел-Урэкчэн, обусловлено блоково-глыбовыми дифференцированными движениями на фоне сводового поднятия горной страны. Данное поднятие продолжается и в настоящее

время, что определяет современную динамику развития региона [Геологическая..., 1978].

4.3 Обвальнo-осыпная морфоскульптура ключевых обстановок

В течение полевых работ 2010–2020 гг. на территории Северного Приохотья исследованы обвальнo-осыпные формы. Всего изучено 9 участков в обстановках эрозионно-денудационного и гляциального среднегорья, на которых заложены лишенометрические площадки на изучаемых объектах.

Расположение районов исследования и ключевых участков, их название приведены на орогидрографических схемах (см. рисунок 3.1, С. 56; рисунок 4.1, С. 87 и рисунок 4.2, С. 91).

Обстановка эрозионно-денудационного среднегорья

Изучение коллювиальных конусов в представленной обстановке проведены на 6 участках, с заложением 71 лишенометрической площадки.

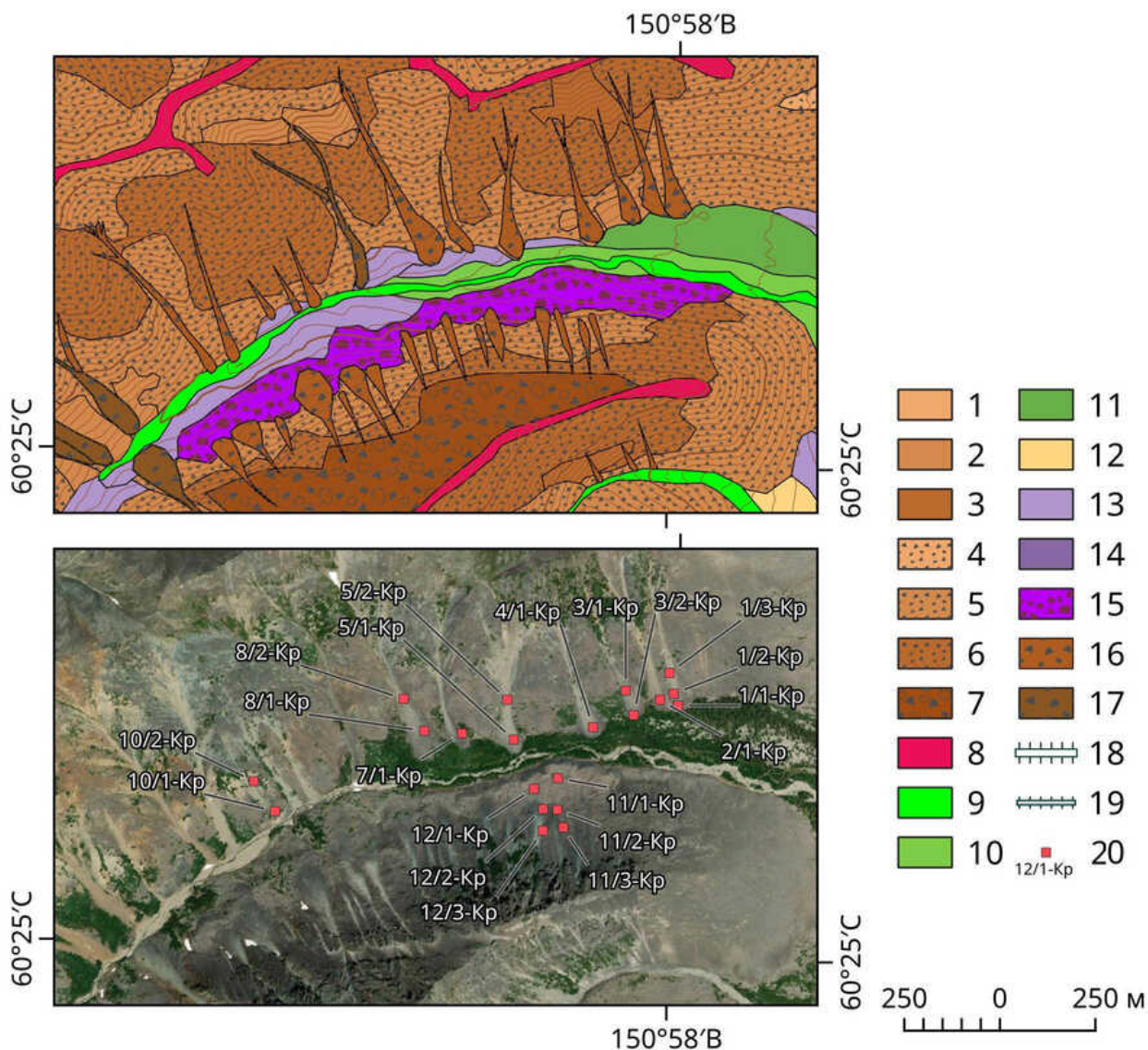
4.3.1 Ручей Дуга⁷

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок исследования расположен в центральной части гор Дел-Урэкчэн, в долине руч. Дуга ($60^{\circ}25'16''$ с. ш., $150^{\circ}58'16''$ в. д., рисунок 4.7) — правого притока р. Нанкала (басс. р. Армань). Гипсометрические уровни рельефа имеют следующие высотные отметки: долина ручья — от 900 до 1100 м; водоразделы — 1200 м в нижнем течении, 1400–1500 м — в верховьях ручья; относительные превышения составляют 200–400 м. Горные склоны прямые, углы наклона достигают 32° .

⁷При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика коллювиальных процессов в хребте Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лишенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2016. — № 2. — С. 10–18. — EDN: WBWREX



Условные обозначения. *Выработанный рельеф комплексной денудацией* (Q_{II-N}) и современные склоновые процессы на этом рельефе: солифлюкционные склоны среднегорья пологие (1), средней крутизны (2) и крутые (3) (Q_{III-N}); десертационные склоны среднегорья пологие (4), средней крутизны (5) и крутые (6) (Q_{III-N}); обрывистые крутые склоны среднегорья (7) (Q_N); водораздельные пространства (8) (Q_{III-N}). *Аккумулятивный рельеф, созданный реками и временными потоками* (Q_{III-N}): современное русло (9) (Q_N), поверхность поймы и первой надпойменной террасы (10) (Q_{III-N}), аллювиальные террасы относительной высотой 2–8 м (11) (Q_{III}), поверхность шлейфов и пролювиальных конусов выноса (12) (Q_{III-N}); *созданный ледниками и флювиогляциальными потоками*: холмистый флювиогляциальный и гляциальный рельеф сартанского (Q_{III}^4) возраста (13), то же зырянского (Q_{III}^2) возраста (14); *созданный комплексной аккумуляцией* (Q_{III-N}^4): западинно-бугристый рельеф каменных глетчеров (15); *созданный склоновой аккумуляцией* (Q_{III-N}): коллювиальные конусы выноса малых (16) и крупных (17) форм; *созданный антропогенной деятельностью* (Q_N): грунтовые (18) и вездеходные (19) дороги; точки наблюдения с лихенометрическими площадками и их номера (20). Тонкие горизонталы проведены через 10 м, толстые — через 100 м (сгенерированные из ЦМР Arctic DEM). Космоснимок картографического сервиса ArcGis Imagery

Рисунок 4.7 — Геоморфологическая схема и космоснимок среднего течения руч. Дуга

Геоморфология участка (см. рисунок 4.7) характеризуется средне- и крутопадающими десерпционными склонами среднегорий. В своем основании эти склоны примыкают, с одной стороны, к бугристым поверхностям пойм и первой надпойменной террасы, сформированным речной деятельностью, а с другой — к остаточным холмистым поверхностям морен последней ледниковой эпохи (Q_{III}^4). За счёт субстрата морен в основании северного склона долины сформирован присклоновый каменный глетчер, который характеризуется западинно-бугристой поверхностью с элементами дугообразных валов течения. Область питания каменного глетчера приурочена к обрывистым крутым склонам. Водораздельные пространства узкие, часто гребневидного облика.

На осыпных (десерпционных) склонах в результате их моделировки поверхностным стоком вырабатываются промоины и рытвины. В их устьях формируются коллювиальные конусы выноса преимущественно малых форм (подтипа). Они представлены одиночными осыпями с ровной поверхностью, иногда, при выходе из транзитных зон поступления материала, наблюдается их стабилизация в виде произрастания кустарниковой растительности, которая скрепляет поверхность осыпи.

В геологическом плане территория участка сложена андезитовыми породами нанкалинской толщи, которые по контакту с терригенными породами прорываются гранодиоритовой интрузией в восточной части участка. Состав пород изученных объектов представлен андезитами.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Длина коллювиальных конусов варьирует в широких пределах при среднем значении 300 м. Минимальная длина 135 м наблюдается у конуса по профилю 10, максимальная у конуса по профилю 8 — 540 м, среднее значение — 295 м. Относительные превышения зоны питания над аккумулятивными частями конусов варьируют от 53 м на профиле 10 до 212 м на профиле 8. Среднее значение превышений около 130 м. Области питания (зоны генерации) имеют разнообразную морфологию: от обширной древовидного облика (конус по профилям 5 и 8,

рисунок 4.8) до небольших в виде одиночных каналов стока коллювия (у конусов по профилям 1, 2, 3, 11, 12, рисунок 4.9). Наблюдаются асимметричные области питания, приуроченные к определенным бортам литосборной воронки (у конусов по профилям 8 и 4).

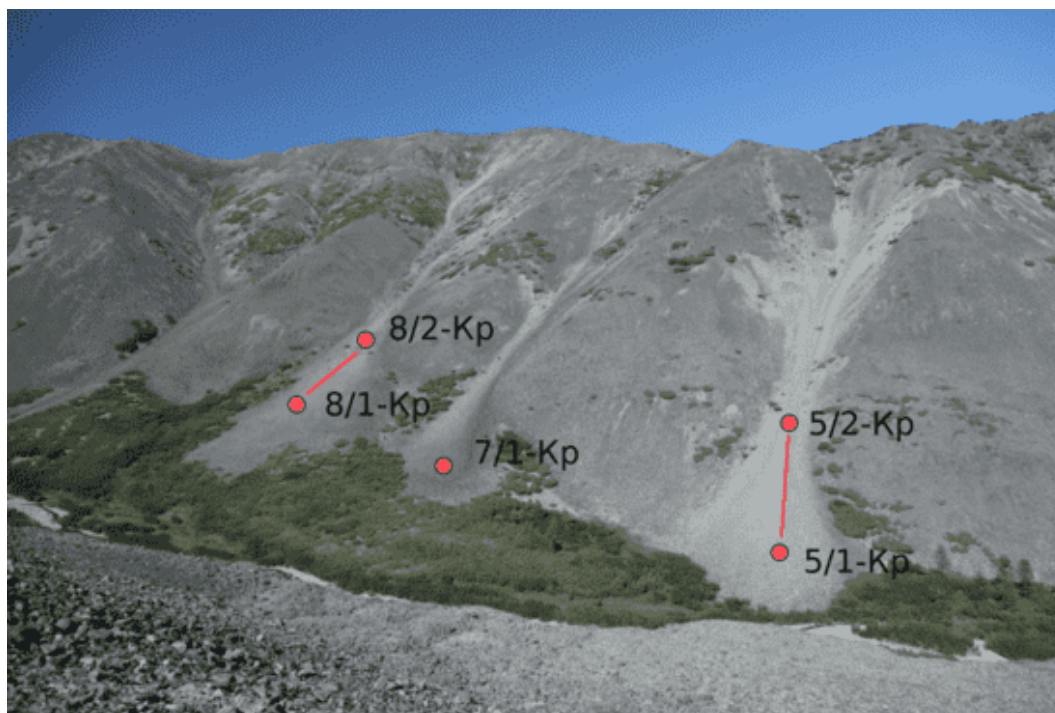


Рисунок 4.8 — Перспективная фотография коллювиальных конусов в левом борту руч. Дуга

Ширина транзитной части у коллювиальных конусов практически одинаковая — в среднем около 20 м. Аккумулятивные части имеют вид лопастей, их ширина варьирует от 20 м у конуса 11 до 150 м у конуса 8, среднее значение — 45 м.

Экспозиция коллювиальных конусов в южном борту долины — 340° , в северном — 148° . Поверхность осыпей ровная, угол наклона транзитных частей $21\text{--}23^\circ$, аккумулятивных — $17\text{--}19^\circ$. У некоторых конусов в дистальных частях выделяется более «древняя» область с наклоном $7\text{--}9^\circ$, отделённая от основного тела уступом высотой 0,7–1,2 м, с углом откоса $25\text{--}30^\circ$. Ширина этой области варьирует у конусов от 2 до 10 м. Данная поверхность легко дешифрируется на аэро- и космоснимках по более тёмному фототону, а при натуральных наблюдениях — более сильным «пустынным загаром» и развитием на поверхности обломков различных ценопопуляций лишайников.

Гранулометрический состав осыпных конусов (профиля 1–10) в аккумулятивных частях следующий, %: щебень средний — от 10 до 20, крупный — от 30 до 60; глыбы мелкие — от 20 до 40, средние — от 10 до 30, крупные — от 2 до 10. Среднее значение по всем изученным объектам, %: щебень средний — 10, крупный — 40; глыбы мелкие — 30, средние — 15, крупные — 5.

В верхних частях конусов и транзитной зоне преобладает щебнистый материал. В некоторых конусах мелкощебнистый материал перекрывает россыпи более крупного и заполняет пустоты, тем самым выполаживая поверхность конуса.

Морфометрическая характеристика каменного глетчера

У подножья склона северной экспозиции в долине руч. Дуга расположен присклоновый каменный глетчер (рисунок 4.9) имеет длину 1,2 км (вдоль склона), при максимальной ширине 150 м, площадью 0,1 км², поверхность наклонена в сторону тальвега ручья на 6–8°. Поверхность каменного глетчера образована отдельными грядами, холмами и разделяющими их западинами. Количество гряд колеблется от двух до пяти; относительная высота гряд составляет до 3 м, при угле откоса 30°. Их расположение на поверхности свидетельствует о происшедших деформациях — течениях ледово-каменной массы глетчера. Общий уклон поверхности при переходе от тыльной стороны к фронтальной — 6–8°, в области сочленения со склоном — 20–26°, осыпные конусы, питающие присклоновый каменный глетчер, — 28–30°. Превышение между фронтальной и тыловой частями составляет 15–20 м.

Общая высота скальных выходов андезитов в верхней части склона составляет около 50 м, единичные останцы достигают 5–7 м.

Гранулометрический состав поверхности каменного глетчера вблизи фронтального уступа представлен, %: в точке наблюдения (т. н.) 11/1 — глыбы средние — 20, крупные — 65, гигантские — 15; в т. н. 12/1 — глыбы мелкие — 30, средние — 60, крупные — 10.

В тыловой части каменного глетчера гранулометрический состав меняется,



Рисунок 4.9 — Перспективная фотография присклонового каменного глетчера в правом борту руч. Дуга

здесь уже распространены средние и мелкие глыбы с щебнистым заполнителем (около 80 %) и в подчинённом количестве крупные глыбы (около 20 %).

Поверхность фронтального уступа сложена крупными глыбами, наблюдаются единичные гигантские глыбы (блоки) поперечником до 3 м. Фронтальный уступ подрезан рекой, в русле которой также наблюдаются гигантские слабоокатанные глыбы. По-видимому, гигантские глыбы являются частью боковой морены последнего позднеплейстоценового оледенения, перекрытой коллювиальным конусом, на котором сформировался каменный глетчер.

Изученный нами присклоновый каменный глетчер в правом борту руч. Дуга является стабильным, что фиксируется наличием различных ценопопуляций лишайников (*Rhizocarpon* sp., *Aspicilia sublapponica*, *Haematomma ventosum*) на поверхности каменного глетчера.

Динамика коллювиальных процессов в долине руч. Дуга

На основании собранных данных была рассчитана скорость транспортировки обломочного материала между точками наблюдения по профилям. Отметим, что полученные значения рассчитаны для поверхностного слоя (мощностью

не более 20 см). Результаты лихенометрического анализа приведены в таблице 4.1.

Скорость смещения обломков в транзитной зоне варьирует от 0,38 до 1,09 м/год, в аккумулятивных частях осыпи уменьшается до 0,03–0,16 м/год.

Рассматривая получившиеся возрастные датировки поверхности выбранных морфоскульптур, мы видим, что зоны аккумуляции обломочного материала в телах осыпей имеют возраст от 261 до 560 лет. Если оценивать полное время обновления поверхности этих форм — динамический возраст, основываясь на стабильных частях осыпей, то он варьирует от 684 до 858 лет.

Таблица 4.1 — Основные показатели лихенометрического анализа в долине руч. Дуга

Профиль	Площадка	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет*	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	1/1	115	684	10	24	0,06
	1/2	48	275			
	1/2	48	275	21	58	0,68
	1/3	45	189			
3	3/2	118	858	18	21	0,03
	3/1	61	257			
5	5/1	103	508	20	112	0,39
	5/2	40	219			
8	8/1	90	462	23	108	1,09
	8/2	70	363			
10	10/1	129	837	21	103	0,19
	10/2	62	304			
11	11/1**	120	712	10	118	0,35
	11/2	70	379			
	11/2	70	379	26	46	0,33
	11/3	45	241			
12	12/1**	122	750	6	79	0,16
	12/2	67	261			
	12/2	67	261	28	57	0,79
	12/3	44	189			

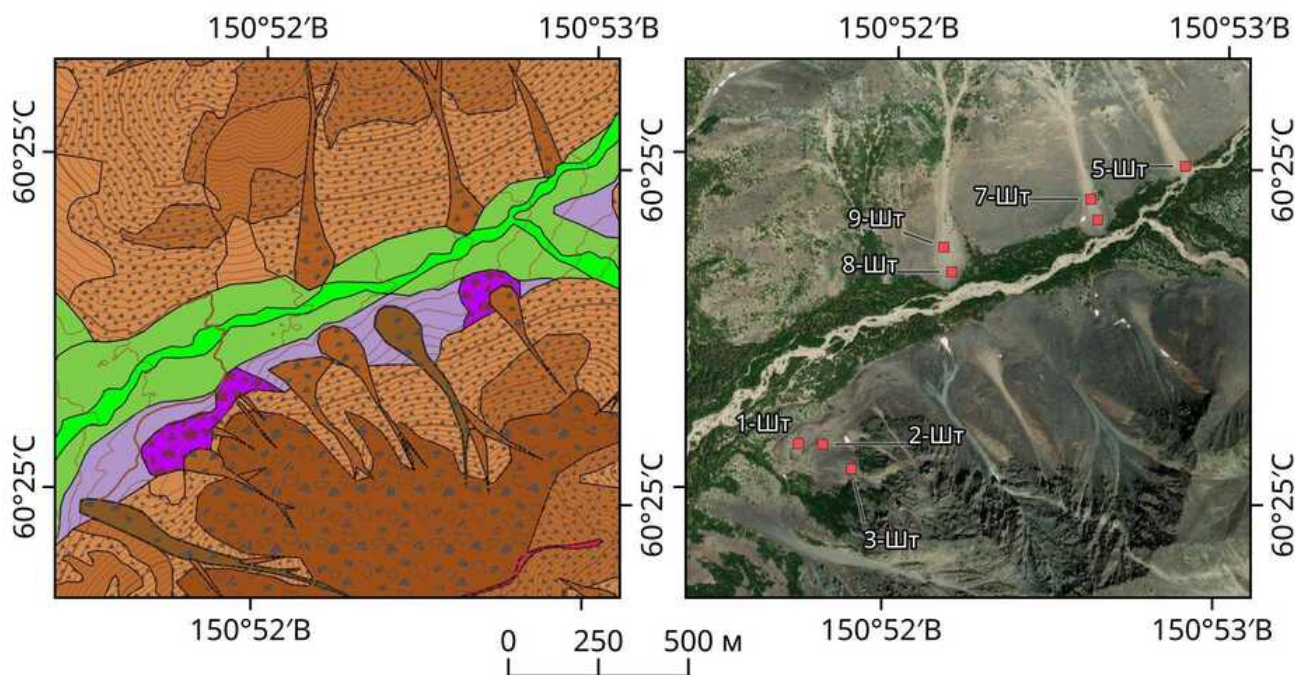
* Осреднённая погрешность определения времени экспонирования площадок лихенометрической съёмки составляет 23% и опускается в расчётных таблицах (здесь и в последующих) для повышения их наглядности (см. подробнее С. 40).

** Площадка заложена на поверхности каменного глетчера.

4.3.2 Ручей Шток⁸

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок расположен в центральной части гор Дел-Урэкчэн, в бассейне одноименного руч. Шток (60°25' с. ш., 150°52' в. д., рисунок 4.10), который впадает в руч. Аган (басс. р. Армань).



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGis Clarity

Рисунок 4.10 — Геоморфологическая схема и космоснимок среднего течения руч. Шток

Территория участка характеризуется среднегорным рельефом (см. рисунок 4.10). Горные склоны крутые (23–27°), в верхних частях скалистые. Высоты водораздельных пространств варьируют от 1350 до 1450 м. Гипсометрический уровень долины руч. Шток приурочен к 860–1000-метровому интервалу. Превышения над днищем долины колеблются от 350 до 500 м.

Геоморфология участка (см. рисунок 4.10) представлена средне- и крутопадающими десерпционными склонами среднегорий. Местами они представлены солифлюкционными склонами и склонами плоскостного смыва, на которых развита мохово-кустарниковая растительность, способствующая накоплению мел-

⁸При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — EDN: KRCTFH

коземистой фракции. Долинная часть участка представлена бугристыми поверхностями поймы и первой надпойменной террасы. В основании северной стороны склонов сохранились холмистые поверхности основной морены сартанского возраста (Q_{III}^4), в некоторых местах которой сформировались западинно-бугристые поверхности присклоновых каменных глетчеров. Также на северных крутых склонах сформирован обрывисто-скальный рельеф, который опускается до основания склона, где и питает каменный глетчер. Водораздельные пространства узкие и скалистые.

Коллювиальные конусы выноса представлены главным образом малым типом форм, хотя и встречаются крупные. Осыпи развиты на десерпционных склонах средней крутизны, их области питания берут начало на крутых склонах. Поверхность осыпей ровная, их аккумулятивные зоны на южных склонах примыкают к поверхностям пойм и русел, последние иногда подрезают их. Осыпи северных склонов прилегают на поверхность морены, а при большом объеме поступающего материала — формируют каменный глетчер.

В геологическом плане территория сложена андезитовыми породами нанкалинской толщи, которые прорваны риодацитовыми субвулканическими образованиями улынского комплекса и гранитными интрузиями дукчинского комплекса позднемелового возраста.

Состав пород, слагающих обломочный чехол изученных форм, следующий: коллювиальные конусы — граниты; каменный глетчер — андезиты.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

В среднем течении руч. Шток имеются коллювиальные конусы выноса различной морфологии и активности. В северном борту долины, на склоне развиты одиночными крупными формами (рисунок 4.11), вторгшиеся на пойменную террасу. Их область питания представлена обычной литосборной воронкой с небольшими коренными выходами. Склон южного борта характеризуется осыпями подвергшимися различным преобразованиям как поверхностным (потоки быстрой солифлюкции), так и внутренним (преобразование в каменные глетче-

ры; см. рисунок 4.12, 4.14). Область питания у них представлена скалистыми выходами, прорезанными узкими каналами стока.

Коллювиальный конус в т. н. 5-Шт (рисунок 4.13) имеет ширину дистальной части 90 м, транзитной части — 50 м; длину — 250 м; угол наклона поверхности в сторону тальвега — 15° , в транзитной зоне — 25° . Область питания небольшая и представляет собой плоский (по сечению) канал, врезанный в склон на глубину до 1 м. В верхней части которого наблюдаются единичные коренные выходы и останцы высотой до 2 м.



Рисунок 4.11 — Коллювиальный конус выноса в правом борту ручья Шток



Рисунок 4.12 — Преобразованный коллювиальный конус в эмбриональный каменный глетчер (слева) и подвергшийся воздействию быстрой солифлюкции (справа), левый борт ручья Шток

Фронтальная часть аккумулятивной зоны осыпного конуса срезана рекой, что позволило описать разрез коллювиальных отложений (см. рисунок 4.13), высота от уреза ручья в см:

- 200–230 — плохо сортированный мелкий и средний щебень с дресвяным заполнителем;
- 190–200 — плохо сортированные мелкие глыбы и крупный щебень;
- 180–190 — мелкий щебень с дресвяным заполнителем;
- 170–180 — мелкие глыбы и крупный щебень;
- 120–170 — мелкие глыбы и крупный щебень с дресвяным заполнителем;
- 50–120 — средние и мелкие глыбы, крупный щебень, с дресвяным заполнителем.

- 0–50 — русловой аллювий. Окатанные средние и мелкие валуны, крупные гальки с песчаным заполнителем;
- 0 — современное русло. Окатанные валуны и крупные гальки.



Рисунок 4.13 — Коллювиальный конус в т. н. 5-Шт (слева) и разрез в его фронтальной части (справа). На фотографии М. Н. Кондратьев

В составе отложений выделяются 3 ритма, которые начинаются с крупно- и среднеглыбовых обломков и заканчиваются средним и мелким щебнем. Известно [Шанцер, 1966], что формирование коллювиальных конусов проходит определённые этапы в своём развитии, от крупноглыбовых обломков в период образования осыпи (активизации) до дресвы с песчаным заполнителем в конце формирования (или при длительной стабилизации). Принимая это во внимание, мы выделяем 3 периода активизации коллювиального процесса в данной осыпи.

Лихенометрическая площадка не закладывалась в связи с молодым обликом поверхности и отсутствием возрастных ценопопуляций лишайников.

Другие изученные нами коллювиальные конусы (т. н. 6-Шт и 8-Шт) в правом борту руч. Шток имеют ширину аккумулятивной части от 100 до 140 м, в транзитной части — 20–30 м; длина от 420 до 660 м. Дистальная часть конусов вторгается в долину на 60 м. Область питания хорошо развита, древовидная, представлена выходами коренных пород гранитного состава и останцами высо-

той до 3 м. Углы наклона поверхности следующие, в градусах: аккумулятивная часть — 12–18°; транзитная — 24–26°. Экспозиция коллювиальных конусов в северном борту долины — 171°, в южном — 319°.

На изученных осыпях заложены 2 лихенометрических профиля (по 2 площадки на каждом).

Морфометрическая характеристика каменного глетчера

Каменный глетчер расположен в левом борту руч. Шток и имеет северную экспозицию (рисунок 4.14). Поверхность каменного глетчера, в его центральной части, представляет собой слабонаклонную поверхность (6–8°) в сторону тальвега ручья, которая осложнена невысокими грядами овальной формы, повторяющими контуры фронтального уступа. Выделяются четыре гряды. Длина объекта 200 м при ширине в 100 м. В центральной части каменного глетчера наблюдается провал, возникший, скорее всего, в результате таяния ледяного ядра.

Коллювиальный конус, питающий каменный глетчер, имеет ширину 60 м при длине 200 м, углы наклона поверхности в аккумулятивной части — 16–20°, в транзитной — 26°. Размерность обломков на поверхности находится в зависимости от расстояния до области питания. В целом поверхность каменного глетчера сложена мелкими глыбами и крупным щебнем с мелкощебнисто-дресвяным заполнителем, встречаются также единичные крупные глыбы. Основание конуса сложено крупными и средними по размеру глыбами с крупнощебнистым заполнителем. Транзитная зона конуса заполнена мелкими глыбами с крупнощебнистым заполнителем.

На поверхности коллювиального конуса наблюдаются залеченные разрывы сплошности обломочного чехла. Они представлены в виде поперечных провалов шириной до 30–40 см и глубиной 10–15 см.

Область питания конуса представлена крупными останцами андезитового состава. По форме и площади область питания небольшая, в виде древовидных каналов, пронизывающих коренные выходы.

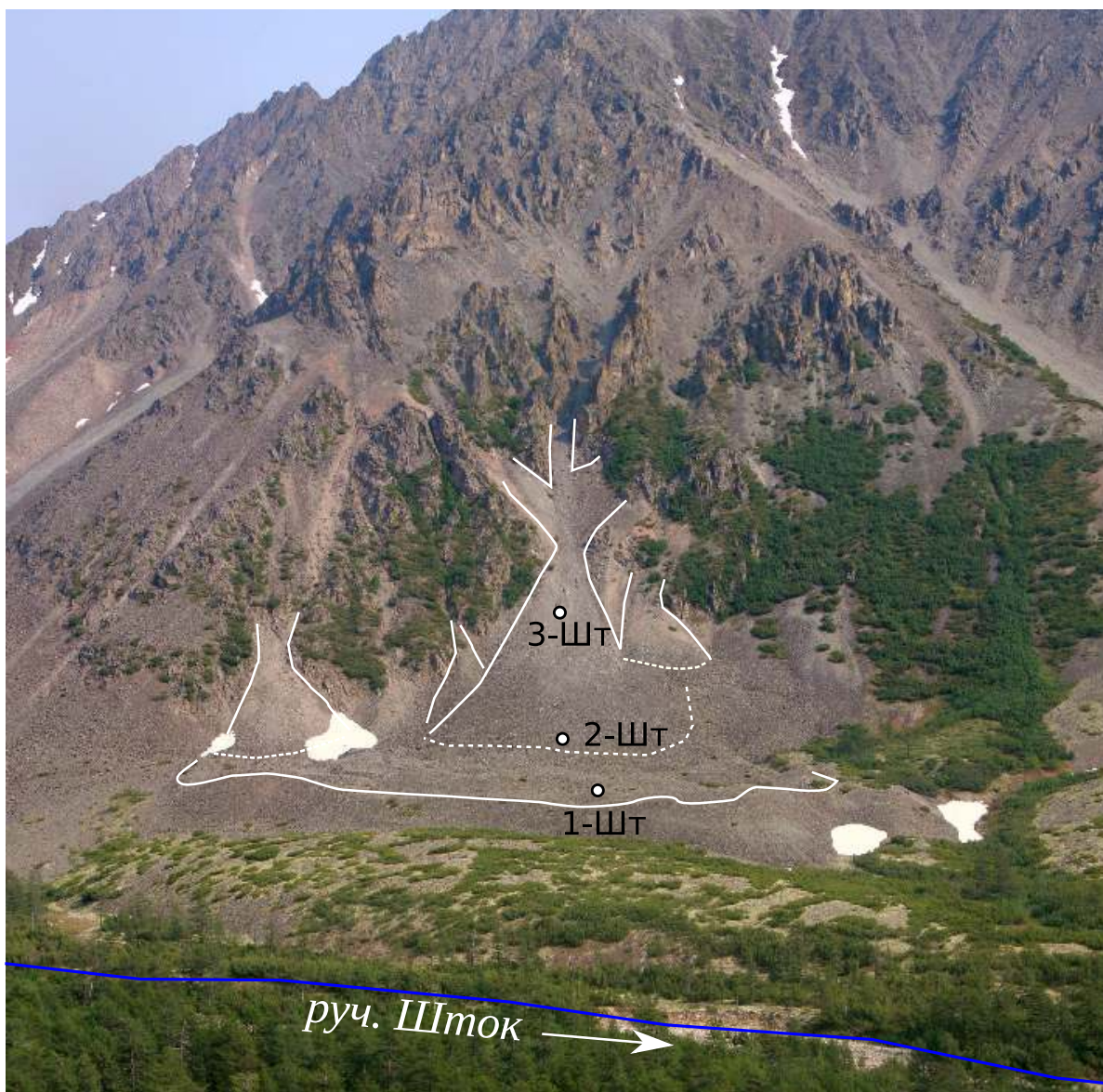


Рисунок 4.14 — Перспективная фотография каменного глетчера в левом борту руч. Шток [Колегов, 2021]

Динамика коллювиальных процессов в долине руч. Шток

На основании собранных данных была рассчитана скорость транспортировки обломочного материала между точками наблюдения по трём профилям. Основные показатели лихенометрического анализа приведены в таблице 4.2.

Динамический возраст поверхностного слоя осыпей варьирует от 248 до 264 лет, а минимальный возраст каменного глетчера составляет 993 лет. Скорость транспортировки обломочного материала в осыпях с южной экспозиции в среднем 1,8 м/год, с северной (питающей каменный глетчер) — 0,25 м/год.

Таблица 4.2 — Основные показатели лихенометрического анализа в долине руч. Шток

Профиль	Площадь, ка	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	1*	141	993	7	73	0,16
	2	82	549			
	2	82	549	23	96	0,25
3	36	163				
2	6	50	248	21	65	1,86
	7	49	213			
3	8	51	264	20	77	1,75
	9	44	220			

* Площадка заложена на поверхности каменного глетчера.

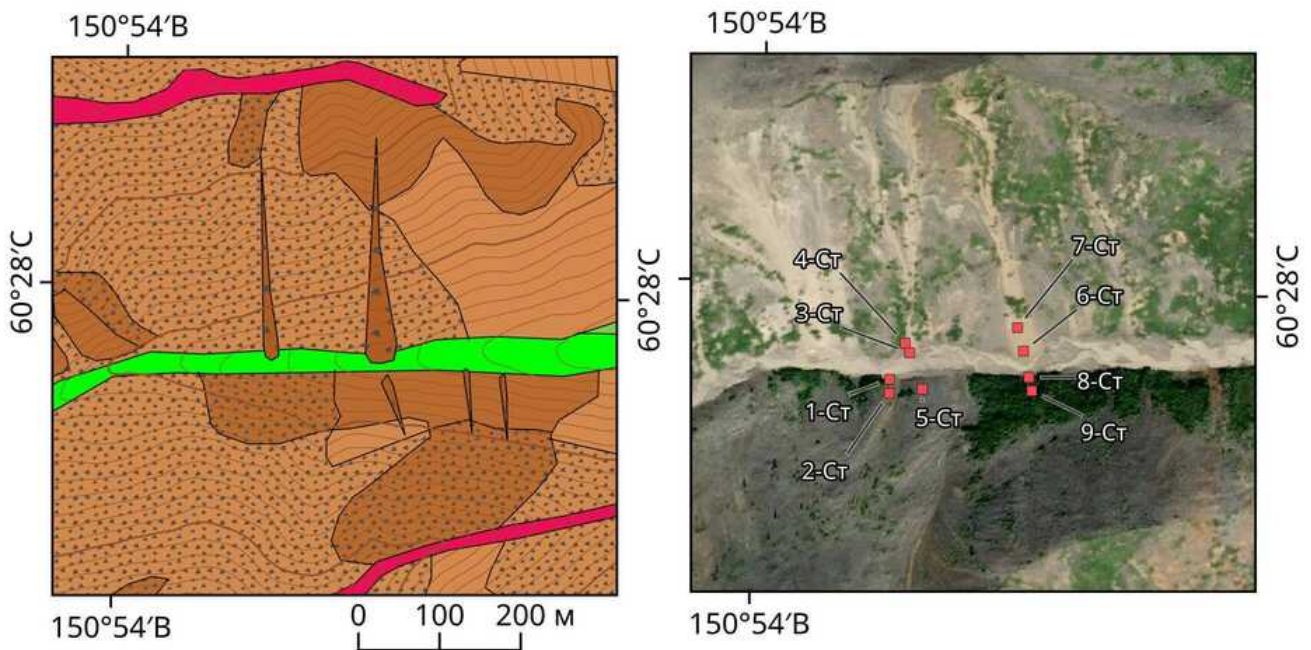
4.3.3 Ручей Ступень

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок работ расположен в бассейне руч. Ступень (рисунок 4.15), левый приток р. Дондычан ($60^{\circ}28'10''$ с. ш., $150^{\circ}54'15''$ в. д.). Территория участка характеризуется среднегорным рельефом, склоны пологие, выпуклые. Долина ручья узкая (40 м), V-образная. Абсолютные высотные отметки водораздельных пространств приурочены к 1100–1200 м уровню. Относительные превышения над урезом ручья составляют 100–120 м.

Геоморфология участка представлена десерпционными склонами средней крутизны среднегорий, местами проявлены солифлюкционные и склоны плоскостного смыва. Водораздельные пространства узкие и без скалистого облика. Русло ручья бугристое, местами начинает формироваться пойма.

Коллювиальные конусы представлены одиночными формами осыпей, при этом осыпи, расположенные на южном десерпционном склоне, обладают четко выраженной структурой с ровной поверхностью. Осыпи же северного склона имеют короткий, крутой и узкий облик. Некоторые проявлены только при натурных наблюдениях.



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGis Imagery

Рисунок 4.15 — Геоморфологическая схема и космоснимок изученного участка

Вещественный состав пород на участке представлен андезитами нанкалинской толщи.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Коллювиальные конусы выноса на участке можно разделить на два вида: короткие, приуроченные к южному борту долины, длиной до 100 м, шириной дистальной части 10–20 м, транзитной — до 3–5 м, и средней длины в северном борту долины — 300–350 м, ширина аккумулятивной зоны — 40–50 м, транзитной — 20 м. Углы наклона поверхности у осыпей следующие: в южном борту — 27–32°; в северном борту в транзитной зоне — 22–27°, в аккумулятивной — 15–18°. Экспозиция коллювиальных конусов в северном борту ручья — 172°, в южном — 353°. Обломочный чехол поверхности осыпей представлен мелкими глыбами и крупным щебнем. Все осыпи перекрывают русловые отложения ручья (рисунок 4.16). Осыпи южного борта активные, северного относительно стабильные.

Динамика коллювиальных процессов в бассейне руч. Ступень

Всего были заложены четыре лихенометрических профиля по конусам выноса и одна площадка на десерпционном склоне. Основные показатели лихенометрического анализа отображены в таблице 4.3.



Рисунок 4.16 — Перспективный снимок дистальных частей коллювиальных конусов

Таблица 4.3 — Основные показатели лихенометрического анализа в бассейне руч. Ступень

Профиль	Площадь	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	1	40	213	27	32	0,54
	2	35	154			
2	3	57	287	20	35	0,21
	4	30	116			
3	6	33	174	15	44	7,36
	7	32	168			
4	8	56	280	27	23	0,14
	9	24	111			

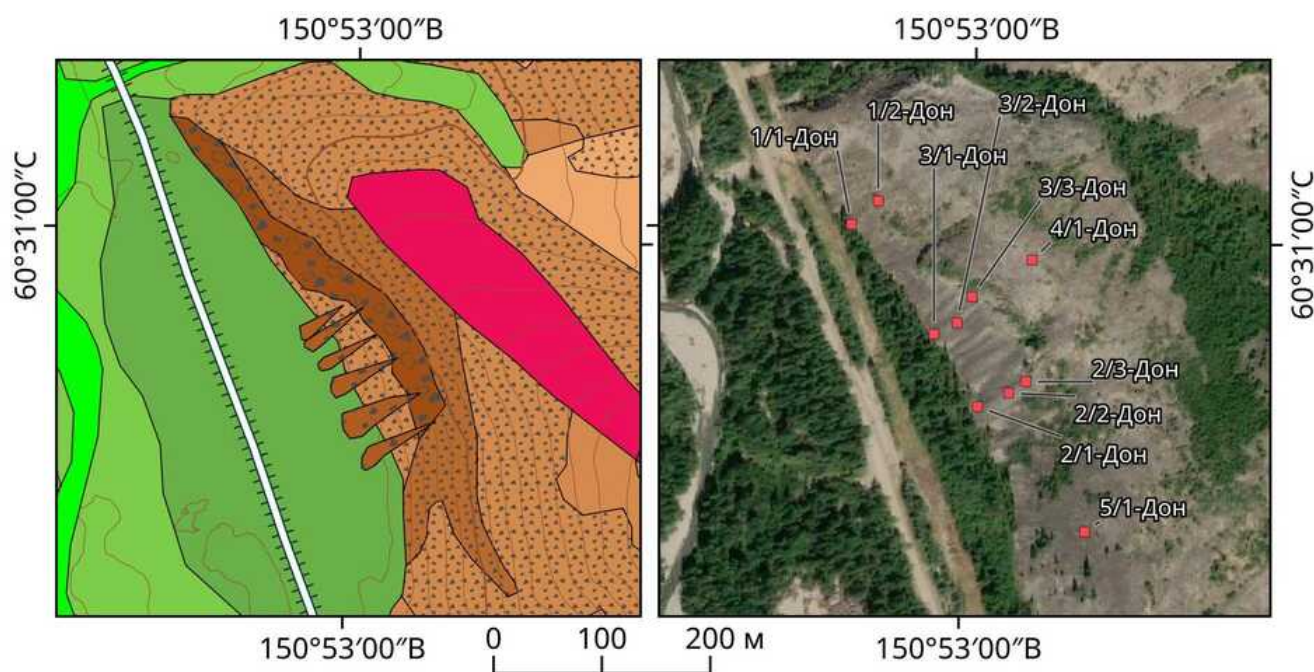
Скорость транспортировки обломков в коллювиальных конусах варьирует от 0,14 до 0,54 м/год, а их динамический возраст изменяется от 213 до 287 лет.

Коллювиальный конус по третьему профилю (т. н. 6 и 7) имеет аномальные значения скорости транспортировки (7,36 м/год) и динамического возраста (174 года). Возможно, его поверхность была обновлена одноактным процессом — снежно-каменной лавиной.

4.3.4 Среднее течение реки Дондычан⁹

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок расположен в центральной части гор Дел-Урэкчен, в среднем течении р. Дондычан (60°31'00" с. ш., 150°53'00" в. д., рисунок 4.17). Территория характеризуется среднегорным рельефом, склоны в средней и нижней части прямые, в верхней — выпуклые. Абсолютные высотные отметки водоразделов варьируют от 900 до 1100 м (на участке 820–880 м), речной долины — от 720 до 760 м. Вертикальная расчленённость рельефа от 100 до 350 м.



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGIS World Imagery

Рисунок 4.17 — Геоморфологическая схема и космоснимок среднего течения руч. Дондычан

Геоморфология участка (см. рисунок 4.17) представлена пологими десерпционными склонами, местами переходящими в солифлюкционные и склоны плоскостного смыва. Западный склон сброшен по дондычанскому разлому, что привело к резкому изменению поверхности и последующей её моделировке. Интерпретация геолого-геоморфологической обстановки указывает, что это совре-

⁹При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Смирнов В. Н., Глушкова О. Ю., Колегов П. П., Кондратьев М. Н. Палеосейсмодислокации в басс. р. Дондычан (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2017. — № 2. — С. 41–50. — EDN: YTFGSD

менные тектонические деформации, а морфоскульптура в целом представлена палеосейсмодислокацией. Более подробно об этом можно прочесть в работе [Смирнов и др., 2017б]. Обнажившаяся плоскость отрыва формирует скалистый обрывистый склон, переходящий выше в крутой десерпционный склон. В свою очередь водораздельное пространство представлено субгоризонтальной пологой поверхностью, на которой местами развиты криогенные формы рельефа. Основание западного склона прилегает к слабохолмистой аллювиальной террасе высотой 5–10 м р. Дондычан. Превышение водораздела над террасой составляет 80 м.

Коллювиальные конусы выноса представлены одиночными формами, которые сформировались на теле обвала. Поверхность обвала представляет собой западины чередующиеся с крупными глыбами, и осыпями в виде относительно ровных поверхностей, сложенных щебнем.

Вещественный состав горных пород представлен андезитами и андезибазальтами нанкалинской толщи раннемелового возраста.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

На выбранной территории было изучено 3 коллювиальных конуса (один из них находится в северной части дислокации и не попадает на схему участка), все они расположены на склоне западной экспозиции и залегают на обвальном теле палеосейсмодислокации (рисунок 4.18). Осыпи имеют следующие размеры: длина от 50 до 80 м, ширина дистальной части от 14 до 26 м, транзитной — от 8 до 17 м. Относительная высота коллювиальных конусов составляют до 30 м. Угол наклона поверхности осыпей варьируют от 20 до 27°. Экспозиция от 236 до 250°. Гранулометрический состав обломочного чехла, в %: глыбы мелкие — 10, средние — 60, крупные — 30. Область питания у всех представлена обрывистой стенкой высотой до 5 м, в редких случаях прорезанной узкими каналами стока коллювия.

На изученных осыпях заложены 3 лихенометрических профиля (по 2 площадки в каждом), а также на коренной стенке отрыва — 3 площадки.

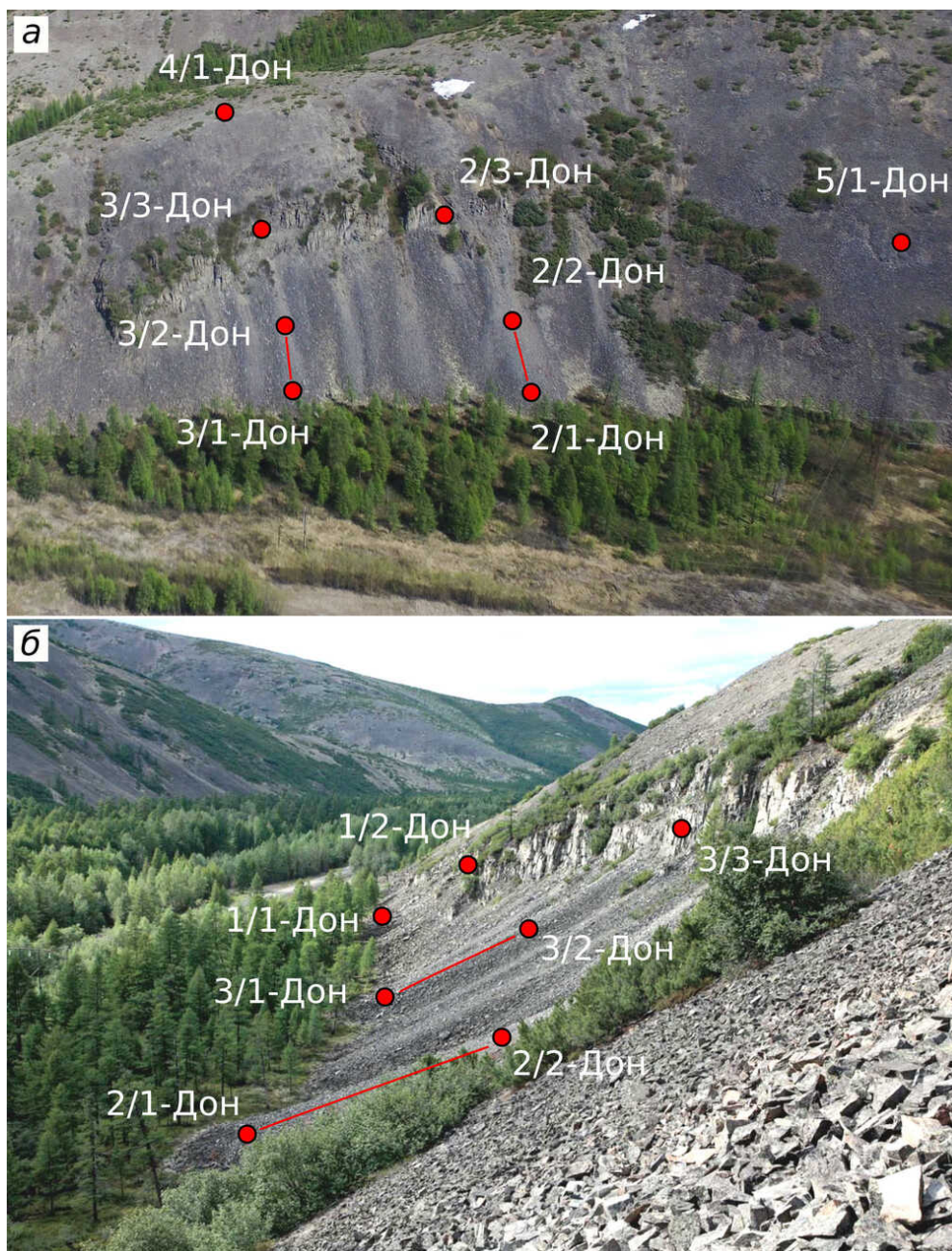


Рисунок 4.18 — Коллювиальные конусы, сформированные на теле палеосейсмодислокации в среднем течении р. Дондычан. Снимок с квадрокоптера (*а*) и с т. н. 5/1-Дон (*б*), красными точками показаны лихенометрические площадки, линиями — профили

Динамика коллювиальных процессов в среднем течении р. Дондычан

На основании лихенометрических наблюдений была рассчитана скорость сноса обломочного чехла между площадками по профилям. Результаты приведены в таблице 4.4.

Скорость транспортировки обломков в осыпных конусах варьирует от 0,08 до 0,27 м/год. Рассматривая получившиеся возрастные датировки поверхности, динамический возраст изученных осыпей оценивается от 314 до 533 лет.

Таблица 4.4 — Основные показатели лихенометрического анализа в среднем течении р. Дондычан

Профиль	Площадь	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	2/2-Дон	86	470	22	25	0,08
	2/1-Дон	32	148			
2	3/1-Дон	95	533	23	36	0,11
	3/2-Дон	43	206			
3	16-Дон	62	314	23	42	0,27
	15-Дон	34	160			

4.3.5 Верховье реки Булум¹⁰

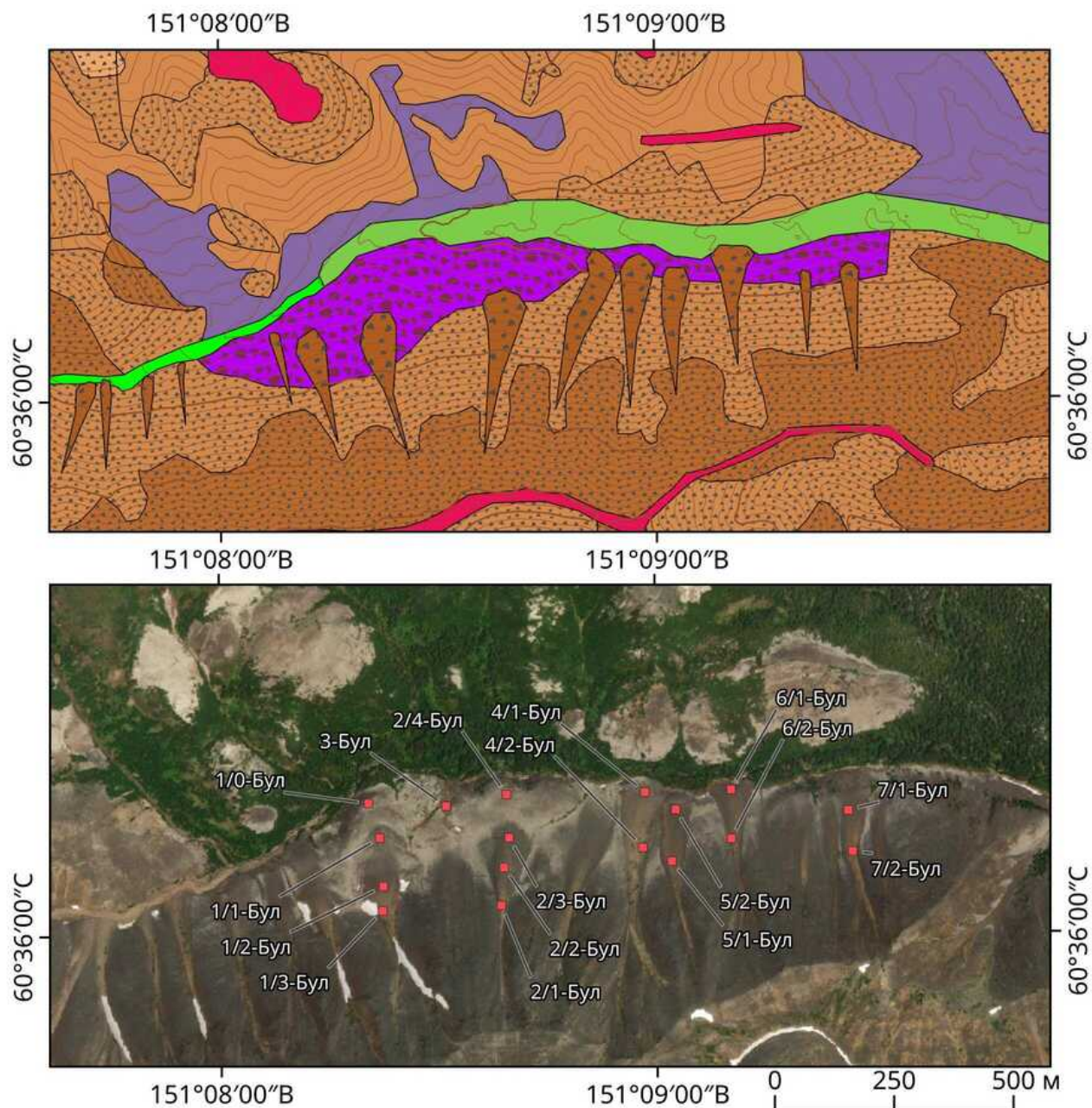
Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок расположен в бассейне р. Булум, правого притока р. Ола (60°36'06" с. ш., 151°08'32" в. д., рисунок 4.19) — южная часть Ольского базальтового плато. Для него характерен среднегорный рельеф с абсолютными отметками от 1000 до 1533 м. Крутые (25–30°), иногда скалистые, горные склоны, как правило, покрыты маломощным чехлом обломочных отложений гравитационно-мерзлотного ряда. Повсеместно распространены осыпные лотки разной глубины расчлененности, при выходе которых в долину формируются коллювиальные конусы выноса.

Гипсометрический уровень Арmano-Ольского водораздела варьирует от 1400 до 1500 м, а на перевалах опускается до 1200 м. От него отходит несколько отрогов, наиболее крупный из которых образует междуречье Кедровки и Булума — правых притоков р. Ола.

¹⁰При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика осыпей и каменных глетчеров Ольского плато (Северное Приохотье) на основании лихенометрического и фотометрического гранулометрического анализов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2019. — № 3. — С. 54–62. — EDN: FZQTTQ



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGis World Imagery

Рисунок 4.19 — Геоморфологическая схема и космоснимок верхнего течения руч. Булум

Относительные превышения в среднем составляют 250–300 м, максимальные 400–500 м. Гипсометрический уровень долин в верхнем течении водотоков составляет 900–1000 м при ширине долин 100–200 м, в среднем течении высота дна опускается до 600–700 м, а ширина достигает 500 м. Долины обладают выраженным V-образным поперечным профилем, днища заполнены русловым и пойменным аллювием. Древесная и кустарниковая растительность в основном развита в днищах крупных долин и поднимается по отрогам гор до высоты 900 м.

В истоках р. Булум обладает асимметричным профилем, левый (северный) борт пологий (11–17°) и густо расчленённый. Правый борт крутой, углы наклона склонов составляют 30–35°.

В геологическом строении участка выделяются породы ольской свиты, сложенные игнимбритами и туфами риолитов, и мыгдыкитской свитой базальтов, которая формируют Ольское плато. Изученные морфоскульптуры сложены игнимбритами. Верхний пояс гор представлен крутыми десерпционными склонами среднегорий, нижний пояс — склонами средней крутизны, как десерпционными, так и солифлюкционными и склонами плоскостного смыва. Долина реки и пологие склоны выполнены реликтами холмистого рельефа основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2), который в большей части преобразован речными процессами.

Коллювиальные конусы представлены малыми осыпными формами, которые развиты на десерпционных склонах средней крутизны, области их питания представлены литосборными воронками, расположенными на крутых склонах. Местами на поверхности склонов наблюдаются формы криогенной солифлюкции в виде небольших натечных террас. В основании северного склона, на котором развиты осыпные формы, сформирован присклоновый каменный глетчер со слабохолмистой, местами валовой, поверхностью.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Всего на исследуемой территории было изучено 8 коллювиальных конусов, из них 6 на склоне северной экспозиции (2 приурочены к каменному глетчеру) и 2 на склоне западной экспозиции (рисунок 4.19). Размеры этих морфоскульптур следующие: длина от 260 (конус 7) до 410 м (конус 1); ширина транзитной части от 25 (конусы 2 и 8) до 45 м (конус 1), дистальной — от 65 (конус 5) до 110 м (конус 2). Коллювиальные конусы приурочены к склонам с относительными превышениями более 250–300 м. Область питания у всех конусов симметричная, источником сноса служат коренные выходы высотой до 5 м, сложенные игнимбритами. Конусы 4 и 6 имеют область питания в форме лотков, с 3–4

подпитывающими каналами. У остальных конусов лотки выражены в рельефе слабо, материал в них поступает в основном с бортов. Также в транзитной зоне у конусов 1, 2 и 6 сохранились снежники (конец июня 2015 г.), у конуса 1 он занимает всю площадь транзитного канала.

Поверхность большинства коллювиальных конусов характеризуется углами наклона: в транзитной части от 22° (конус 8) до 30° (конусы 4 и 5); в аккумулятивной части от 17° (конус 5) до 24° (конусы 2 и 6). Средние значения в транзитной части — 27° , а в дистальной — 21° .

Осреднённый гранулометрический состав обломков, слагающих коллювиальные конусы, следующий, в %: дресва крупная — 0,02; щебень мелкий — 9,94, средний — 31,46, крупный — 52,03; глыбы мелкие — 5,31, средние — 1,20, крупные — 0,04.

Основания осыпей различны: конусы 1 и 2 (рисунок 4.20) преобразованы в части присклонового каменного глетчера; конусы 4, 5, 6 и 7 протягиваются до тальвега долины и подрезаются водотоком.



Рисунок 4.20 — Перспективный фотоснимок правого борта ручья Булум [Колегов, 2019]

Внешние края коллювиальных конусов 4, 5 и 7 имеют фронтальные уступы высотой от 10 (конус 4) до 60 м (конус 7) и углы откоса в 35–45°. Все они преобразованы в результате боковой эрозии р. Булум. Их поверхность характеризуется активным смещением обломочного чехла. В основании фронтальных уступов у конусов 4 и 5 местами сохранились снежники, на поверхности которых накопился обломочный материал, смещённый в зимний период. Данные накопления образуют «вторичный» осыпной конус (по принципу предосыпных валов), который своей тыльной стороной примыкает к фронтальному уступу главного коллювиального конуса.

Морфология разрывов сплошности обломочного чехла

Коллювиальный конус 1 в дистальной части (т. н. 1/1-Бул) имеет свежий разрыв сплошности (рисунок 4.21, справа), плоскость смещения вертикальная. Она расположена перпендикулярно створу конуса, видимое смещение обломочного чехла составляет 30–40 см. Разрыв слабо залечен, обломки, обнажающиеся в плоскости смещения, не покрыты корками выветривания.

У коллювиального конуса 2 в аккумулятивной и транзитной частях наблюдаются залеченные разрывы сплошности обломочного чехла, они представлены в виде линейных провалов, перпендикулярных зоне транзита (рисунок 4.21, слева). В т. н. 2/2 разрыв представлен в виде ступени высотой до 0,2–0,5 м с углом наклона 31°. Поверхность осыпи ниже точки наблюдения сложена крупным щебнем и мелкими глыбами с углом наклона 26°, а выше — мелким щебнем с углом наклона поверхности 24°. В т. н. 2/3 сместитель сопровождается провалом глубиной до 0,5–0,7 м и шириной 1,5–2,0 м; материал здесь более однородный — мелкие глыбы.

Разрывы сплошности обломочного чехла, возможно, обусловлены различными структурными аномалиями в строении склона. Эти нарушения, скорее всего, затрагивают не только поверхностный слой осыпи и внутреннюю её часть, но и тело каменного глетчера и, предположительно, материнские породы. Также разрывы могут быть вызваны деградацией ледяного ядра каменного глет-

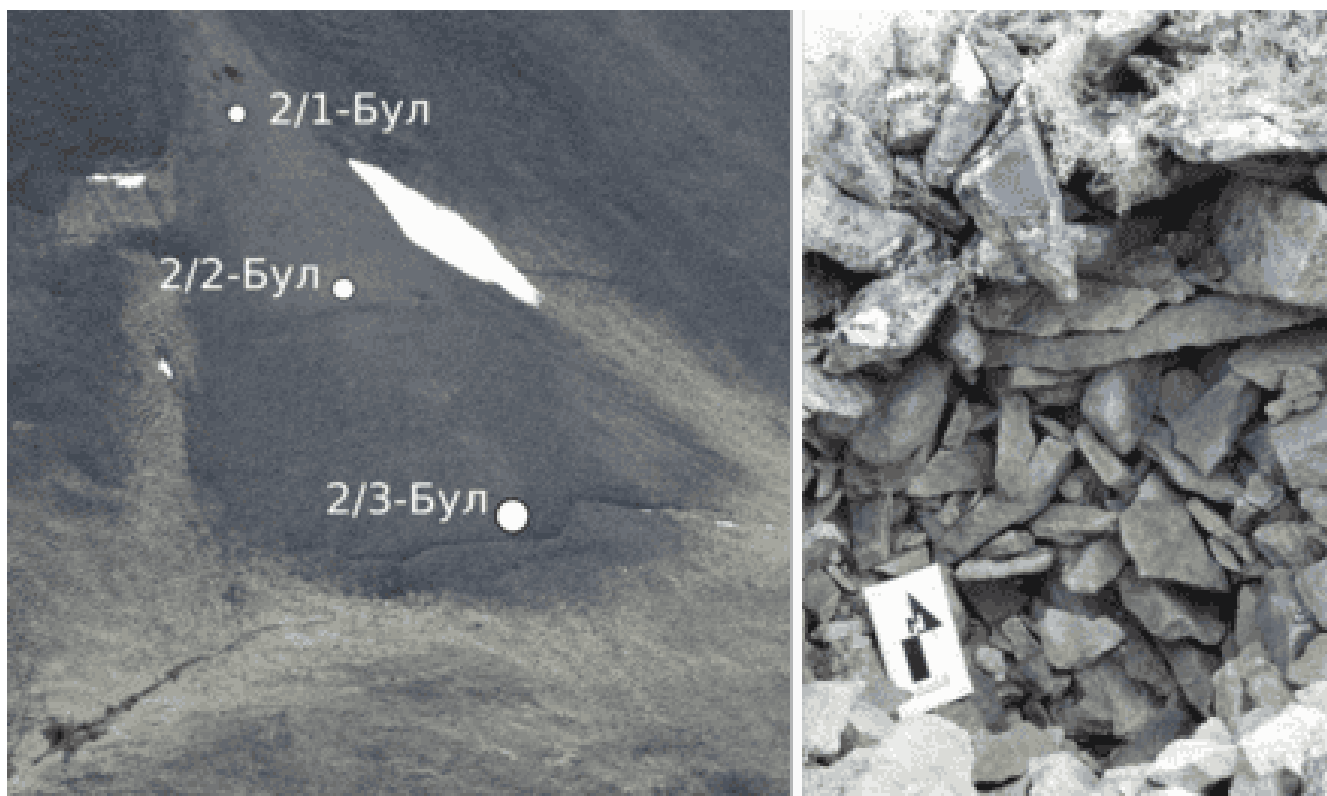


Рисунок 4.21 — Разрывы сплошности обломочного чехла в коллювиальном конусе 2 (слева) и в т. н. 1/1-Бул (справа) [Колегов, 2019]

чера и последующим гравитационным отседанием его тела с образованием при-склоновой трещины (бергшрунда).

Другим фактором (или сопутствующим) в формировании разрывов сплошности может быть тектонический. Анализируя космические и перспективные фотоснимки с целью выявления похожих морфоэлементов, мы установили, что разрывы сплошности осыпных конусов трассируют разрывные нарушения (кулисообразные трещины), которые отчётливо прослеживаются за пределами осыпей в коренных породах вдоль правого борта р. Булум. Данные разрывные нарушения простираются в северо-восток-восточном направлении в виде 2–3 кулис и располагаются в зоне влияния Арmano-Среднеканского активного разлома. Средние значения длин этих разрывов составляют около 100 м, общую длину зоны можно оценить в 1600–1800 м.

Обсуждение причин формирования разрывов сплошности обломочного чехла на охарактеризованных выше, а также других подобных участках требует дальнейших исследований и выходит за рамки диссертационного исследования.

Морфометрическая характеристика присклонового каменного глетчера

Присклоновый каменный глетчер (рисунок 4.20) имеет длину 750 м (вдоль склона), ширину 150–200 м, площадь 0,1 км², его поверхность наклонена в сторону тальвега реки на 20°. Фронтальный уступ представляет собой активный склон с углом откоса 40–45°, высотой от 10 до 25 м.

Поверхность каменного глетчера имеет слабохолмистый рельеф, на котором имеются серповидные поперечные гряды, сформированные в результате пластических деформаций течения монолитным телом. Гряды приурочены к фронтальной части конуса. Количество таких гряд — три, высота их от 2 до 5 м, расстояние между ними около 20 м, по форме они повторяют дистальную часть конуса. Высота фронтального уступа в т. н. 1/0 около 10 м, уменьшаясь вниз по долине. На бровке фронтального уступа в небольшой расчистке разрез отложений представлен следующими фракциями (сверху вниз), м:

- 0–0,2 — крупный щебень и мелкие глыбы;
- 0,2–0,5 — мелкий и средний щебень;
- 0,5–0,7 — мелкий щебень с дресвяным заполнителем;
- 0,7–1,1 — мелкий и средний щебень с дресвяным заполнителем;
- 1,1–1,3 — крупные глыбы с дресвяно-песчаным заполнителем.

Поверхность каменного глетчера, близ коллювиального конуса 2, имеет менее выраженный рельеф, она полого опускается в сторону тальвега (14°), гряды отсутствуют. Фронтальный уступ выражен более контрастно, он имеет высоту 20–25 м и активно осыпается.

В т. н. 3 имеется естественный разрез обломочного чехла каменного глетчера, вскрытый водотоком. Он расположен в небольшом врезе — «каньоне» высотой 2,0–3,0 м, длиной 100–120 м и шириной 1–3 м. Верхняя часть разреза сложена мелкими глыбами и крупным щебнем с мелкощебнистым заполнителем мощностью 1,0–1,5 м; ниже вскрыты монолитные крупные глыбы с элементами дресвяно-песчаного заполнителя видимой мощностью 0,5–2,0 м. Возраст экспонированной поверхности каменного глетчера в т. н. 3 по лихенометрическим данным оценивается более 1100 лет.

Динамика коллювиальных процессов в верховье р. Булум

Основные показатели лихенометрического анализа приведены в таблице 4.5. Отметим, что полученные значения скорости характерны для поверхностного слоя мощностью не более 20 см.

Таблица 4.5 — Основные показатели лихенометрического анализа в верховье р. Булум

Профиль	Площадь	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	1/2	55	273	21	57	0,85
	1/3	40	206			
	1/1	160	915	15	105	0,16
	1/2	55	273			
2	2/2	40	194	28	90	3,46
	2/1	33	168			
	2/3	54	355	26	80	0,49
	2/2	40	194			
4	4/1	66	341	24	124	0,69
	4/2	40	163			
5	5/2	82	496	23	120	0,39
	5/1	38	194			
6	6/1	50	293	30	111	8,53
	6/2	52	280			
7	7/1	56	339	27	92	0,44
	7/2	32	131			
8	8/1	60	327	21	67	0,42
	8/2	37	169			
9	9/1	43	264	25	85	2,15
	9/2	46	225			

Анализ показал, что скорость транспортировки обломков в транзитных зонах варьирует от 0,39 до 0,85 м/год, при среднем значении $0,55 \pm 0,18$ м/год, в зоне перехода к каменному глетчеру — 0,16 м/год (профиль 1).

Аномальные значения (исключены из подсчёта среднего) в транзитных зонах получены для профилей 2 (3,46 м/год), 6 (8,53 м/год). В первом случае мы связываем скачок в скорости с образованием разрывов сплошности и измене-

нием вследствие этого профиля равновесия осыпи, что находит своё отражение также в гранулометрическом составе осадков. В т. н. 6/1-Бул (конус 6) аномалия вызвана сходом каменной лавины, на что указывает форма поверхности конуса и характер его взаимоотношения с долиной частью. Осыпь имеет ровную поверхность, относительные гипсометрические уровни в дистальной части ниже, чем у конусов 4, 5 и 7, и, кроме того, конус 6 перекрывает русловые отложения р. Булум.

Возраст поверхности аккумулятивных частей осыпных конусов варьирует от 264 до 496 лет, при среднем значении 342 ± 76 лет. Этот интервал описывает время полного обновления поверхности тела осыпи, т. е. является динамическим возрастом данных морфоскульптур.

4.3.6 Озеро Мельдек¹⁰

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

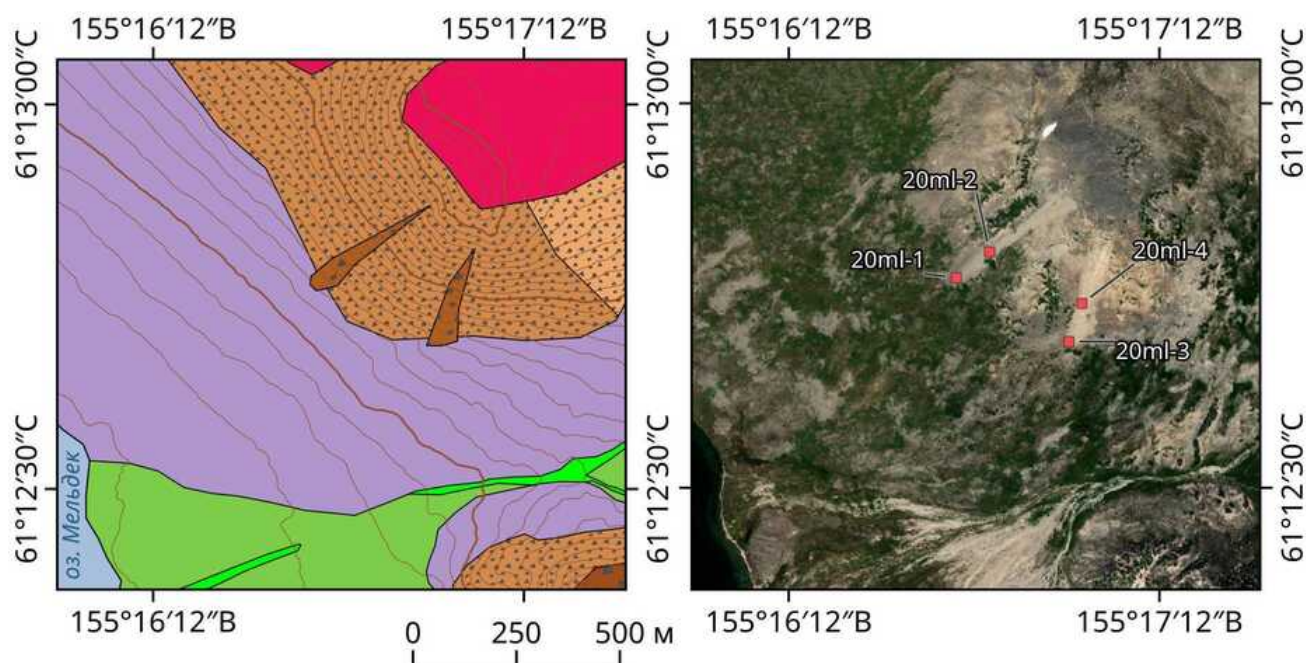
Участок расположен в истоках р. Бол. Купка ($60^{\circ}12'45''$ с. ш., $155^{\circ}16'42''$ в. д.), восточнее озера Мельдек (г. о. 942 м). Рельеф территории низкогорный, переходящий в среднегорный. Абсолютные высотные отметки водораздельных пространств варьируют от 1000 до 1200 м. Относительные превышения составляют 50–200 м. Склоны пологие, в местах перехода к горным долинам приобретают U-образный поперечный профиль. Долина Верхне-Купкинской впадины слабохолмистая (рисунок 4.22).

Геоморфология участка представлена десерпционными пологими и средней крутизны склонами, которые в основании своём опираются на слабохолмистую поверхность основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2). На выходе из горных долин наблюдаются бугристые поверхности русел постоянных и временных потоков с образованием аллювиально-пролививальных конусов выноса. Коллю-

¹⁰При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н. Сейсмодислокации и напряжённое состояние Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74. — EDN: OEFKXP

виальные конусы представлены одиночными формами и расположены на юго-западном склоне горы с в. о. 1216 м. Обладают ровной поверхностью, сложенной разноразмерным щебнем.



Условные обозначения см. на рисунке 4.1, С. 87 и 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGIS World Imagery

Рисунок 4.22 — Геоморфологическая схема и космоснимок осыпей близ оз. Мельдек

Вещественный состав пород представлен лавовыми покровами дацитов на-яханской свиты ОЧВП позднемелового возраста.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Изученные коллювиальные конусы (т. н. 20ml-1, 2, 3, 4, рисунок 4.23) имеют длину от 280–370 м при ширине аккумулятивной части 70–80 м, транзитной 40–50 м. Угол их наклона составляет: в аккумулятивных частях — 19° , транзитных — 23° . В основании конуса (в т. н. 20ml-3) имеется фронтальный уступ высотой до 2 м с углом откоса 30° . Гранулометрический состав отложений представлен, в %: в аккумулятивных частях — щебень средний — 15–25, крупный — 10–15, глыбы мелкие — 30, средние — 10–20, крупные — 10–35; в транзитных частях — щебень средний — 50, крупный — 15, глыбы мелкие — 15, средние — 10, крупные — 10.



Рисунок 4.23 — Снимок с квадрокоптера коллювиальных конусов близ оз. Мельдек

Таблица 4.6 — Основные показатели лихенометрического анализа близ оз. Мельдек

Профиль	Площадь	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	20ml-1	114	684	20	108	0,32
	20ml-2	68	350			
2	20ml-3	87	475	20	103	0,37
	20ml-4	41	196			

Динамика коллювиальных процессов близ оз. Мельдек

Всего были заложены 4 лихенометрические площадки по двум профилям, показатели которых отображены в таблице 4.6.

Скорость транспортировки обломков в коллювиальных конусах варьирует от 0,32 до 0,37 м/год, а их динамический возраст изменяется от 475 до 684 лет.

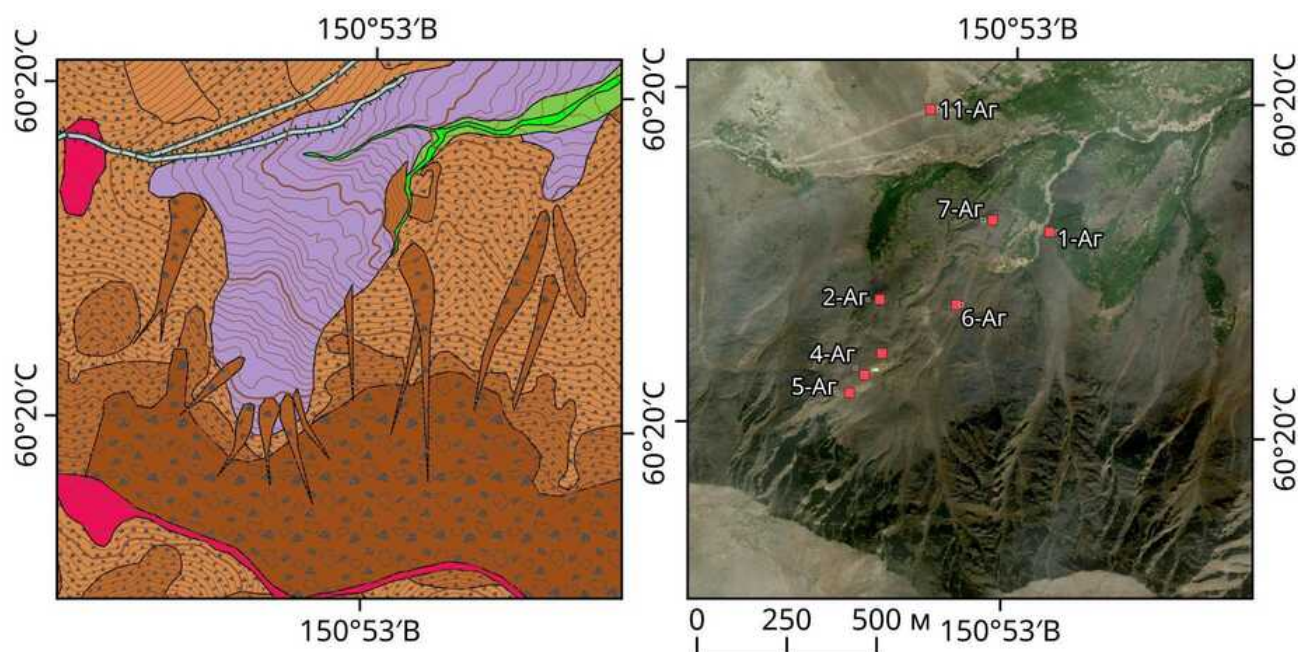
Обстановка гляциального среднегорья

Изучение коллювиальных конусов в представленной обстановке проведено на 3 участках, с заложением 21 лишенометрической площадки.

4.3.7 Низовье ручья Аган¹¹

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок исследования расположен на левобережном склоне правого притока руч. Аган (басс. р. Армань; 60°20' с. ш., 150°53' в. д., рисунок 4.24). Территория характеризуется среднегорным рельефом альпинотипного облика. Горные склоны крутые (24–28°), их верхний пояс преимущественно скалистый. Высота водораздела меняется от 1350 до 1420 м, максимальная — 1469 м. Высота днища ручья варьирует от 700 до 800 м. Глубина расчленения составляет 500 м.



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGis Clarity

Рисунок 4.24 — Геоморфологическая схема и космоснимок изученного участка

Геоморфология участка выражена десерпционными склонами средней крутизны. В верхнем поясе склона имеется каровая ниша, из которой в долинную

¹¹При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лишенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — EDN: KRCTFH

часть выходит холмистая поверхность основной морены сартанского (Q_{III}^4) возраста. Она вскрыта маргинальным каналом, который переходит в русло ручья. Стенки кара и верхнего пояса гор представлены скальными обрывами крутых склонов. Водораздельны узкие, гребневидные, на перевалах — пологие.

Коллювиальные конусы выноса являются малыми формами осыпей, которые распространены преимущественно на скальных и крутых десерпционных склонах. Выделяются две группы осыпей, развитые в стенках кара и в отдельных каналах стока, которые протягиваются до основания склона.

Геологическое строение представлено отложениями ольской свиты, которые распространены в южной части участка и выполняют водораздельное пространство, а также породами хольчанской свиты, распространёнными в среднем и нижнем ярусе гор (центральная и северная часть участка). Вещественный состав пород, на которых заложены лихенометрические площадки, — туфы риолитов и риодацитов.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Коллювиальные конусы, расположенные в задней и боковых стенках кара и имеют длину от 220 до 320 м, ширину транзитной зоны от 15 до 25 м, аккумулятивной зоны от 30 до 60 м. Углы наклона поверхности осыпей равны $34-38^\circ$ в транзитной и $18-25^\circ$ в дистальной частях. Область питания представлена узкими каналами, которые прорезают останцы коренных пород. Суммарная высота коренных выходов составляет около 200 м. Экспозиция коллювиальных конусов северная ($350-10^\circ$). Размерность обломков в транзитной зоне осыпей, в %: глыбы крупные — 30, средние — 30, мелкие — 20, заполнитель — щебень крупный и мелкий — 20. На осыпном конусе близ фронтального уступа кара заложены лихенометрический профиль (т. н. 3,4,5-Аг, см. рисунке 4.24).

Морфометрическая характеристика кара и моренных отложений

Основная марена, предположительно сартанского возраста, расположена в днище кара на северо-восточном склоне горы с в. о. 1437 м (рисунок 4.25), в междуречье Аган — Президент.

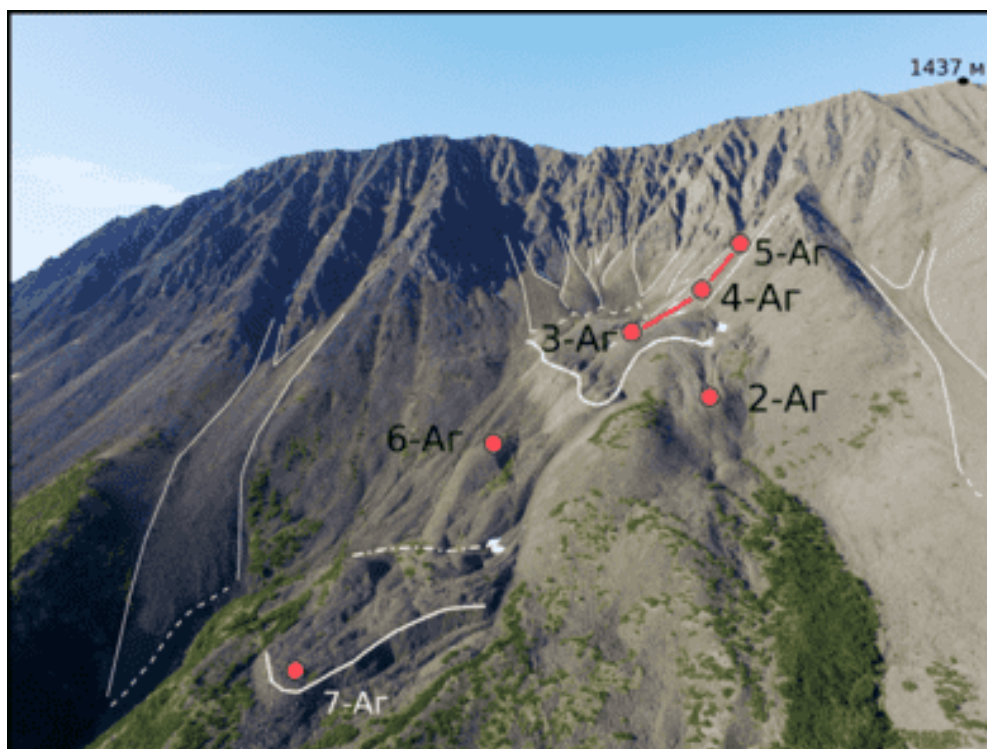


Рисунок 4.25 — Перспективный снимок ниши кара и коллювиальных конусов с квадрокоптера с отмеченными лихенометрическими площадками [Колегов, 2019]

Гипсометрическая характеристика кара следующая: экспозиция — северная, верхняя бровка стенки кара — 1400 м; тыльный шов днища кара — 1100 м; фронтальный уступ днища — 1000 м; тыловой шов основной морены — 960 м; фронтальный уступ морены близ слияния ручьев — 880 м, близ слияния с руч. Аган — 660 м; общая протяжённость моренного поля 1,6 км. По современному облику морены близ ниши кара и текстур течения можно предположить, что ледник на заключительной стадии существования претерпел преобразование в каменный глетчер. Поверхность предполагаемого каменного глетчера имеет грядово-западинный рельеф, высота гряд достигает 3–4 м при ширине 1,5–2,0 м, углы наклона поверхности гряд до 49°.

Динамика коллювиальных процессов в низовье руч. Аган

Основные параметры лихенометрического анализа приведены в таблице 4.7.

Скорость транспортировки обломочного чехла осыпи определена по одному профилю (т. н. 4,5-Аг) и составляет 0,73 см/год. Динамический возраст осыпи — 258 лет.

Таблица 4.7 — Основные показатели лихенометрического анализа в низовье руч. Аган

Профиль	Площадь	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	5	32	158	27	75	0,73
	4	55	258			
	4	55	258	19	227	0,24
	3	137	1374			
2	7*	158	1530	14	264	0,44
	6*	130	931			

* Площадка заложена на поверхности каменного глетчера.

Скорость течения тела каменного глетчера составила для первого профиля (т. н. 2,4-Аг) — 0,24 м/год, для второго (т. н. 6,7-Аг) — 0,44 м/год. Минимальный возраст поверхности фронтальной части каменного глетчера (в т. н. 07-Аг) — 1530 лет, отдельной части в т. н. 2-Аг — 1205 лет.

Время экспонирования моренных отложений в днище кара (т. н. 3-Аг) составило 1374 года.

4.3.8 Среднее течение реки Нанкала¹²

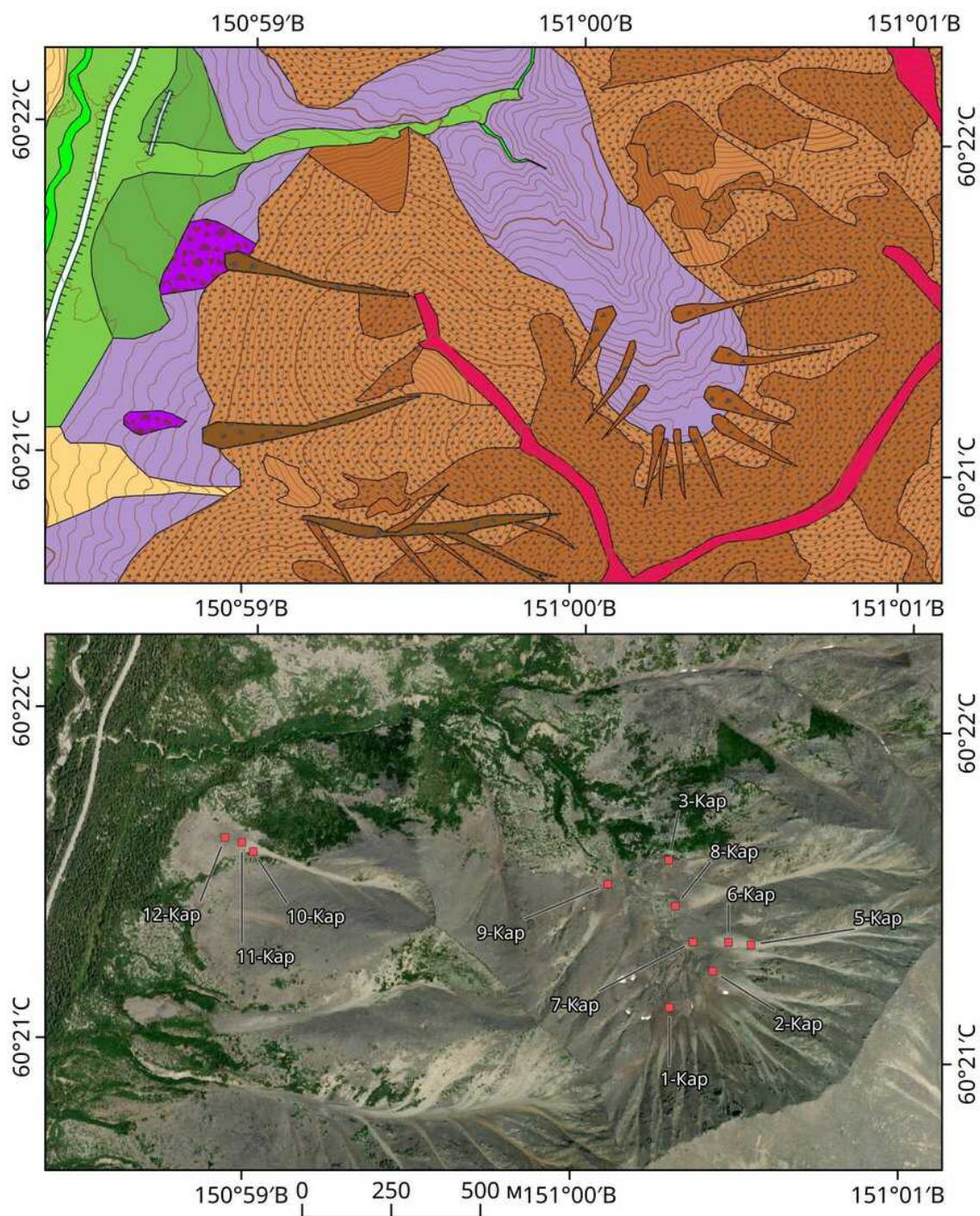
Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок расположен в центральной части гор Дел-Урэкчен, в левом борту р. Нанкала (60°21'20" с. ш., 151°00'00" в. д.). Территория участка характеризуется среднегорным рельефом, с элементами альпинотипного (рисунок 4.26).

Горные склоны крутые, крутизной 22–27°, местами скалистые. Высотные отметки водораздельных частей варьируют от 1100 до 1300 м, максимальная 1437,3 м. Глубина расчленения рельефа в среднем составляет 250–350 м. Высота днища долины р. Нанкала на территории участка варьирует от 680 до 720 м.

¹²При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчен (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — EDN: KRCTFH



Условные обозначения см. на рисунке 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGIS World Imagery

Рисунок 4.26 — Геоморфологическая схема и космоснимок среднего течения р. Нанкала

Геоморфологическое строение (см. рисунок 4.26) представлено крутыми и средней крутизны десертационными склонами. В центральной части участка расположен ледниковый цирк, днище которого имеет слабохолмистый рельеф основной морены сартанского возраста (Q_{III}^4). Морены прорезана маргинальным каналом. Ниже по течению сформировано русло, пойма и первая надпоймен-

ная терраса. В бортах долины р. Нанкала наблюдаются фрагменты основной (и боковой) морены, и аллювиальная терраса высотой до 5–10 м. Водоразделы узкие, местами с выходами останцов.

В стенках кара присутствуют многочисленные малые формы осыпей. В процессе своего развития, они постепенно смоделировали склон и придали ему более пологий облик. В левом борту долины р. Нанкала развиты крупные осыпные формы, с длинными каналами стока, иногда древовидного облика. Поступления коллювия на поверхность морены способствовало формированию эмбрионального каменного глетчера с характерным западинно-бугристым рельефом и элементами текстур течения.

В геологическом плане [Государственная..., 2001] на территории примерно в равной степени распространены породы андезитового состава нанкалинской толщи раннемелового возраста на севере участка и прорывающие их граносиениты дукчинского комплекса позднемелового возраста на юге участка. В восточной части территория участка осложнена ледниковым каром, днище которого заполнено ледниковыми валунно-галечными отложениями.

Морфометрическая характеристика коллювиальных конусов

Коллювиальные конусы, осложняющие заднюю и боковые стенки кара (рисунок 4.27) имеют следующие морфометрические характеристики, м: длина от 166 до 439; ширина транзитной части от 10 до 30, дистальной — от 16 до 74. Углы наклона поверхности осыпей варьируют от 23 до 27° в транзитной части и от 7 до 20° в аккумулятивной. Экспозиция осыпей меняется от 290 до 33°. Гранулометрический состав отложений на поверхности осыпей, в %: щебень мелкий — 70, средний — 25, крупный — 5.

Осыпной конус в долине р. Нанкала, питающий каменный глетчер (рисунок 4.28), имеет длину 500 м, ширина транзитной части — 20 м, дистальной — 50 м. Размерность обломочного материала, в %: глыбы мелкие — 20, средние — 60, крупные — 10, щебень крупный — 10.

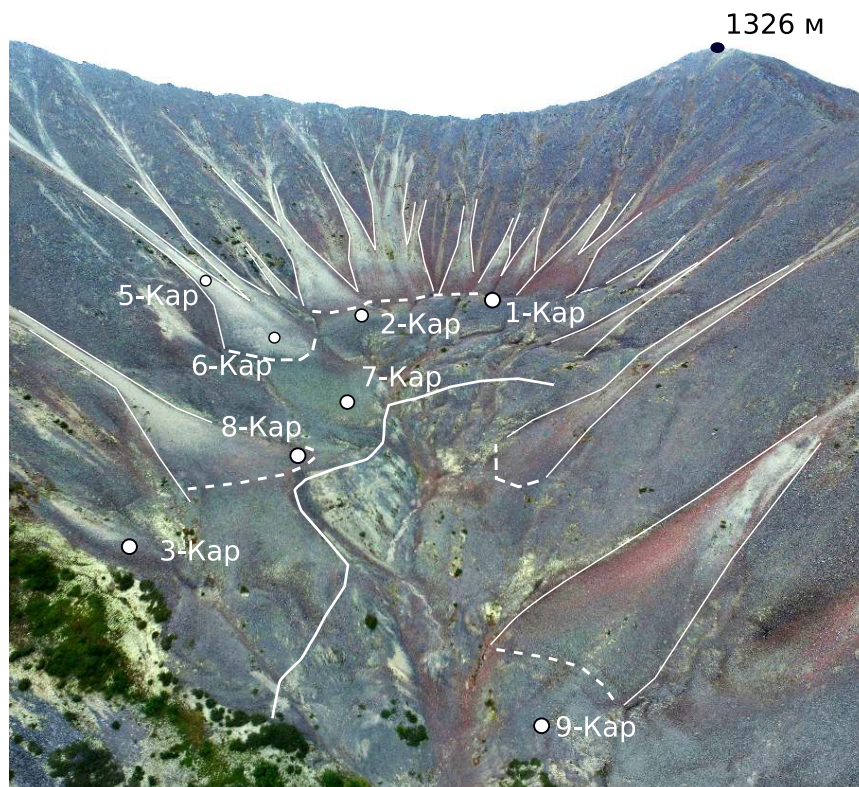


Рисунок 4.27 — Перспективный снимок дна кара с вынесенными лихенометрическими площадками

Морфометрическая характеристика моренного поля и каменного глетчера

Моренное поле в днище кара (см. рисунок 4.26) имеет длину около 1 км и ширину 300 м. Гипсометрические уровни следующие: водораздел стенки кара — 1200–1400 м; основание стенки кара — 1100 м; нижняя граница моренного поля — 820 м. По космоснимку и натурным наблюдениям отчетливо дешифрируются моренные поля двух возрастных генераций.

В бортах долины р. Нанкала развиты осыпные конусы выноса, как малые, так и крупные формы. Некоторые из них преобразованы в эмбриональные каменные глетчеры.

Эмбриональный каменный глетчер (рисунок 4.28) сформирован за счёт преобразования боковой морены и накопления обломочного материала, поступающего с осыпи. Длина его составляет 150 м, ширина 200 м, высота фронтального уступа 20–25 м. Поверхность представлена 3 рядами валов высотой от 2 до 5 м.

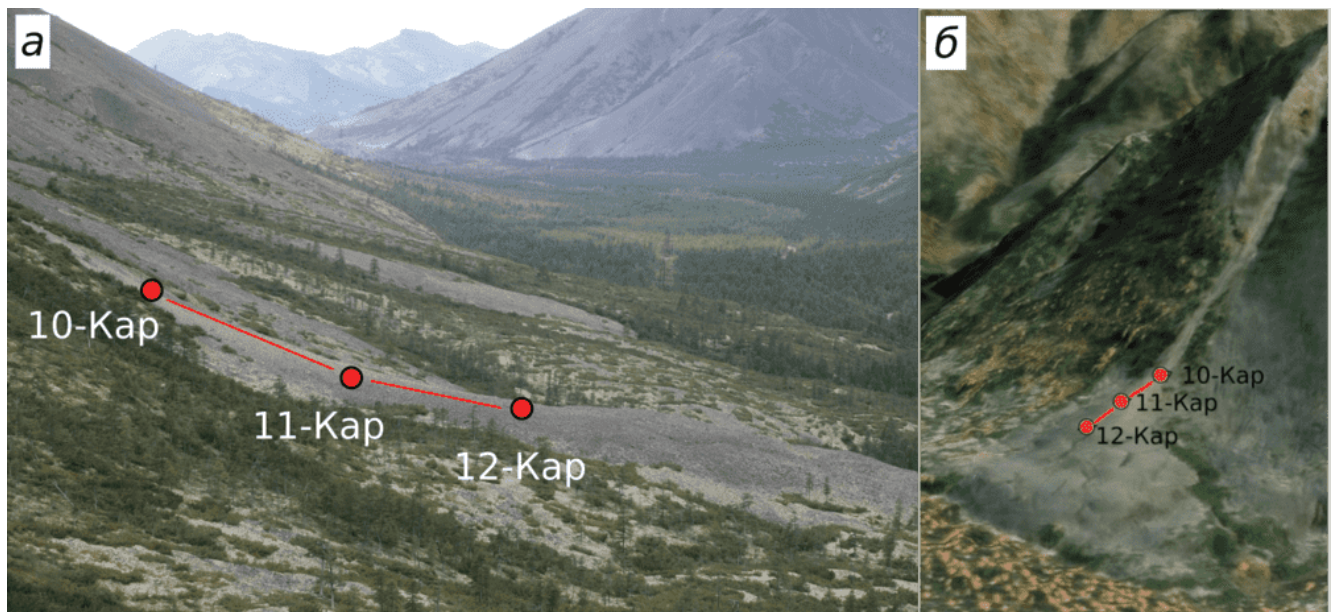


Рисунок 4.28 — Перспективный снимок (а) эмбрионального каменного глетчера в левом борту р. Нанкала и его 3D модель с использованием космоснимка и ЦМР ArcticDEM (б)

Динамика коллювиальных процессов в среднем течении р. Нанкала

Всего было заложено 11 лихенометрических площадок, из них на 6 площадках выполнены замеры по профилям. Основные параметры лихенометрического анализа по двум профилям, по которым выполнены расчёты скорости смещения обломочного чехла, приведены в таблице 4.8.

Таблица 4.8 — Основные показатели лихенометрического анализа в среднем течении р. Нанкала

Профиль	Площадка	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	7	147	1228	12	101	0,12
	6	61	383			
	6	61	383	23	70	0,51
5	45	247				
2	12	146	923	12	51	0,11
	11	92	467			
	11	92	467	20	41	0,18
	10	51	237			

Динамический возраст коллювиальных конусов варьирует от 383 до 468 лет. Время экспонирования стабильных аккумулятивных зон осыпей, которые пе-

рекрывают моренные отложения, 1228–1361 лет. Время экспонирования поверхности морены, по лишенометрическим данным, составляет 1702–1750 лет. Скорость транспортировки обломочного материала в аккумулятивной зоне осыпей — 0,11–0,18, в транзитной — 0,51 м/год.

4.3.9 Перевал Мельдек¹³

Общая геолого-геоморфологическая характеристика участка

Участок расположен близ перевала Мельдек (в. о. 1078 м), Охотско-Колымский водораздел — истоки р. Туманы (60°11'00" с. ш., 155°19'22" в. д.).

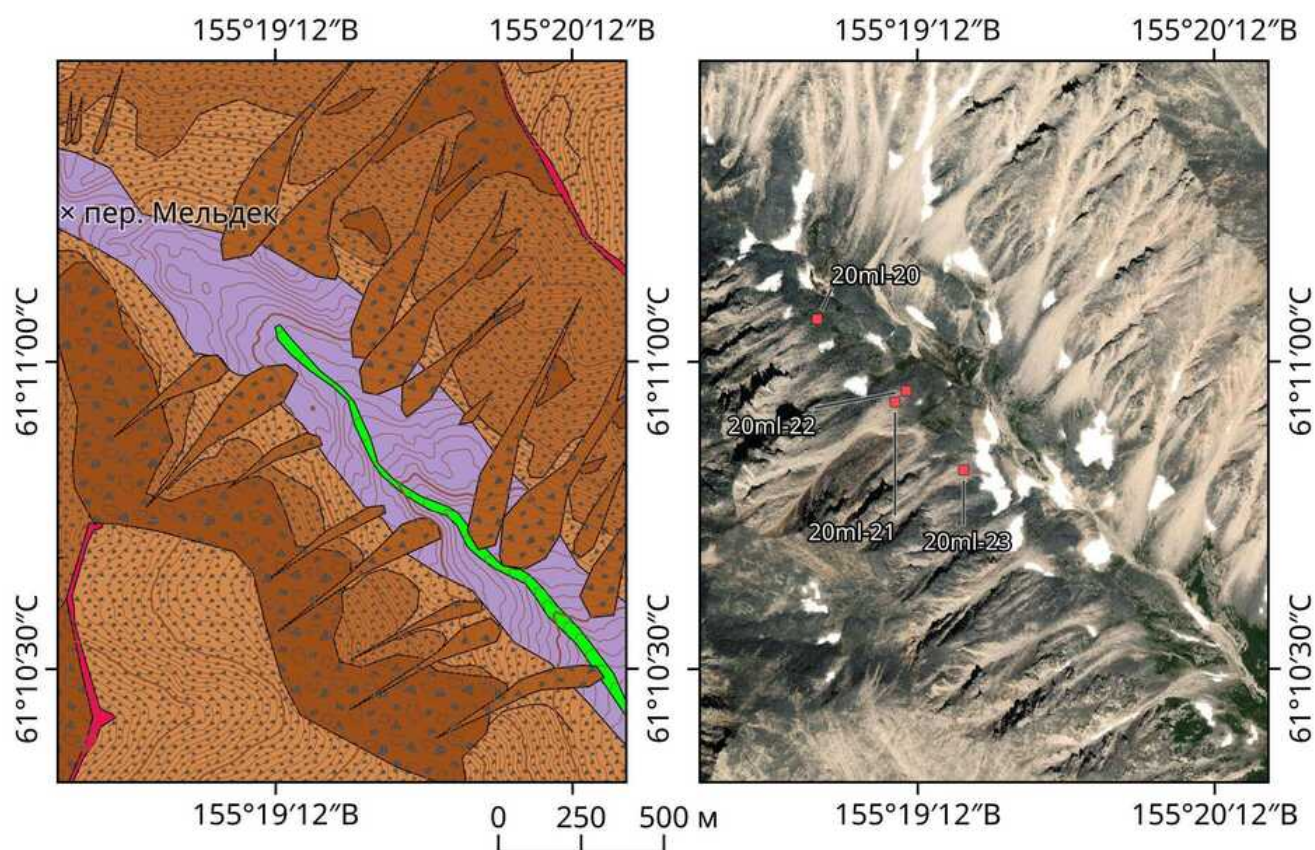
На территории участка распространен среднегорный рельеф (рисунок 4.29). Горные склоны крутые — вздыбленные, почти от основания выходят скальные стенки. Средняя крутизна склонов составляет от 22 до 34°. Высота водораздельных пространств варьирует от 1300 до 1700 м. Гипсометрический уровень днища долины р. Туманы от 880 до 980 м. Глубина расчленённости рельефа колеблется от 150 м (близ перевала) до 600 м.

Геоморфология участка представлена десерпционными склонами крутыми и средней крутизны, вдоль восточного склона обнажаются обрывистые скальные склоны. Склоны вкрест простирания рассечены многочисленными тектоническими трещинами, по которым происходит транзит коллювия. В основании склонов сформированы обвальнo-осыпные конусы выноса. Днище долины р. Туманы (Охотский склон) выполнено основной мореной сартанского возраста (Q_{III}^4), поверхность морены холмистая. Водораздельные пространства узкие и гребневидные, с выходами крутых останцов.

Породы представлены крупнозернистыми гранитами Туманского массива позднемелового возраста.

¹³При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н. Сейсмодислокации и напряженное состояние Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74. — EDN: OEFKXP



Условные обозначения см. на рисунке 4.1, С. 87 и 4.7, С. 98. Космоснимок картографического сервиса ArcGIS World Imagery

Рисунок 4.29 — Геоморфологическая схема и космоснимок осыпей пер. Мельдек

Геоморфология участка представлена десерпционными склонами крутыми и средней крутизны, вдоль восточного склона обнажаются обрывистые скальные склоны. Склоны вкрест простирания рассечены многочисленными тектоническими трещинами, по которым происходит транзит коллювия. В основании склонов сформированы обвальнo-осыпные конусы выноса. Днище долины р. Туманы (Охотский склон) выполнено основной мореной сартанского возраста (Q_{III}^4), поверхность морены холмистая. Водораздельные пространства узкие и гребневидные, с выходами крутых останцов.

Обвальнo-осыпные конусы (т. н. 20ml-20, 21, 22, 23; рисунок 4.29 и 4.30) расположены в правом борту р. Туманы. Они сложены разноразмерным материалом, местами отдельными крупными глыбами (небольшими блоками пород размером больше 3 м в поперечнике). Область питания представлена скальными выходами высотой от 3 до 20 м. Размер конусов варьирует в следующих

диапазонах, в м: длина от 150 до 520, ширина транзитной части от 10 до 40, аккумулятивной от 50 до 120. Угол наклона поверхности осыпей составляет в среднем 20°. Обвальные накопления развиты вдоль борта долины в основании склона, а также на моренных отложениях, от которых отличаются размерностью и отсутствием окатанности у глыб. По гранулометрическому составу обломочный материала делится на, в %: небольшие блоки (>3 м) — 5, глыбы крупные — 35, средние — 30, мелкие — 25, щебень крупный — 5.

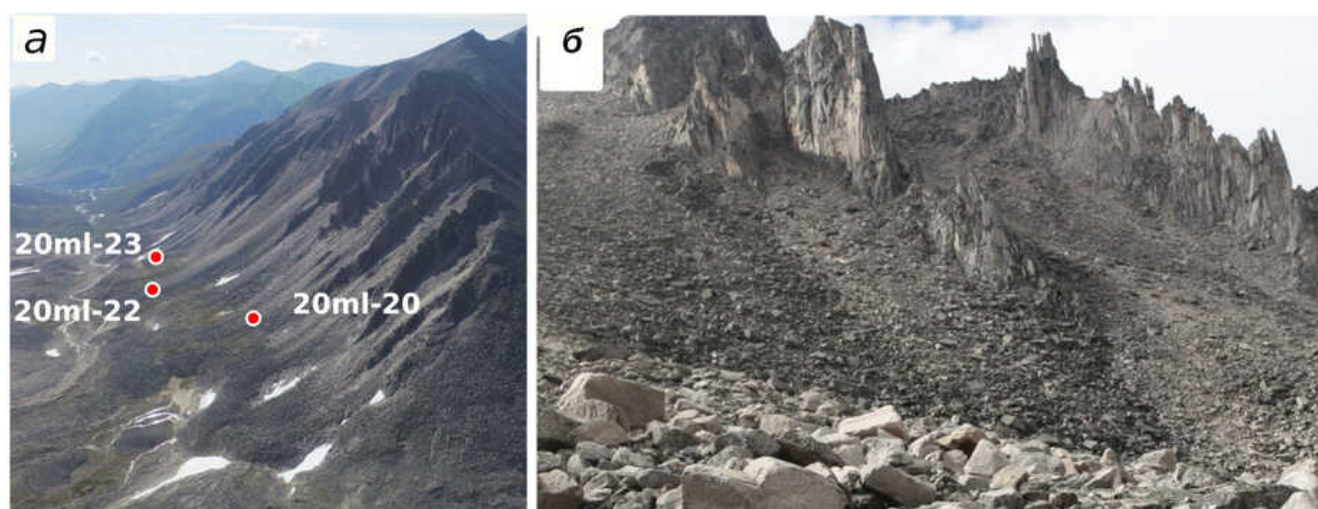


Рисунок 4.30 — Обвальнo-осыпные конусы выноса на участке перевал Мельдек: *a* — снимок с квадрокоптера, *б* — перспективный снимок в т. н. 20ml-22 [Колегов и др., 2025]

Динамика коллювиальных процессов близ пер. Мельдек

На участке были заложены 4 лихенометрические площадки, включая один профиль. Основные показатели времени экспонирования и скорости смещения обломков приведены в таблице 4.9.

Таблица 4.9 — Основные показатели лихенометрического анализа близ перевала Мельдек

Профиль	Площадка	Диаметр таллома, мм	Возраст поверхности, лет	Угол наклона поверхности осыпи, °	Расстояние между т. н., м	Скорость транспортировки, м/год
1	20ml-21	109	256	20	65	0,17
	20ml-22	52	642			
	20ml-20	208	2346	—	—	—
	20ml-23	89	489	—	—	—

Из проведённого лихенометрического анализа следует, что время экспонирования обвально-осыпных накоплений варьирует от 489 до 2346 лет, при этом скорость транспортировки обломочного материала составляет в среднем 0,17 м/год.

Выводы

Таким образом, на основании собранного фактического материала на территории Северного Приохотья и проанализированных лихенометрических данных можно провести сравнительный анализ развития обвально-осыпных форм рельефа в различных геоморфологических обстановках (таблица 4.10).

В эрозионно-денудационном среднегорье на крутых и средней крутизны склонах изучены осыпи с длиной каналов транзита коллювия (300–700 м) и широкими аккумулятивными зонами (до 100 м). При этом осыпи опираются главным образом на поймы и надпойменные террасы. При таких условиях их развитие проходит все стадии эволюции и стремится к профилю равновесия, что находит отражение в скорости транспортировки обломочного чехла (от 0,14 до 1,09 м/год, рр. Дуга, Булум). Осыпи, которые опираются на русла постоянных водотоков, характеризуются выносом обломочного материала, в связи с чем наблюдаются повышенные значения скорости смещения чехла осыпи (1,75 м/год и более, руч. Шток).

При этом на склонах в узких долинах I порядка, в которых расположены временные водотоки, развитие осыпи происходит равномерно со средними показателями скорости смещения (0,3–0,5 м/год). Экспозиция осыпей мало влияет на их динамику.

На крутых склонах гляциального среднегорья (в стенках ледниковых каров или на склонах троговых долин с наличием в основании каменных глетчеров), изученные обвально-осыпные формы имеют длину 150–400 м при ширине основания 15–50 м. Скорость смещения обломочного чехла в них составляет 0,33–0,79 м/год. Они приурочены к северным экспозициям. Тело осыпи в таких обстановках формируется, главным образом, за счёт процессов обваливания и

Таблица 4.10 — Сравнительный анализ обвально-осыпных форм в Северном Приохотье

Участок	Обстановка	Петрография	Гранулометрия	Длина осей, м	Ширина осыпи, м	Крутизна поперечности осыпи, °	Динамический возраст, лет	Скорость транспортировки, м/год
руч. Дуга	Крутые склоны среднегорий	Андезиты	Крупный щебень	200–600	55	21–22	462–858	0,39–1,09
	Крутые склоны среднегорий с каменными глетчерами	Андезиты	Средние глыбы	100–180	30	28–30	261–379	0,33–0,79
руч. Шток	Средней крутизны склоны среднегорий	Граниты	Средний щебень	350–700	100	20–23	248–264	1,75–1,86
	Крутые склоны среднегорий с каменными глетчерами	Андезиты	Средние глыбы	200–300	45	30	549	0,25
руч. Аган	Стенки каров альпийского среднегорья	Риолиты	Крупные глыбы	220–320	30–60	34–36	258	0,73
руч. Ступень	Средней крутизны склоны среднегорий в долинах I порядка	Андезиты	Крупный щебень	300–350	50	22–27	213–287	0,14–0,54

Окончание таблицы 4.10

Участок	Обстановка	Петрография обломков	Грануло- метрия обломков	Длина осыпей, м	Ширина осыпи, м	Крутизна поверх- ности осыпи, °	Динами- ческий возраст, лет	Скорость транспор- тировки, м/год
р. Нанкала	Стенки каров альпийского среднегорья	Гранодиориты	средний щебень	160–400	16–74	23–27	383	0,51
	Средней крутизны склоны среднегорий с каменными глетчерами	Гранодиориты	средние глыбы	500	50	23	467	0,18
р. Дондычан	Крутые стенки скальных сейсмоопасней среднегорий	Андезиты	средние глыбы	50–80	15–30	20–27	314–533	0,08–0,27
	Средней крутизны склоны среднегорий	Риолиты	крупный щебень	260–410	65–110	22–30	264–499	0,44–2,15
оз. Мельдек	Средней крутизны склоны сглаженного среднегорья	Дациты	мелкие глыбы	275	80	23	475	0,35
пер. Мельдек	Крутые склоны альпийского среднегорья	Граниты	крупные глыбы	150–520	50–120	20–25	489–642	0,17

находится в начальной стадии развития. С учётом того, что вынос коллювиального материала замедляется за счёт таяния ледников и стабилизации каменных глетчеров, видимо будет происходить дальнейшее развитие осыпи в сторону достижения ими профиля равновесия.

На склонах среднегорий в областях локальной активизации тектонических процессов наблюдаются различные варианты развития обвальнo-осыпной морфоскульптуры. Так, в областях небольших вертикальных подвижек отмечаются элементы отседания склонов, что приводит к активизации транспортировки коллювия на склонах и в осыпях. Скорость смещения обломочного чехла в таких формах имеет повышенные значения по сравнению с рядом расположенными. Например, в истоках р. Булум скорость смещения в таких осыпях составляет около 2 м/год при среднем значении 0,5 м/год. В других случаях в стенках скальных оползней у основания склонов наблюдаются небольшие осыпи, достигшие уровня равновесия (р. Дондычан). Скорость транспортировки коллювия в таких формах составляет всего 0,08–0,27 м/год.

Литологический контроль скорости смещения приповерхностного слоя осыпей больше зависит от крутизны склона, чем от петрографии пород. На крутых склонах доминирует глыбовая размерность, и чем круче склон, тем больший размер обломков представлен в составе осыпи, и тем ниже скорость смещения их в теле осыпи (0,08–0,35 м/год). На склонах средней крутизны доминирует щебень со средними и повышенными показателями скорости смещения грунта (0,39–1,86 м/год).

Петрографический состав пород меняет свою роль во время развития осыпи. Так, гранитоиды дают больший размер обломков при начальных стадиях формирования формы, но в дальнейшем они быстро разрушаются посредством физического выветривания до дресвы за счёт своей крупнозернистой структуры. Андезитовые породы обладают мелкозернистой, часто скрытокристаллической структурой, что приводит к устойчивости обломков этих пород к физическому выветриванию и разрушению андезитов от глыб до щебня.

В итоге влияние литологического и петрографического факторов при генезе обвально-осыпных форм можно описать следующим образом. На начальных этапах при формировании обломочного чехла, большой размер обломков дают интрузивные породы за счёт их крупнозернистой структуры, чем эффузивные породы. При этом скорость смещения глыбового чехла незначительна из-за большого угла внутреннего трения обломков. Дальнейшее развитие осыпных форм наблюдается в эффузивных и особенно в осадочных (!) породах, где обломки под действием физического выветривания разрушаются до щебнистых разностей, с которыми и коррелируют большие значения скорости смещения обломочного чехла, вследствие уменьшения угла внутреннего трения. Дальнейшее выветривание приводит к образованию дресвяных фракций обломков, которые «цементируют» крупнообломочные разности. При этом основой в интрузивных породах (граниты) служат крутые глыбовые осыпи, а в эффузивных и осадочных породах — щебнистые средней крутизны осыпные тела, достигшие уровня равновесия.

При обобщении лихенометрических данных по скорости транспортировки обломочного материала в одиночных коллювиальных конусах для поверхностного слоя мощностью 20 см получены следующие значения. В зоне транзита обломков — от 0,32 до 2,15 м/год, в аккумулятивной зоне происходит стабилизация потока обломков и скорость снижается до 0,06–0,16 м/год. У осыпей, питающие каменные глетчеры, скорость транспортировки обломков варьирует от 0,18 до 0,79 м/год. Кроме того нами выявлены аномальные показания скорости смещения обломков, что, видимо, вызвано сходом каменных (снежно-каменных) лавин и обновлением ценопопуляции лишайников на поверхности осыпей.

Показатели скорости смещения обломочного чехла имеют следующие градации: 1 — стабильные зоны аккумулятивных частей осыпей — до 0,10 м/год; 2 — зоны стабилизации поверхности — от 1,0 до 0,10 м/год; 3 — активные зоны транспортировки обломков — более 1,0 м/год. Динамический возраст коллю-

виальных конусов варьирует от 213 до 684 лет.

Полученные показатели смещения обломков в приповерхностном слое коллювиальных конусов схожи с результатами, полученными другими исследователями по разным регионам мира. Так, в работе Ченг Зу [1996] для осей перигляциальной зоны центрального Тянь-Шаня скорость транспортировки варьирует от 0,72 до 1,46 м/год. В Северных Андах, по данным 11-летнего инструментального мониторинга [Perez, 1993], скорость смещения чехла осыпи варьирует для щебнистой фракции от 0,1 до 1,0 м/год. Для Колымского региона по десерпционным склонам имеются данные С. М. Говорушко [1986], согласно которым показатели достигают 0,4–0,6 м/год. В материалах Э. Э. Титова [1970; 1971] показатели от 0,02 до 0,20 м/год. Полученные показатели динамического возраста и скорости смещения обломочного чехла в телах осей позволяют оценить изученную нами территорию как область с активно протекающими коллювиальными процессами, при этом у единичных морфоскульптур наблюдается стабилизация поверхности, что, скорее всего, указывает на достижение ими профиля равновесия.

Проведённый сравнительный анализ изученных обвальнo-осыпных форм позволяет сформулировать защищаемое положение.

Для территории Северного Приохотья образование обвальнo-осыпных форм происходит в двух геоморфологических обстановках: 1) в эрозионно-денудационном среднегорье с крутыми и средней крутизны склонами ($> 15^\circ$) с конусами выноса, обладающими широкими диапазонами скорости транспортировки обломков (0,14–1,86 м/год) и динамического возраста их поверхности (264–858 лет); 2) в гляциальном среднегорье каровых пространств с крутыми склонами ($> 25^\circ$), осыпи в которых характеризуются узкими диапазонами скорости транспортировки обломков (0,33–0,79 м/год) и динамического возраста (260–540 лет).

Глава 5. Геопространственный анализ склонов и склоновых процессов в обстановках Северного Приохотья

С помощью геопространственного анализа получена информация по территориальному распределению влияния морозного выветривания, ландшафтных свойств (экспозиции и растительного покрова) склонов и коллювиальных конусов выноса — важных для понимания их современной динамики.

5.1 Морозное выветривание и стебельковый лед¹⁴

Общеизвестно, что стебельковый лед при своей кристаллизации требует элементы «затравки», на которую и будет приходиться давление растущего кристалла. В качестве такой затравки обычно выступают поверхностные слои (зерна) почвы или песчаного грунта. Согласно исследованиям различных авторов [Branson et al., 1992; Ponti et al., 2018; Li et al., 2018], для образования стебелькового льда требуются следующие показатели окружающей среды: температура меньше минус 0,2 °С, влажности воздуха более 80 % или влажность почвенного слоя (содержание воды) более 13 %. В зависимости от условий образования размеры кристаллов льда варьируют от 3 мм до 10 см. Так, в работе [Ponti et al., 2018] общее смещение грунта за год составило от 4 до 108 мм, средние значения варьируют от 29 до 41 мм. В работе [Li et al., 2018] установлено, что при образовании стебелькового льда вынос почвенного материала поверхностным стоком увеличивается в 6 раз.

В частности, немаловажным фактором при выветривании и в динамике раз-

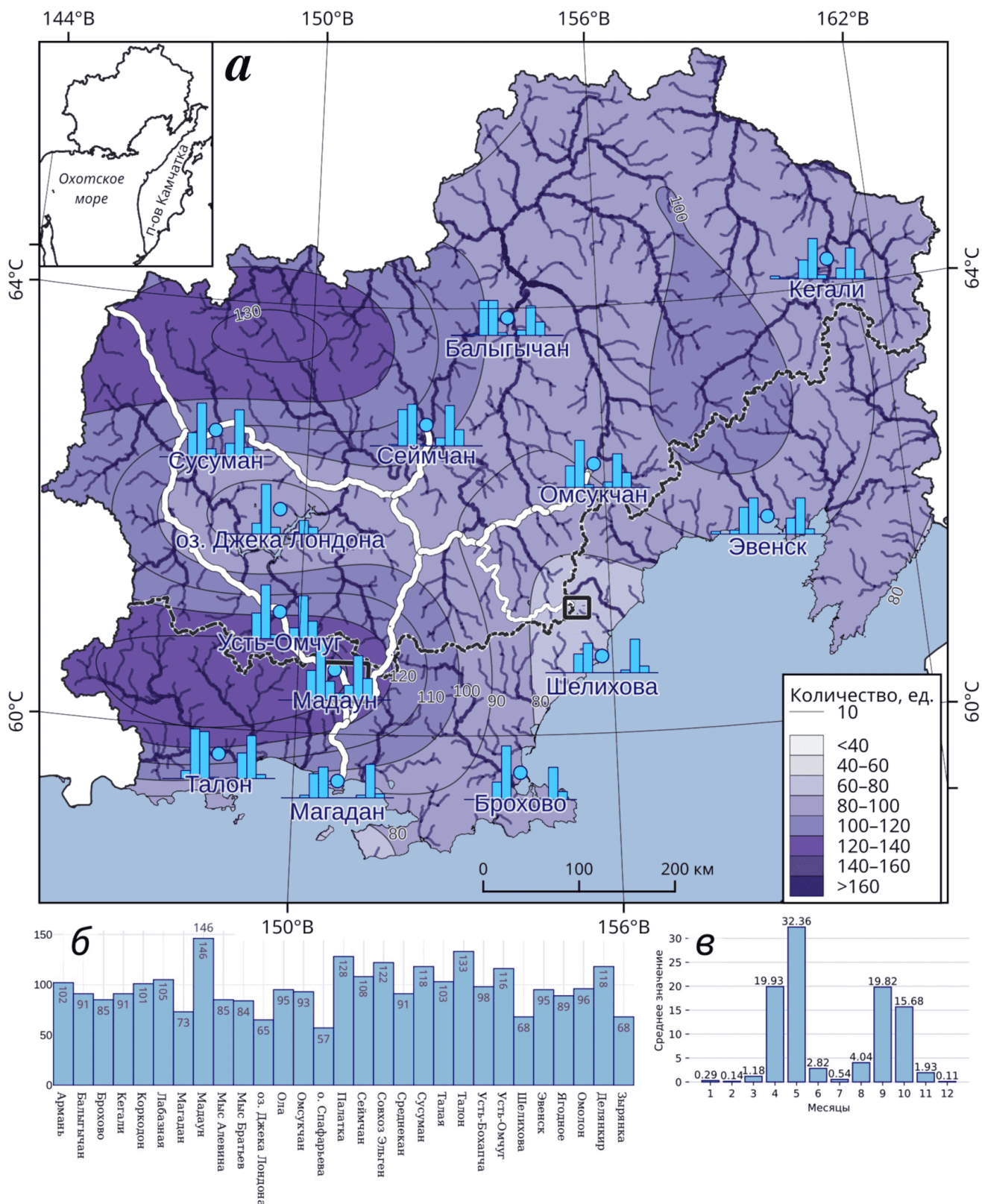
¹⁴При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Моделирование влияния стебелькового льда на склоновый морфолитогенез Северного Приохотья и Охотско-Колымского нагорья на основе климатических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2025. — №3. — С. 42–51. — EDN: QVQTYJ

вития склоновых процессов является переход температуры через 0°C (в данном аспекте подразумеваются оба перехода, как в отрицательную (заморозки), так и в положительную (оттепель) сторону). Суточные колебания температуры через 0°C ведёт к значительным изменениям в верхнем слое почвы. Особенно это заметно весной и осенью, когда происходят множественные переходы за короткий период — чередование процессов замерзания и оттаивания грунта. Увлажнение почвы в «положительный период» и рост стебелькового льда в «отрицательный период» приводит к активизации делювиально-солифлюкционных процессов на пологих склонах. В коренных породах на крутых склонах происходит морозное выветривание посредством замерзания и оттаивания воды в трещинах и порах, что активизирует процессы обваливания и осыпания. В результате чехол рыхлых отложений на склонах начинает медленно перемещаться вниз под действием силы тяжести, воды (льда). Особенно сильно этот эффект проявляется в областях с большим количеством переходов температуры через 0°C .

Для оценки этого фактора было рассчитано количество переходов через 0°C по 51 метеостанции. Интервал замера показателей температуры в среднем составил 3 ч. Собранные данные были осреднены по годам, общее время наблюдения в выборки составило 13 лет (2011–2023 гг.). На основании полученных значений были отстроены: карта количества переходов (рисунок 5.1, *а*), суммарное количество переходов по метеостанции, осреднённое за год (рисунок 5.1, *б*), а также построен график распределения переходов температуры через 0°C по месяцам (рисунок 5.1, *а*, значения осреднены по годам). Наиболее значительное количество переходов, больше 120, наблюдается в северо-западной и южной частях Магаданской области. Орографически эти области приурочены на юге к долине р. Яна, горам Дел-Урэкчэн и южным отрогам Майманджинских гор, на северо-западе к долине р. Таскан, к хребту Чьорго (Черге).

Из приведённых данных можно сделать вывод о том, что заморозки и оттепели главным образом происходят в апреле-мае — 52, и в сентябре-октябре — 35, в среднем по Магаданской области — 99 переходов. При этом в горах Дел-



а — карта количества переходов, гистограммы — данные по месяцам для выбранных метеостанций; **б** — суммарное количество по метеостанциям; **в** — распределение количества переходов по месяцам (среднённое значение по 29 метеостанциям); штрих-пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел. Карта построена автором по данным [Справочно-информационный..., 2004]. Выборка: 51 метеостанция, период 3-часовых наблюдений в 2011–2023 гг.

Рисунок 5.1 — Количество переходов температуры через 0°C для территории Магаданской области

Урэкчэн (метеостанция Мадаун) зарегистрировано 67 в апреле-мае и 49 в сентябре-октябре, а в летний период — 30 случаев, при общем количестве — 146 переходов.

Согласно полученным данным можно говорить о том, что образование новых обломков посредством морозного выветривания для обвальнo-осыпных отложений (отрыв от коренных выходов) происходит весной и осенью. В обоих случаях они смещаются по снежному покрову (весной — ещё не растаявшему, а осенью — уже появившемуся). Образование новых обломков в ложе коренного склона значительно усиливается вследствие чередующихся циклов замерзания и оттаивания воды в трещинах и порах горных пород, повышая интенсивность их перемещения по склону, а это в значительной степени влияет на динамику и характер обвальнo-осыпных процессов в представленном регионе.

Основываясь на вышеописанных материалах, мы провели предварительную оценку длины смещения склоновых отложений приповерхностного слоя для Магаданской области. В качестве исходных материалов мы взяли данные по термическому режиму и распределению годичных осадков, а также данные стационарных мониторингов по скорости смещения солифлюкционных грунтов приведенных в работе [Суходровский, 1979].

Основная идея заключена в расчёте скорости смещения грунта в зависимости от крутизны склонов и коэффициента выпадения осадков, при условии формирования стебелькового льда. Анализируя данные скорости смещения грунтов [Суходровский, 1979], как в сухом, так и влажном состоянии, мы построили график распределения скорости транспортировки обломочного материала от угла наклона поверхности склона при двух категориях влажности грунта (рисунок 5.2).

Так, в первом приближении мы можем описать изменение вышеназванных параметров с помощью линейного уравнения $f(x) = kx + b$, где x — тангенс угла наклона поверхности склона, k — коэффициент выпадения осадков (угол наклона прямой на графике), а b — величина «первичного» смещения за счёт

формирования стебелькового льда (начальная годовая скорость).

Расчёт коэффициента выпадения осадков должен определять угол наклона прямой на рисунке 5.2 и находиться в поле, образованном прямыми сухого и увлажненного грунтов. В связи с этим коэффициент принимает следующий вид (рассчитан математически по области построения диаграммы): $k = (190 + 55 \cdot P_{\text{norm}})$, где P_{norm} — нормализованное значение выпадения осадков для изучаемой территории.

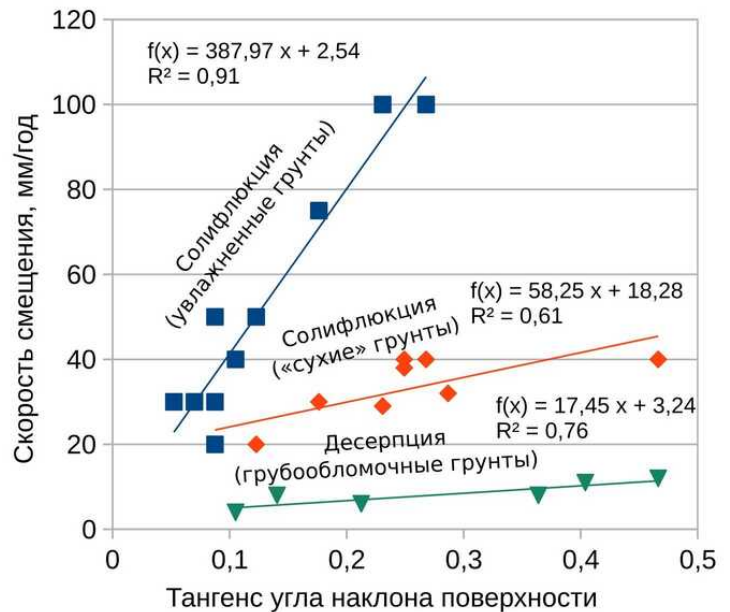


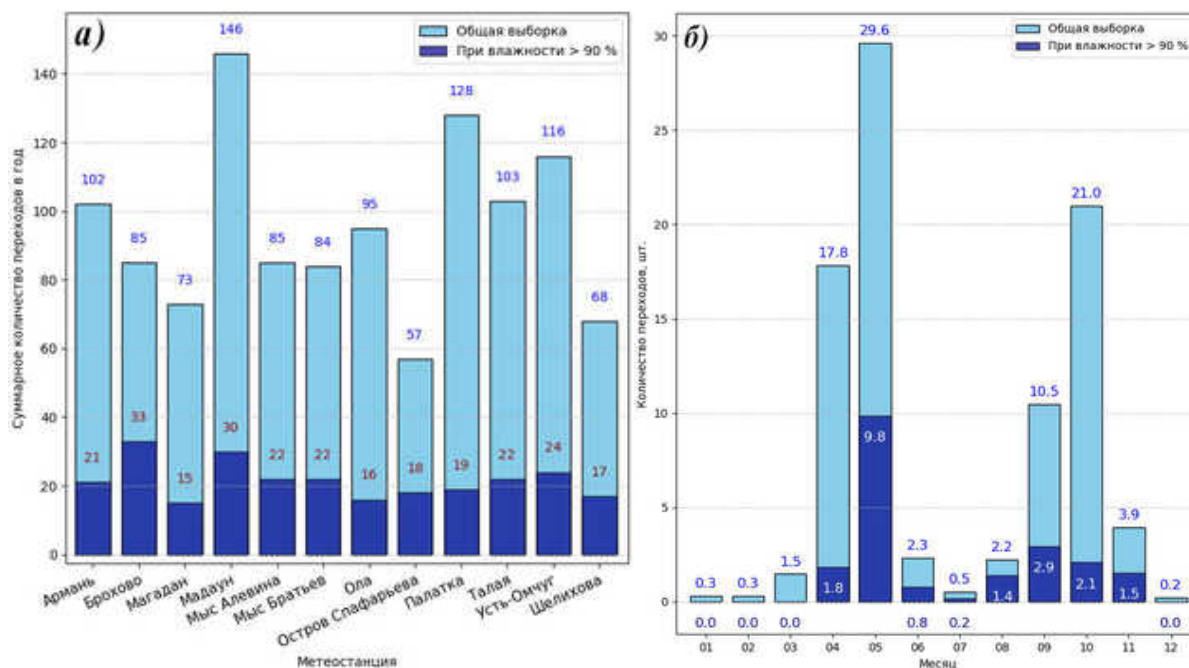
Рисунок 5.2 — Зависимость скорости смещения грунтов от тангенса угла крутизны склона [Колегов, 2025]

Нормализованное значение выпадения осадков рассчитано по формуле:

$P_{\text{norm}} = (P - \mu) / \sigma$, где P — среднегодовое количество осадков в заданной области; μ — среднее значение осадков для территории; σ — стандартное отклонение осадков от среднего.

Анализ суточного термического режима для периода 2011–2023 гг. позволил рассчитать не только количество переходов (T_{trans}) через 0°C (см. рисунок 5.1, С. 146), но и количество случаев, удовлетворяющих условиям образования стебелькового льда (рисунок 5.3), при влажности больше 90 %.

При этом максимум этих случаев приходится на весну (50 % случаев) и в меньшей степени на осень (25 %). На летний период приходится чуть больше 10 % случаев. Величина b — «первичное» смещение за счёт образования стебелькового льда, определялась количеством переходов температуры через 0°C при влажности (H) больше 90 %. Апостериорная вероятность события составила: $P(T = 0 | H > 90) \approx 0,25$. Для дальнейших расчётов нами принимаются минимальные размеры образования стебелькового льда, равные 2 мм за один цикл. Следует учитывать, что рост стебелькового льда происходит по нормали к по-



Условные обозначения: а) осреднённые годовые данные; б) осреднённые месячные данные. Голубое — количество переходов температуры через 0°C, синее — количество случаев, удовлетворяющих условию образованию стебелькового льда. Гистограмма построена автором по данным [Справочно-информационный..., 2004]. Выборка: 12 метеостанций, 3-часовые наблюдения за 2011–2023 гг.

Рисунок 5.3 — Гистограммы количества переходов температуры через 0°C для территории Северного Приохотья [Колегов, 2025]

верхности склона, следовательно, чтобы получить итоговое значение смещения грунта, требуется умножить результат на тангенс угла наклона поверхности склона (x). Итоговый коэффициент: $b = 2 \cdot (0.25 \cdot T_{\text{trans}}) \cdot x$.

Из вышеприведённых расчётов мы можем оценить скорость смещения поверхностного песчаного грунта в зависимости от крутизны склона, количества осадков и случаев образования стебелькового льда следующей линейной регрессией:

$$f(x) \sim (190 + 55 \cdot P_{\text{norm}}) \cdot x + 2 \cdot (0,25 \cdot T_{\text{trans}}) \cdot x,$$

где x — тангенс угла наклона поверхности склона; P_{norm} — значение среднегодовых, максимальных и минимальных годовых осадков; T_{trans} — количество переходов через 0°C; размер образовавшихся кристаллов льда приравнивается к 2 мм за цикл.

Уравнение линейной регрессии для расчёта скорости смещения грубообломочных грунтов принимается то, которое получено в результате аппроксимации на рисунке 5.2: $f(x) \sim 17,45 \cdot x + 3,24$.

Для построения первичной региональной схемы смещения грунта под действием стебелькового льда (рисунок 5.4) нами использована цифровая модель рельефа Copernicus DEM [2024], а также карта нормализованного разностного индекса вегетации для оконтуривания области расчёта грубообломочных грунтов (свободные от растительности склоны; тайл GN_eVSH_NDVI.2023.192-201.1 KM.VI_NDVI.001.2023206041909, спутник SUOMI NPP (VIIRS)). Установлены следующие величины смещения грунта за счёт образования стебелькового льда в зависимости от занимаемой площади, в %: < 5 мм/год — 39,4, 5–15 мм/год — 9,6, 15–25 мм/год — 2,5, 25–50 мм/год — 12,0, 50–100 мм/год — 20,8, > 100 мм/год — 15,7.

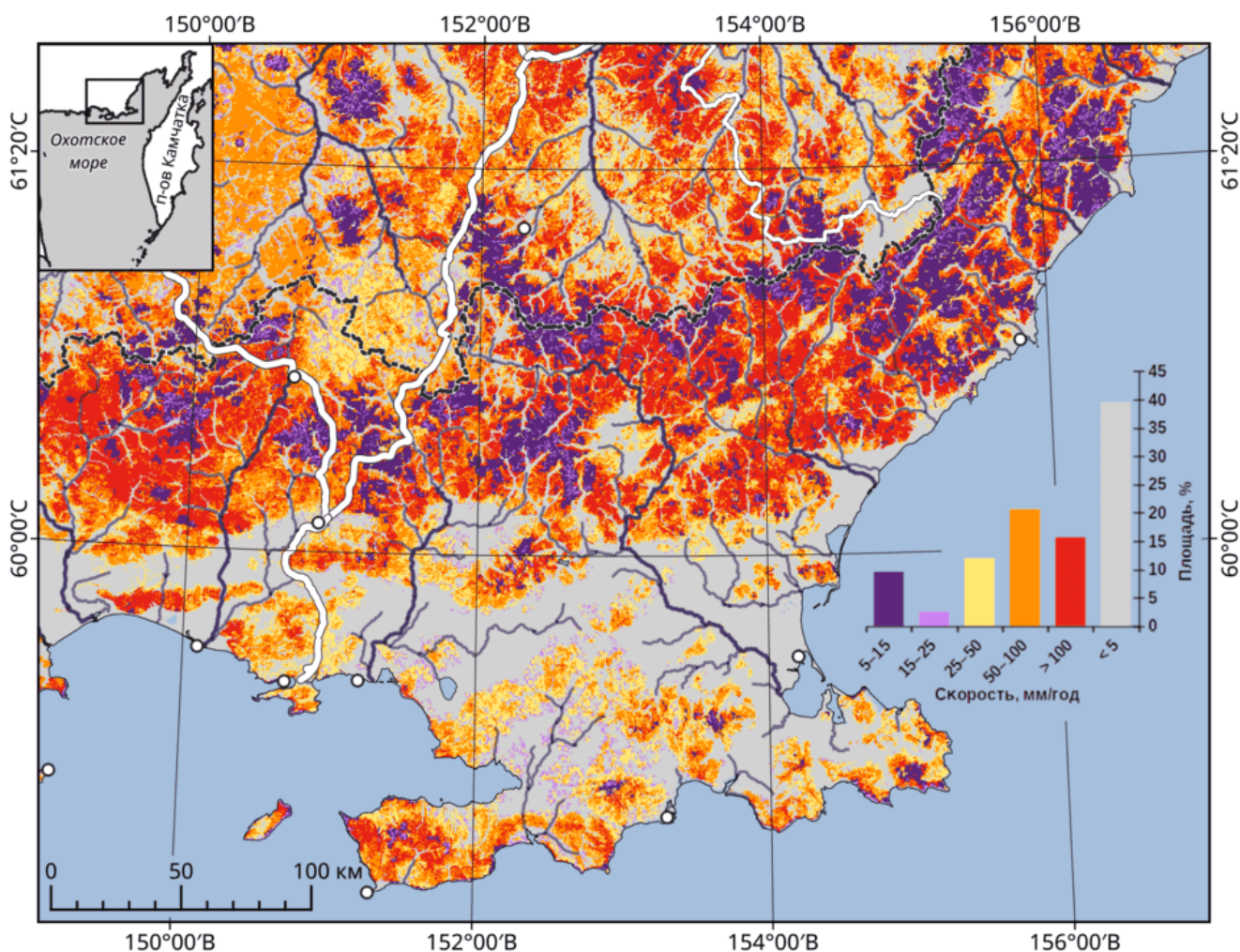
Обобщая полученную информацию по климатическому влиянию на склоновые процессы, сделаем следующие выводы:

1) результаты моделирования позволили количественно оценить влияние климатических факторов, и в частности стебелькового льда, на процессы склонового морфолитогенеза в Северном Приохотье и части Охотско-Колымского нагорья. Установлено, что стебельковый лёд выступает ключевым агентом мобилизации и транспортировки грунтов на склонах;

2) анализ климатических данных (2011–2023 гг.) выявил специфический термический режим Северного Приохотья и части Охотско-Колымского нагорья, создающий благоприятные условия для формирования стебелькового льда;

3) исследование сезонной динамики термического режима показало, что морозное выветривание наиболее активно в весенне-осенний период: на апрель-май приходится 56 % от общего числа переходов температуры через 0°C, на сентябрь-октябрь — 31 %. Именно в эти интервалы наблюдаются условия, максимально способствующие формированию стебелькового льда и увеличению поступления обломочного материала на склоны за счёт интенсификации процессов морозного выветривания;

4) региональная схема смещения грунтов под действием стебелькового льда свидетельствует, что около 50 % территории Северного Приохотья и части Охот-



Условные обозначения. Пунктирная линия — Охотско-Колымский водораздел. На верхней врезке — положение региона исследования, на нижней — процентное соотношение занимаемой площади и скорости транспортировки грунта (в мм/год, цвета совпадают со схемой)

Рисунок 5.4 — Схема скорости смещения грунта с учетом влияния стебелькового льда для Северного Приохотья и части Охотско-Колымского нагорья [Колегов, 2025]

ско-Колымского нагорья характеризуется средней скоростью смещения грунтов, превышающей 25 мм/год.

5.2 Склоны и растительность¹⁵

Для дешифрирования территории и построения ландшафтной схемы типов склонов и их активности использовались методы машинного обучения доступные в программной среде Orfeo ToolBox (ОТВ) [2012], разработанной Центром

¹⁵При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Колегов П. П. Применение методов машинного обучения для классификации склонов по космическим снимкам на примере некоторых районов Северного Приохотья // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2023. — № 4. — С. 62–71. — EDN: UJJMCK

научно-технических исследований и разработок в области аэрокосмических технологий (CNES), которая также доступна как дополнительный модуль в QGIS. ОТВ обеспечивает точную и эффективную классификацию форм рельефа, что делает его очень актуальным инструментом для исследователей, работающих с космическими снимками.

Преимуществом ОТВ является его способность работать с большим объёмом данных и применять множество различных алгоритмов машинного обучения для повышения точности классификации. Это позволяет исследователям быстро и эффективно анализировать поверхность Земли и получать более точные результаты. ОТВ использует алгоритмы машинного обучения, такие как SVM (метод опорных векторов), RandomForest (случайный лес) и Boosting (бустинг), для классификации объектов на космических снимках. В работе применён метод k-ближайших соседей (KNN), в котором искомому объекту присваиваются веса различных эталонных классов, наиболее близких к нему. Эталонные классы задаются заранее и разделяются на наборы для обучения и тестирования, в пропорции 70 и 30 %.

В качестве основных источников изображений мы использовали спектральные снимки (характеристики приведены на С. 29) и рассчитанные из них композиты NDVI и EVI, ЦМР ArcticDEM, модели крутизны склонов и водотоков получены из ЦМР, дорожная сеть (экспортированная из открытого источника с сайта openstreetmap.org). Полученные изображения сводились в один композитный снимок, который и анализировался ОТВ.

В качестве заданных эталонных объектов, в виде векторного полигонального слоя, для тренинга модели машинного обучения и последующей классификации использовались следующие типы: 1) реки и озёра; 2) дороги; растительный покров: 3) луга, 4) деревья (главным образом лиственница), 5) кустарники (главным образом стланик), 6) мохово-лишайниковый покров; открытые от растительности склоны: 7) пологие, 8) средней крутизны, 9) крутые; 10) активные склоны (по светлому фототону), 11) участки с тенью.

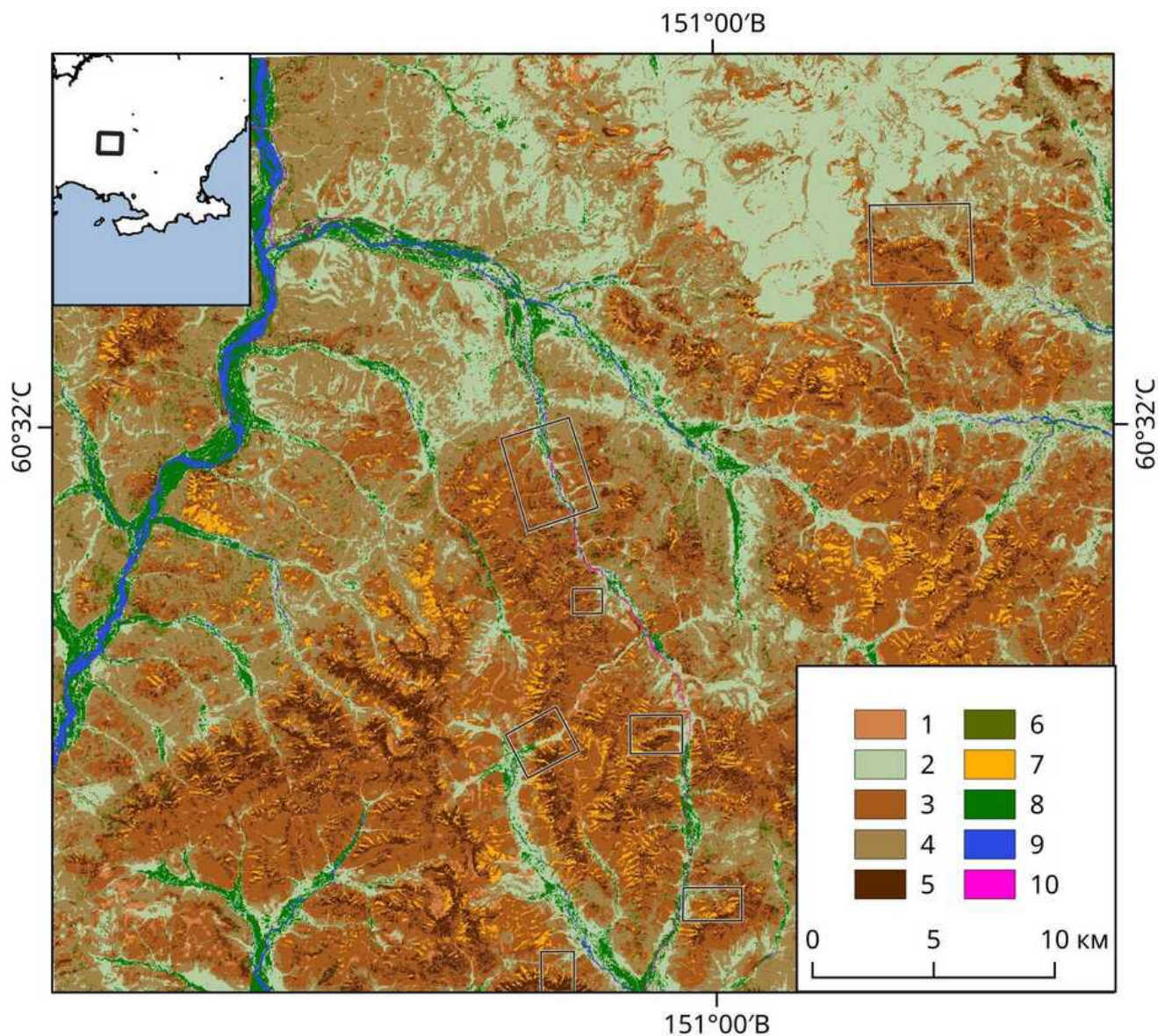
Полученная схема поверхности подверглась реклассификации на следующие типы по правилам. *Долины* — все задернованные типы поверхности, а также крутизна меньше 5° и абсолютная высота меньше 900 м (для района гор Дел-Урэкчэн) и 400 м (для района Туманского хребта); *пологие склоны задернованные* — все задернованные поверхности с крутизной от 5 до 15° ; *средней крутизны склоны задернованные* — то же, с крутизной от 15 до 35° ; *крутые задернованные склоны* — то же, с крутизной больше 35° ; *открытые от растительности склоны* подразделялись по крутизне на пологие, средней и крутые согласно углу наклона, также в эти классы включены теневые участки; *активные склоны* — ранее классифицированные активные склоны с крутизной более 15° , а также включающие площадь дешифрированных осыпей, в противном случае присвоить класс пологих склонов; перенос без изменений классов *рек и дорог*.

Согласно модели автоматической дешифрации склонов для районов исследования построены две схемы (рисунок 5.5 и 5.6) и таблица 5.1.

Таблица 5.1 — Соотношение типов склонов по районам исследования, в %

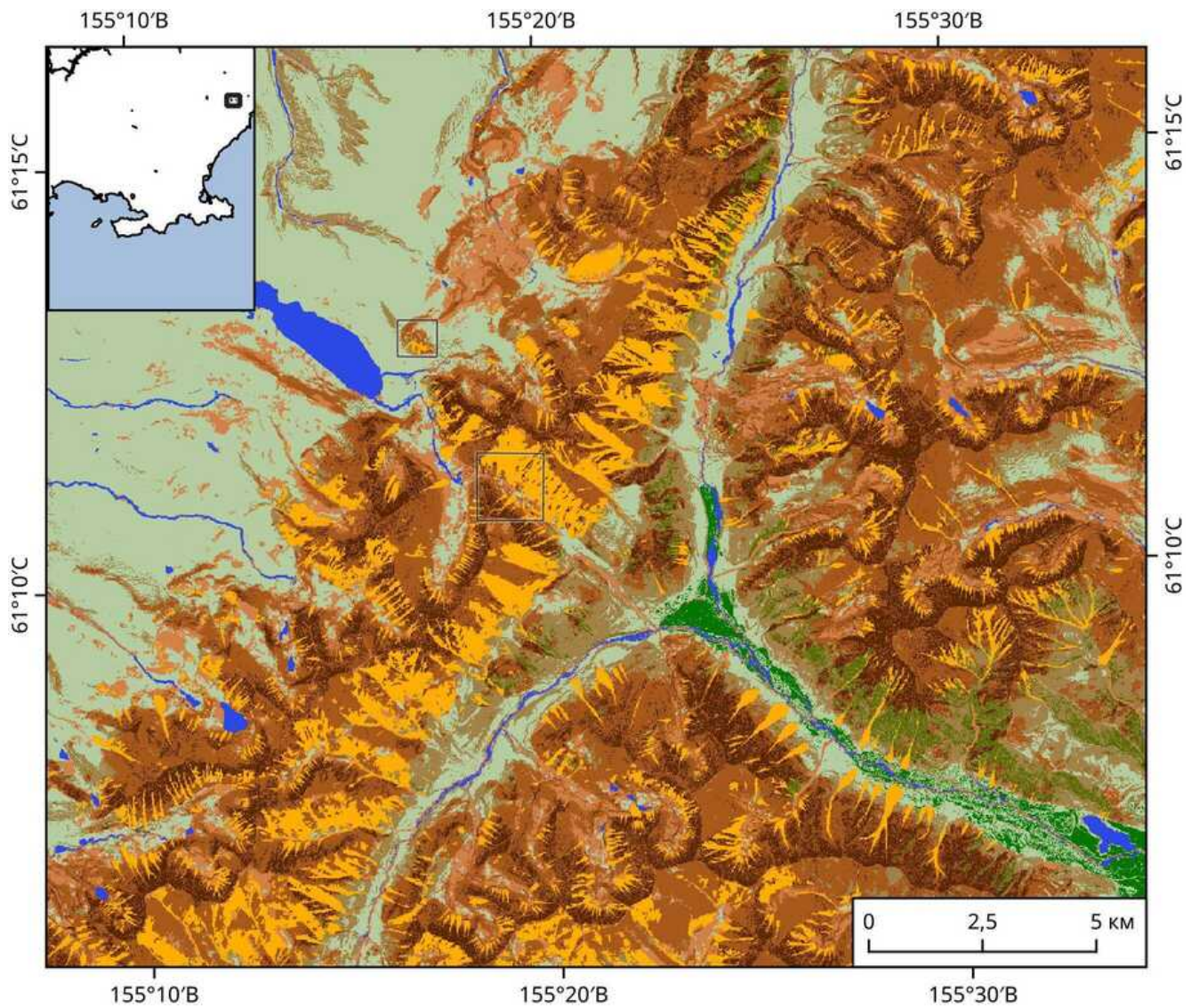
Тип склонов Район	Реки и озёра	Доли- ны	Пологие		Средней крутизны		Крутые		Актив- ные
			задерн.	откр.	задерн.	откр.	задерн.	откр.	
Горы Дел-Урэкчэн	1,0	4,0	19,9	1,8	31,5	30,6	1,8	6,2	3,2
Туманский хребет	1,6	1,1	27,6	8,8	11,0	28,2	1,7	10,6	9,4

Анализ площадного распространения разных типов склонов. В горах Дел-Урэкчэн можно отметить, что половина района исследования приходится на область, покрытую растительностью, пространственно эта область, главным образом, затрагивает левобережье р. Армань, где распространены склоны с высотами меньше 1000 м. Доля площади, не закреплённой растительностью и являющейся областью протекания склоновых процессов, оценивается в 47,5 %, при этом на активные склоны приходится чуть больше 3 % территории района.



Условные обозначения: пологие склоны открытые (1) и покрытые растительностью (2), склоны средней крутизны открытые (3) и покрытые растительностью (4), крутые склоны открытые (5) и покрытые растительностью (6), активные склоны (7), долины (8), реки и озёра (9) и дороги (10), чёрные прямоугольники — ключевые участки. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 5.5 — Схема распределения растительного покрова гор Дел-Урэкчэн (построена на основе модели автоматической дешифрации склонов)



Условные обозначения см. на рисунке 5.5, С. 154

Рисунок 5.6 — Схема распределения растительного покрова района Туманского хребта (построена на основе модели автоматической дешифрации склонов)

В Туманском хребте наблюдается другая картина: поверхность склонов с произрастающей растительностью составляет всего 41,4%, тогда как к свободным от почвенного слоя относится 57%, а активные склоны составляют 9,4% от общей поверхности территории. Пространственно растительность приурочена, главным образом, к Верхне-Купкинской впадине, где она произрастает на пологих склонах.

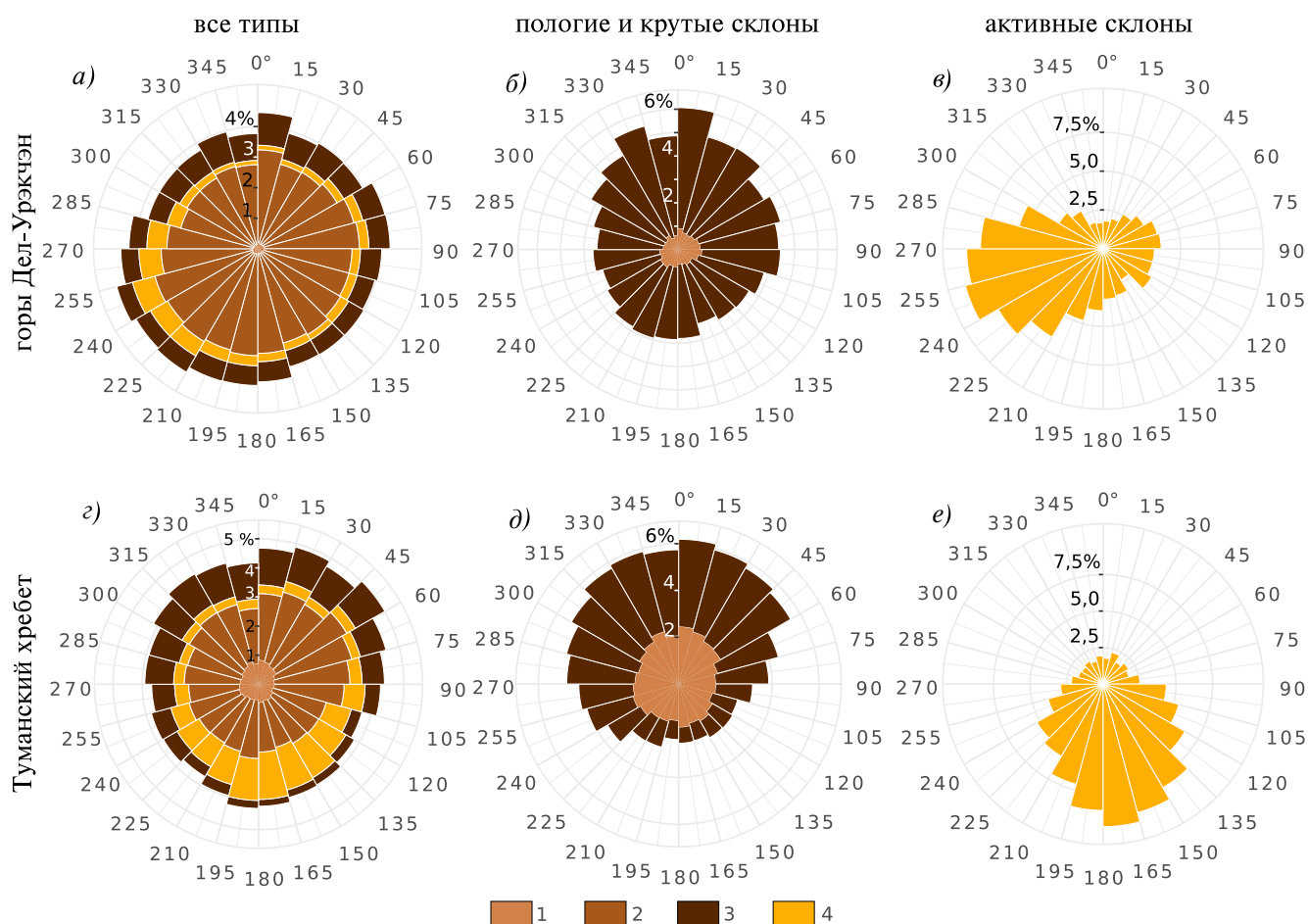
Полученные данные позволяют сделать вывод о более интенсивных склоновых процессах в районе Туманского хребта, о чём свидетельствует большая доля активных и крутых склонов. В Туманском хребте наибольшую долю площа-

ди занимают открытые склоны и особенно активные склоны (9,4 % против 3,2 % в горах Дел-Урэкчэн), что свидетельствует о высокой морфодинамической активности в этом регионе. Эта активность, по-видимому, обусловлена новейшими тектоническими движениями вдоль Ланково-Омолонской зоны разломов, которые создают благоприятные условия для развития склоновых процессов. В то же время район гор Дел-Урэкчэн характеризуется более стабильными, задернованными склонами средней крутизны (суммарно 62,1 % задернованных склонов против 38,7 % в Туманском хребте), что указывает на более зрелые геоморфологические формы и относительную тектоническую стабильность района. При этом на долю коллювиальных конусов выноса приходится 20,1 % площади активных склонов для гор Дел-Урэкчэн и 27,3 % для Туманского хребта.

Экспозиция склонов. Построенные розы-диаграммы показывают свободные от растительности склоны для двух районов: горы Дел-Урэкчэн (рисунок 5.7,а) и Туманский хребет (рисунок 5.7,а), а также отдельно отображена экспозиция пологих и крутых склонов (рисунок 5.7,б,д,е), активных склонов (рисунок 5.7,в,е).

Исходя из построенных диаграмм, можно сделать следующие выводы: а) пологие склоны в основном имеют равнозначное распространение по сторонам света в двух районах; б) склоны средней крутизны в основном также развиты равномерно, но имеются некоторые доминирующие направления в Туманском хребте (северо-восточные румбы); в) крутые склоны в горах Дел-Урэкчэн имеют равномерное распределение с небольшим акцентом на север, в Туманском хребте доминируют крутые склоны северных направлений, в связи с тем, что здесь они формируют стенки каров.

Активные склоны имеют другую ориентировку относительно остальных типов. Так, в горах Дел-Урэкчэн они, главным образом, распространены в азимутах 225–285°, а в Туманском хребте — 150–210°. Исходя из представленных роз-диаграмм, можно заметить, что большая часть активных склоны приурочена к юго-западным экспозициям рельефа. Это может быть связано с тем, что



Условные обозначения: 1 — пологие склоны; 2 — средней крутизны; 3 — крутые склоны; 4 — активные склоны. Районы: горы Дел-Урэкчэн (а, б, в) и Туманский хребет (з, д, е)

Рисунок 5.7 — Экспозиция открытых склонов разных типов по районам исследования

представленные направления получают больше солнечного излучения, способствуя быстрому таянию снега и льда, а также интенсивности физического и химического выветривания, что может приводить к более интенсивному перемещению обломочного материала и образованию активных склонов.

5.3 Географическое распределение обвально-осыпных форм

В ходе дешифрирования осыпных форм рельефа в выбранных районах исследования было выделено 4390 морфоскульптур, из них собственно коллювиальных конусов выноса — 3902 шт., в том числе в горах Дел-Урэкчэн — 2757 шт., в Туманском хребте — 1145 шт. Согласно предложенной классификации по крупности форм осыпей выборка состоит из малых — 3483 и крупных — 419 шт. К геоморфологическим обстановкам среднегорий приурочено следую-

щее количество осыпей: гляциальное — 1551, эрозионно-денудационное — 2351 шт. Отнесение форм к видам среднегорий определялось относительно степени переработки рельефа, склономоделирующими процессами относительно рельефа, сформированного в последнюю эпоху оледенения (Сартанскую, Q_{III}^4) по космическим снимкам и цифровой модели рельефа ArcticDEM. При этом процентное отношение осыпей, отнесенных к гляциальному среднегорью, в горах Дел-Урэкчэн составляет 22,7% от выделенных в районе форм, а в Туманском хребте — 80,6%.

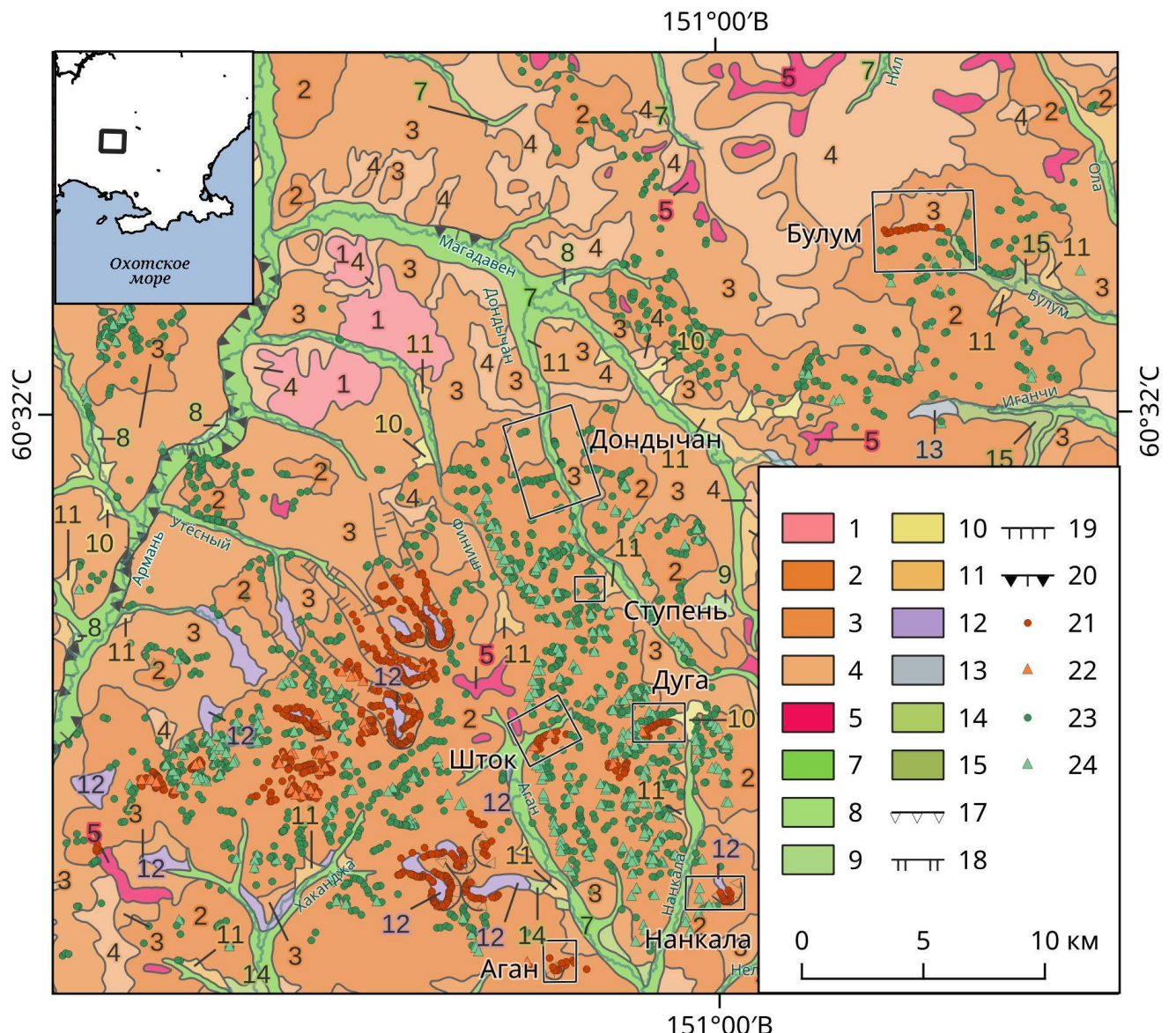
Пространственное положение форм на геоморфологических схемах в зависимости от крупности форм и приуроченности к выделяемым видам среднегорий показано на рисунках 5.8 и 5.9 (С. 159, 160).

Экспозиция коллювиальных конусов. Анализ экспозиции коллювиальных конусов выноса в зависимости от приуроченности к геоморфологическим обстановкам (рисунок 5.10, С. 161) показал следующие особенности в их распределении.

Общая экспозиция осыпей имеет незначительное доминирование в западных и северных направлениях, при этом крупные формы главным образом приурочены к направлению запад — восток, с акцентом на запад.

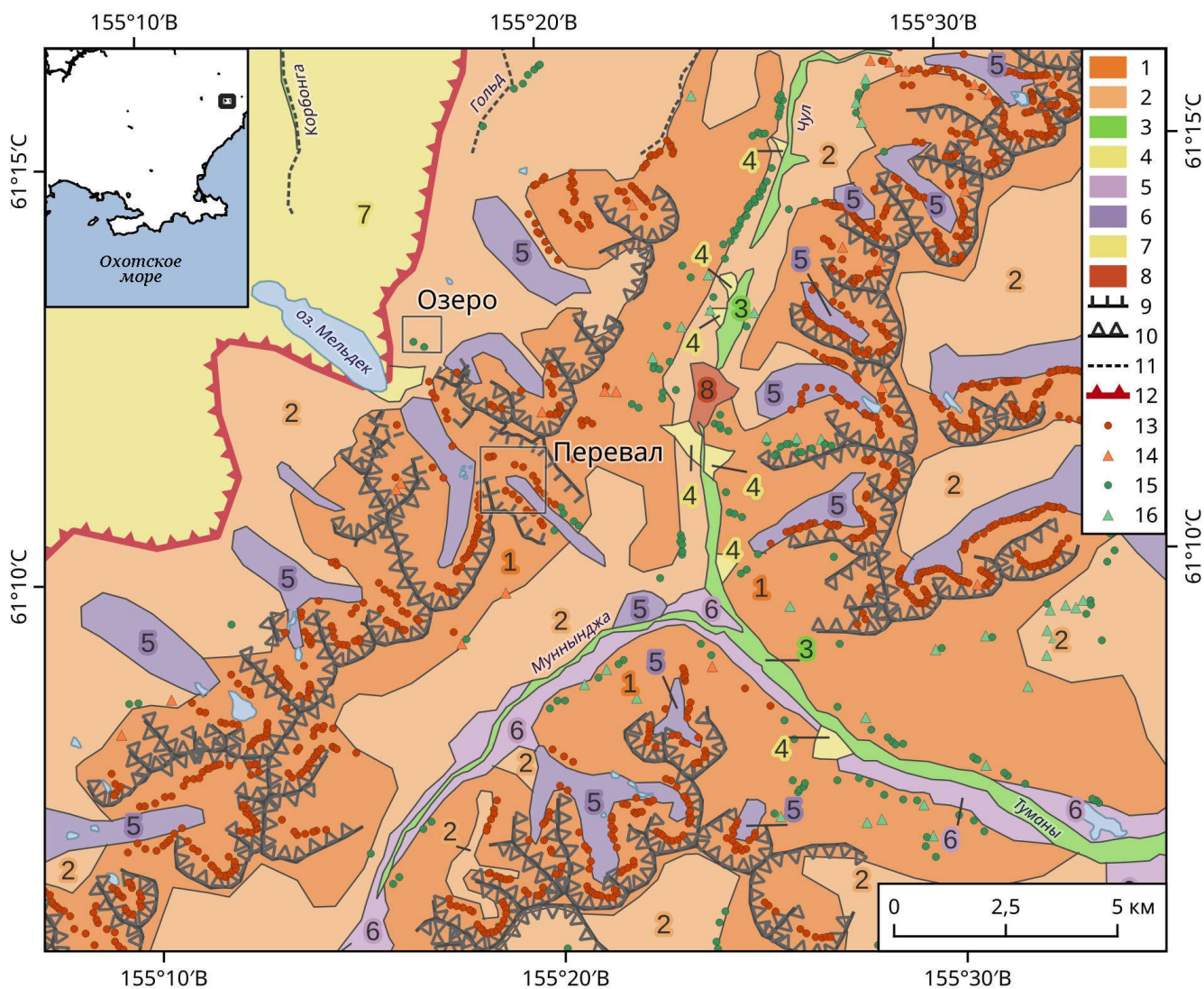
Экспозиция осыпей в гляциальном среднегорье обладает явной корреляцией с экспозицией каровых пространств. Так, в этой обстановке доминируют направления от западных к северо-восточным ($255-60^\circ$), с акцентами на борта троговых долин (западные направления) и стенки каров (северные экспозиции). При этом для крупных форм не выявлена какая-либо закономерность по экспозициям.

Экспозиция осыпей в эрозионно-денудационном среднегорье приурочена главным образом к южным румбам — запад, юг и восток. Большая часть приурочена к экспозиции $180-285^\circ$, что можно объяснить влиянием солнечной инсоляции, которая придает большую динамику развития осыпям, в том числе за счёт таяния многолетнемёрзлых пород, которые распространены в регионе.



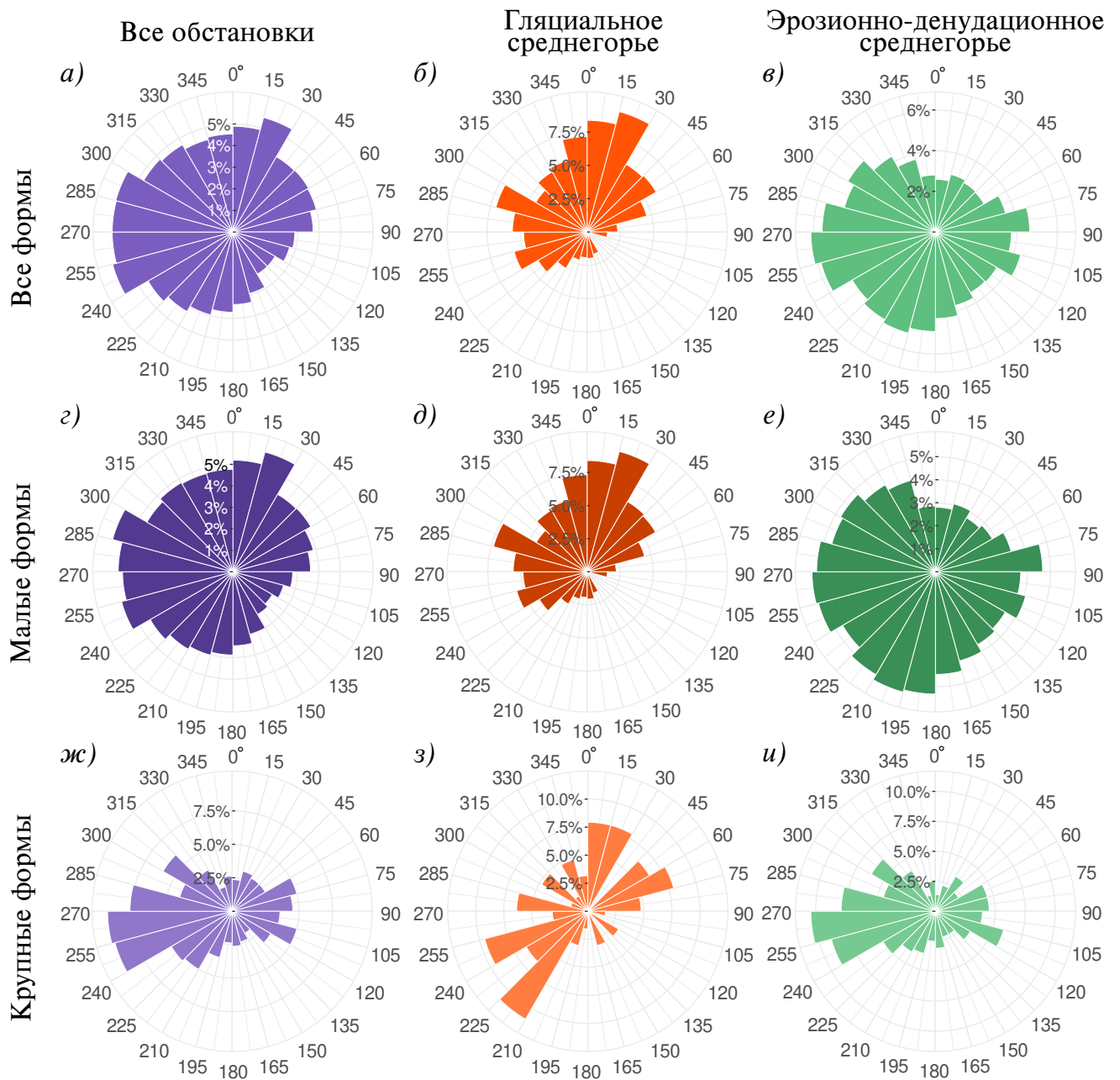
Условные обозначения (нумерация 1–20 по [Государственная..., 2001]). Структурно-денудационный рельеф: 1 – склоны среднегорья средней крутизны, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород (N_2-Q_H). Денудационный рельеф: 2 – склоны среднегорья крутые (Q_{III-H}); 3 – склоны среднегорья, редко – низкогорья средней крутизны (Q_{III-H}); 4 – склоны низкогорья пологие (Q_{III-H}); 5 – поверхности выравнивания (N_2). Аккумулятивный рельеф: 7 – поверхность пойм и первой надпойменной террасы (Q_H); 8 – поверхность аллювиальной террасы высотой 8–15 м (Q_{III-H}); 9 – реликты поверхности террасы высотой до 200 м (Q_{III}^3); 10 – поверхность аллювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса (Q_H); 11 – поверхность делювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса (Q_{III-H}); 12 – холмистый рельеф каровых, конечных, боковых и донных морен сартанского возраста (Q_{III}^4); 13 – холмисто-западный рельеф основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2); 14 – флювиогляциальные равнины сартанского возраста (Q_{III}^4); 15 – флювиогляциальные равнины зырянского возраста (Q_{III}^2). Формы и элементы рельефа: 17 – цирки; 18 – троговые долины; 19 – уступы речных террас; 20 – участки интенсивной боковой эрозии. Коллювиальные конусы гляциального среднегорья: 21 – малые, 22 – крупные; эрозионно-денудационного среднегорья: 23 – малые, 24 – крупные. Чёрный прямоугольник – участки исследования. На врезке – положение района исследования в регионе

Рисунок 5.8 – Пространственное положение осыпных форм в горах Дел-Урэкчэн [Государственная..., 2001, с изменениями]



Условные обозначения. *Денудационный рельеф*: 1 — склоны среднегорья крутые (Q_{III-H}); 2 — склоны среднегорья, редко — низкогогорья средней крутизны (Q_{III-H}). *Аккумулятивный рельеф*: 3 — поверхность пойм и первой надпойменной террасы (Q_H); 4 — поверхность коллювиальных и коллювиально-пролювиальных конусов выноса и шлефов (Q_{III-H}); 5 — холмистый рельеф каровых, конечных, боковых и донных морен сартанского возраста (Q_{III}^4); 6 — холмисто-западинный рельеф основной морены зырянского возраста (Q_{III}^2); 7 — флювиогляциальные равнины зырянского возраста (Q_{III}^2), выполненные на отложениях неогенового возраста; 8 — западно-бугристая поверхность сейсмообвальных накоплений Чульской дислокации. *Формы и элементы рельефа*: 9 — скалистые зубчатые склоны; 10 — цирки; 11 — участки интенсивной донной эрозии; 12 — граница Верхне-Купкинской межгорной впадины. Коллювиальные конусы гляциального среднегорья: 13 — малые, 14 — крупные; эрозионно-денудационного среднегорья: 15 — малые, 16 — крупные. Чёрный прямоугольник — участок исследования. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 5.9 — Пространственное положение осыпных форм в центральной части Туманского хребта



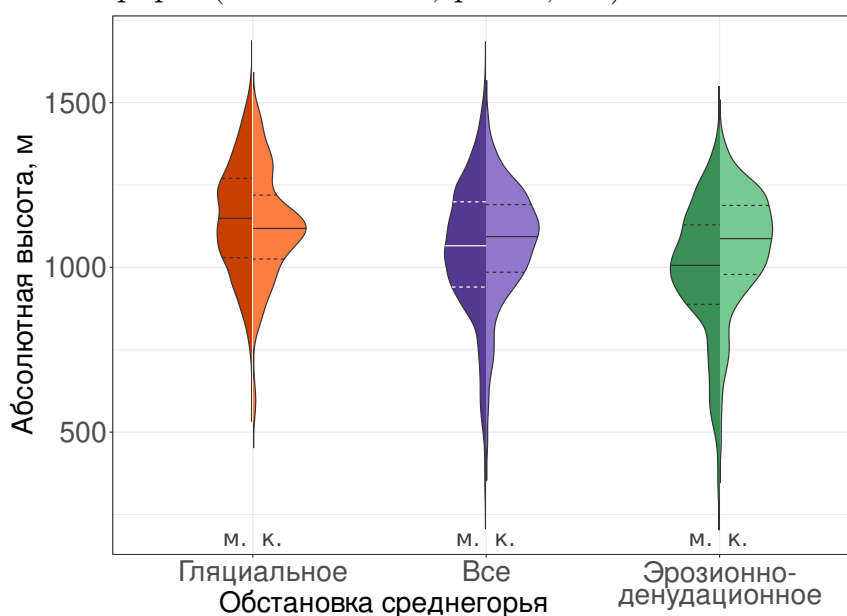
Условные обозначения: цветом показаны геоморфологические обстановки: а) общая выборка (фиолетовый, N=3902 шт.), б) гляциальное среднегорье (красный, 1551), в) эрозионно-денудационное среднегорье (зелёный, 2351); формы осыпей: малые (выборка для г — 3483, д — 1488, е — 1995) и крупные (ж — 419, з — 63, и — 356)

Рисунок 5.10 — Экспозиция коллювиальных конусов по районам

Абсолютная высота коллювиальных конусов. Гипсометрическое положение осыпей по районам исследования имеет небольшой лаг в медианных и квартильных значениях по высоте относительно аналогичных показателей рельефа, так как занимает обычно 2/3 высоты склона, считая от его основания.

Основные статистические характеристики выборок осыпей, в зависимости от геоморфологической обстановки, следующие (здесь и далее вначале при-

водится медианное значение, затем границы интерквартильного размаха (25 и 75 %) выборки), м: общая выборка — 1069, 949–1199; гляциальное среднегорье — 1145, 1037–1267; эрозионно-денудационное среднегорье — 1021, 906–1140; в зависимости от крупности осыпных форм: малые — 1065, 944–1200; крупные — 1098, 993–1078. Распределение осыпей в зависимости от обстановки и по крупности форм см. рисунок 5.11. Сравнение абсолютных высот осыпей в различных геоморфологических условиях показало статистически значимые различия между гляциальной и эрозионно-денудационной обстановками (здесь и далее использован тест Вилкоксона — Манна-Уитни, $W = 2147618$, $p < 0,001$), а также между крупностью форм ($W = 684836$, $p = 0,040$).



Условные обозначения приведены на рисунке 5.10, С. 161; формы осыпей: м. — малые, к. — крупные; линией показано медианное значение выборки, пунктирными линиями — верхний и нижний квартили выборки

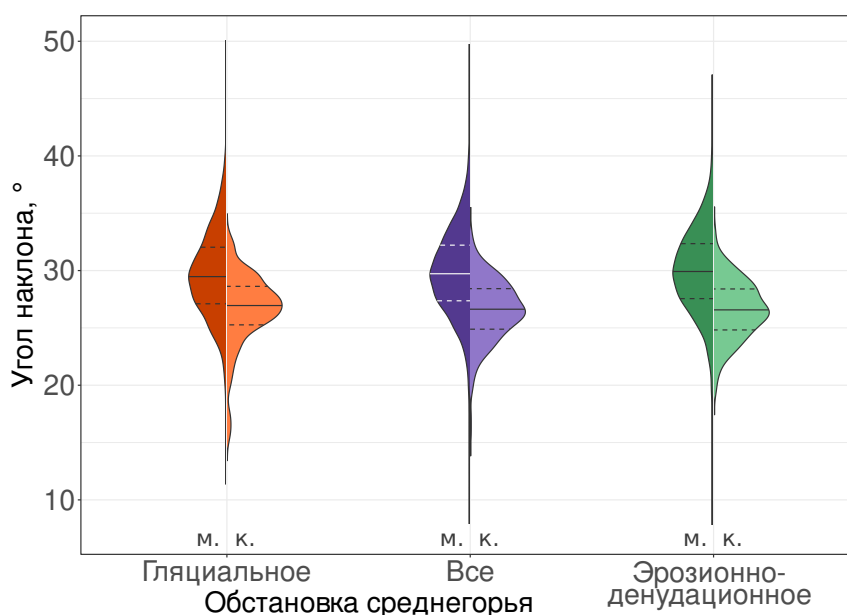
Рисунок 5.11 — Распределение абсолютной высоты разных форм осыпей в зависимости от геоморфологической обстановки

Крутизна коллювиальных конусов. В значениях углов наклона поверхностей осыпей и общих показателей крутизны рельефа выявлены закономерности. Так, рельеф характеризуется бимодальным распределением, первый пик приурочен к склонам гор, а второй к долинам рек и равнин, при этом крутизна осыпей совпадает с первым пиком.

Основные значения углов наклона изученных осыпей следующие (рисунок

5.12), в градусах: общая выборка — 29,39, 27,03–31,88; гляциальное среднегорье — 29,40, 27,08–31,83, эрозионно-денудационное среднегорье — 29,39, 27,00–31,90; малые формы — 29,77, 27,44–32,24; крупные формы — 26,60, 24,99–28,38.

Результаты статистического анализа углов наклона осыпей выявили значимые различия между разными геоморфологическими обстановками и формами осыпей. Так, малые формы достоверно различаются ($W = 1\,394\,272$, $p = 0,002$) между гляциальным и эрозионно-денудационным среднегорьями, что свидетельствует о влиянии геоморфологического фактора на их морфологию. В то же время для крупных форм осыпей такие различия оказались статистически незначимыми ($W = 12\,002$, $p = 0,374$), что указывает на их относительную устойчивость к изменениям внешних условий окружающей среды. Наиболее выраженные различия выявлены при сравнении крупности форм осыпей ($W = 1\,123\,312$, $p < 0,001$), что подтверждает принципиальное различие в их морфологии независимо от геоморфологической обстановки.

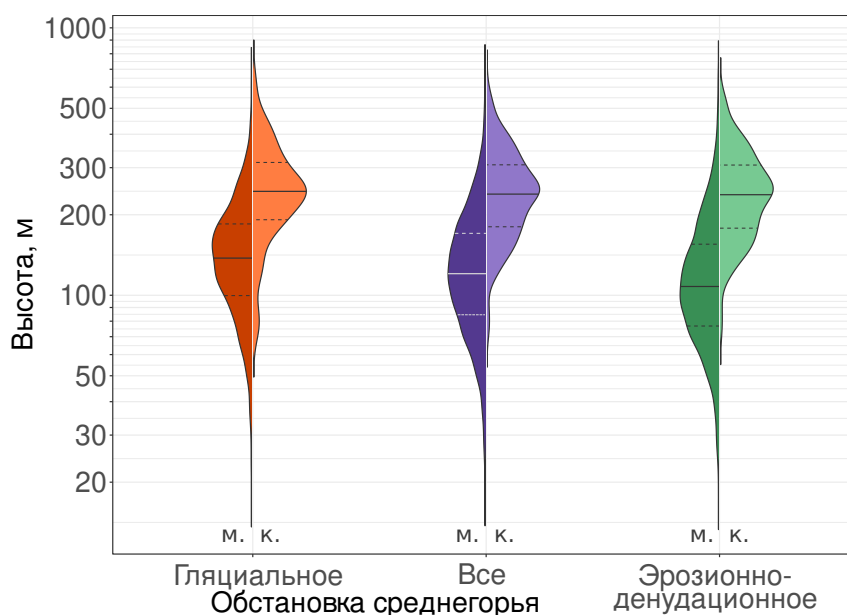


Условные обозначения см. на рисунках 5.10, С. 161 и 5.11, С. 162

Рисунок 5.12 — Распределение углов наклона поверхности осыпей в зависимости от геоморфологической обстановки

Высота коллювиальных конусов. Распределение высоты объектов по районам представлено на рисунке 5.13, статистические показатели по обстановкам и крупности форм следующие, м: общая выборка — 130, 89–187; гля-

циальное среднегорье — 142, 103–189; эрозионно-денудационное среднегорье — 120, 82–184; малые формы — 120, 86–171; крупные формы — 242, 180–304.



Условные обозначения см. на рисунках 5.10, С. 161 и 5.11, С. 162

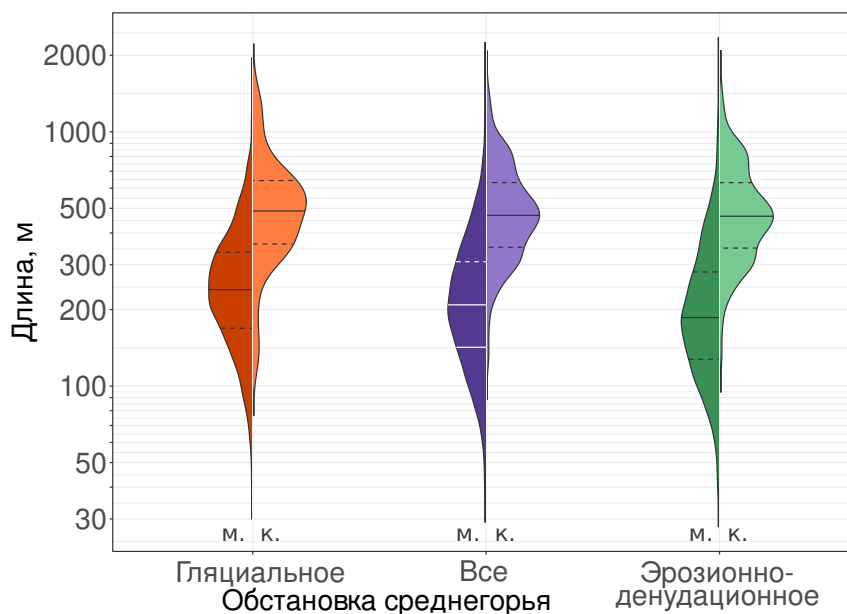
Рисунок 5.13 — Распределение высот осыпей в зависимости от геоморфологической обстановки

Для всех осыпей обнаружены крайне значимые различия между гляциальными и эрозионно-денудационными обстановками ($W = 1\,848\,980$, $p < 0,001$). Это свидетельствует о сильном влиянии геоморфологического фактора на вертикальную структуру осыпей. Ещё более выраженные различия ($W = 208\,366$, $p < 0,001$) выявлены при сравнении крупности осыпей, что подтверждает принципиальное различие в их вертикальной организации независимо от геоморфологической обстановки.

Длины коллювиальных конусов. Распределение значений длин объектов в общем и по типам в зависимости от геоморфологических обстановок и крупности форм приведено на рисунке 5.14. Основные характеристики выборок следующие, м: общая выборка — 226, 151–347; гляциальное среднегорье — 247, 174–347; эрозионно-денудационное среднегорье — 210, 139–348; малые формы — 208, 143–307; крупные формы — 474, 356–630.

Выявлены крайне значимые различия между гляциальными и эрозионно-денудационными обстановками развития осыпей ($W = 1\,833\,034$, $p < 0,001$),

что свидетельствует о сильном влиянии геоморфологического фактора на длину осыпей. Между формами осыпей также выявлены выраженные различия ($W = 179\,203$, $p < 0,001$), что подтверждает принципиальное различие в их морфометрии независимо от геоморфологической обстановки.



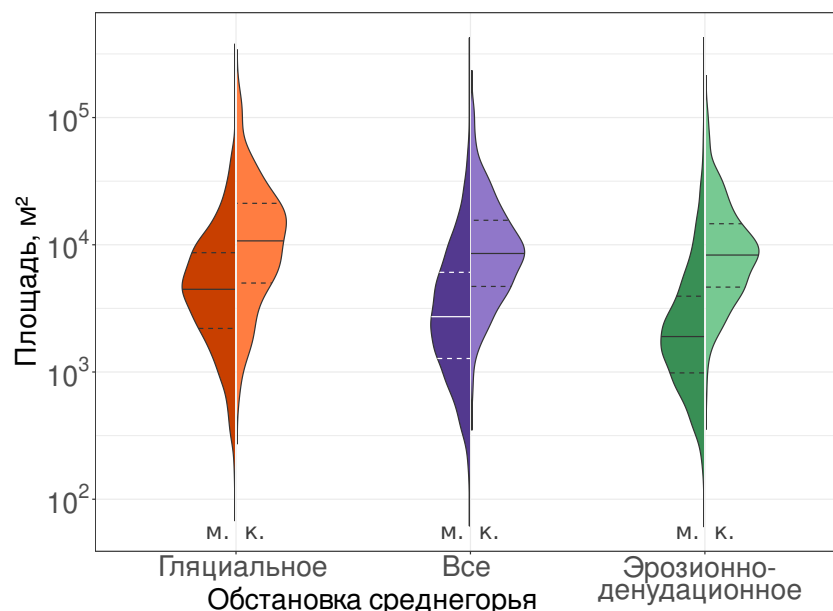
Условные обозначения см. на рисунках 5.10, С. 161 и 5.11, С. 162

Рисунок 5.14 — Распределение длины осыпей в зависимости от геоморфологической обстановки

Корреляционная связь между высотой и длиной осыпей является линейной, при этом коэффициент корреляции составляет 0,97, что обусловлено взаимосвязью указанных величин.

Площадь коллювиальных конусов. График распределения площади осыпей по типам в районах показан на рисунок 5.15. Общее распределение по районам следующее, м²: общая выборка — 3120, 1434–7130; гляциальное среднегорье — 4574, 2299–8954; эрозионно-денудационное среднегорье — 2328, 1156–5455; малые формы — 2726, 1310–6064; крупные формы — 8647, 4799–15454.

Для осыпей обнаружены статистически значимые различия между гляциальными и эрозионно-денудационными обстановками ($W = 2\,080\,782$, $p < 0,001$), что свидетельствует о существенном влиянии геоморфологических условий на занимаемую осыпями площадь. При сравнении осыпей малых и крупных форм также выявлены различия ($W = 313\,078$, $p < 0,001$).

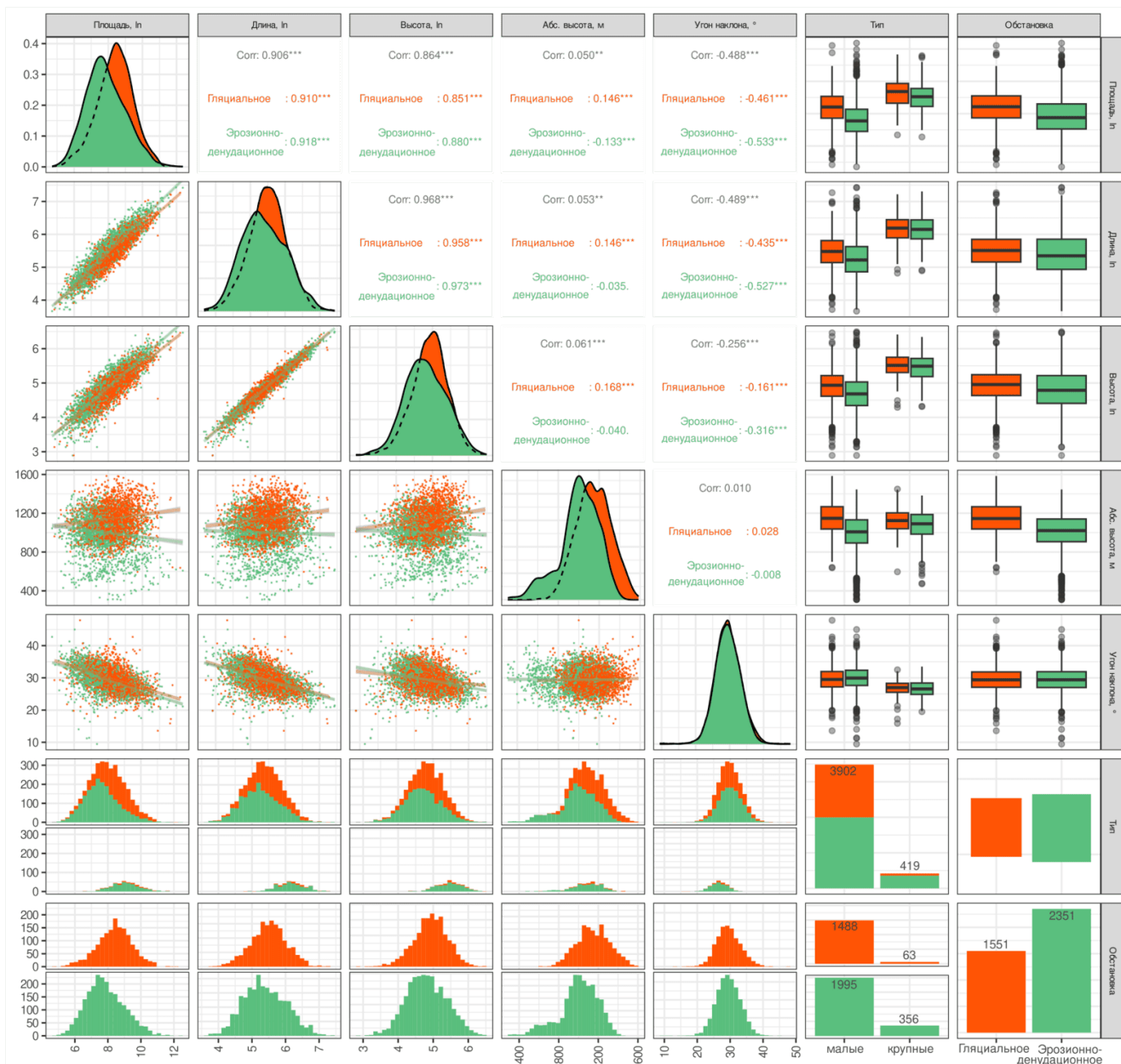


Условные обозначения см. на рисунках 5.10, С. 161 и 5.11, С. 162

Рисунок 5.15 — Распределение площади осыпей в зависимости от геоморфологической обстановки

Анализ корреляций между морфометрическими параметрами коллювиальных конусов. Корреляционный анализ Пирсона является статистическим методом, который используется для измерения степени линейной взаимосвязи двух переменных. При использовании ANOVA была проведена на нормальность распределения в выборках, которая выполнена путём построения квантиль-квантильного графика (Q–Q plot) и прохождения теста Шапиро — Уилка. В ходе выполненных тестов было определено, что выборки по площади, длине и высоте изученных морфоскульптур подчиняются логнормальному распределению, а по абсолютной высоте и углу наклона поверхности — нормальному. В первом случае проведено логарифмирование по натуральному основанию и повторная оценка на нормальность. Все итоговые выборки прошли тест Шапиро — Уилка.

Проведённый анализ для пяти параметров, характеризующих морфологические особенности коллювиальных конусов, включал в себя: площадь (логарифм), длину (логарифм), относительную высоту (логарифм), абсолютную высоту и угол наклона. Коэффициент корреляции Пирсона был рассчитан для всех возможных пар этих параметров в общем и по геоморфологическим обстановкам в частности (рисунок 5.16).



Условные обозначения. Цветом обозначены геоморфологические обстановки: зеленый — гляциальное среднегорье, красный — эрозионно-денудационное среднегорье. Ячейки на диагонали отображают график плотности вероятности соответствующей характеристике в зависимости от обстановки. Нижняя часть диагонали отображает диаграммы рассеяния для каждой пары переменных. Верхняя часть диагонали отображает коэффициенты корреляций по этим переменным в зависимости от обстановки. Правая часть рисунка отображает диаграммы размаха выбранных величин в выбранных обстановках (слева — разбитые по типам, справа — общее). Снизу отображены частотные диаграммы характеристик, разграниченные по: сверху — малые и крупные формы осыпей в зависимости от обстановки, снизу — распределение всех осыпей в зависимости от обстановки. Правый нижний угол отображает гистограммы общего количества по типам (слева) и обстановкам (справа). Уровень значимости (p): *** — 0,001, ** — 0,01, * — 0,05, · — 0,1, « » > 0,1

Рисунок 5.16 — Распределение корреляционных отношений между морфометрическими характеристиками в зависимости от геоморфологической обстановки

Наиболее сильные взаимосвязи наблюдаются между площадью, длиной и относительной высотой осыпей. Коэффициенты корреляции между этими параметрами находятся в диапазоне 0,86–0,97, что подтверждает тесную взаимосвязь морфометрических характеристик. При этом абсолютная высота распо-

ложения осыпей практически не показывает значимой связи с другими морфометрическими характеристиками. Коэффициенты корреляции не превышают 0,07, что указывает на независимость размерных параметров осыпей от высотного положения. Этот факт позволяет предположить преобладающую роль локальных факторов, таких как литологический состав или экспозиция склона, над высотной поясностью в формировании осыпных тел.

Анализ связи морфометрических параметров с углом наклона демонстрирует умеренную отрицательную корреляцию (коэффициенты около минус 0,49). Это может объясняться особенностями развития осыпей — при накоплении материала увеличиваются длина и площадь, при этом сама поверхность выполаживается. Взаимосвязь угла наклона и абсолютной высоты отсутствует, что является логичным и не требует объяснений.

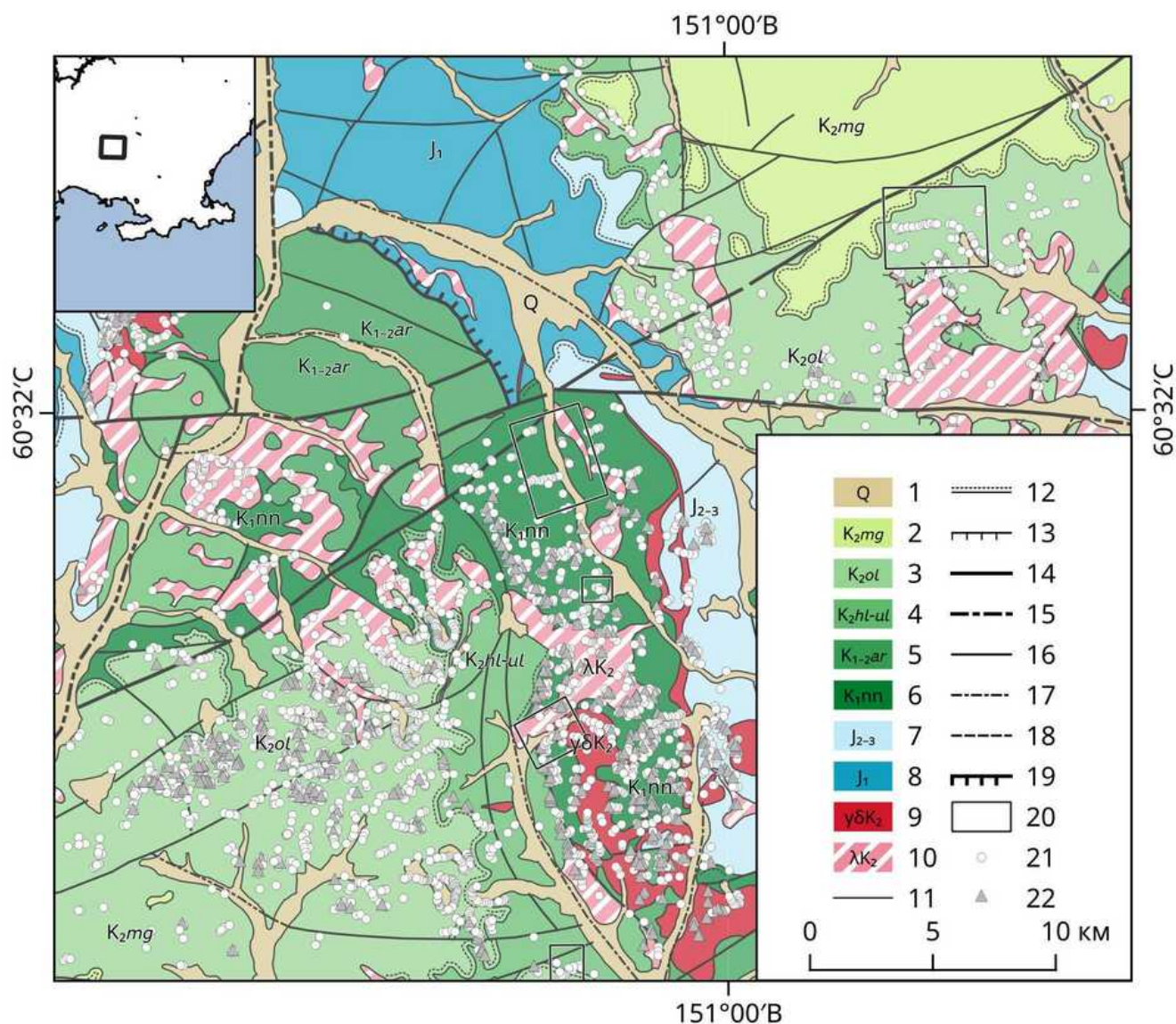
Полученные результаты имеют важное значение для понимания механизмов формирования осыпей. Выявленные корреляционные зависимости позволяют предположить, что основные морфометрические параметры осыпей формируются под влиянием общих процессов, в то время как их связь с факторами среды (крутизна склона, абсолютная высота) имеет более сложный и опосредованный характер. Эти выводы создают основу для дальнейших исследований, направленных на выявление конкретных механизмов взаимодействия морфометрических характеристик осыпей и факторов среды.

5.4 Влияние геологического строения на пространственные различия коллювиального процесса

Геопространственный анализ взаимосвязи коллювиальных конусов выноса с геологической основой, тектоникой и цифровой моделью рельефа позволил выделить следующие моменты.

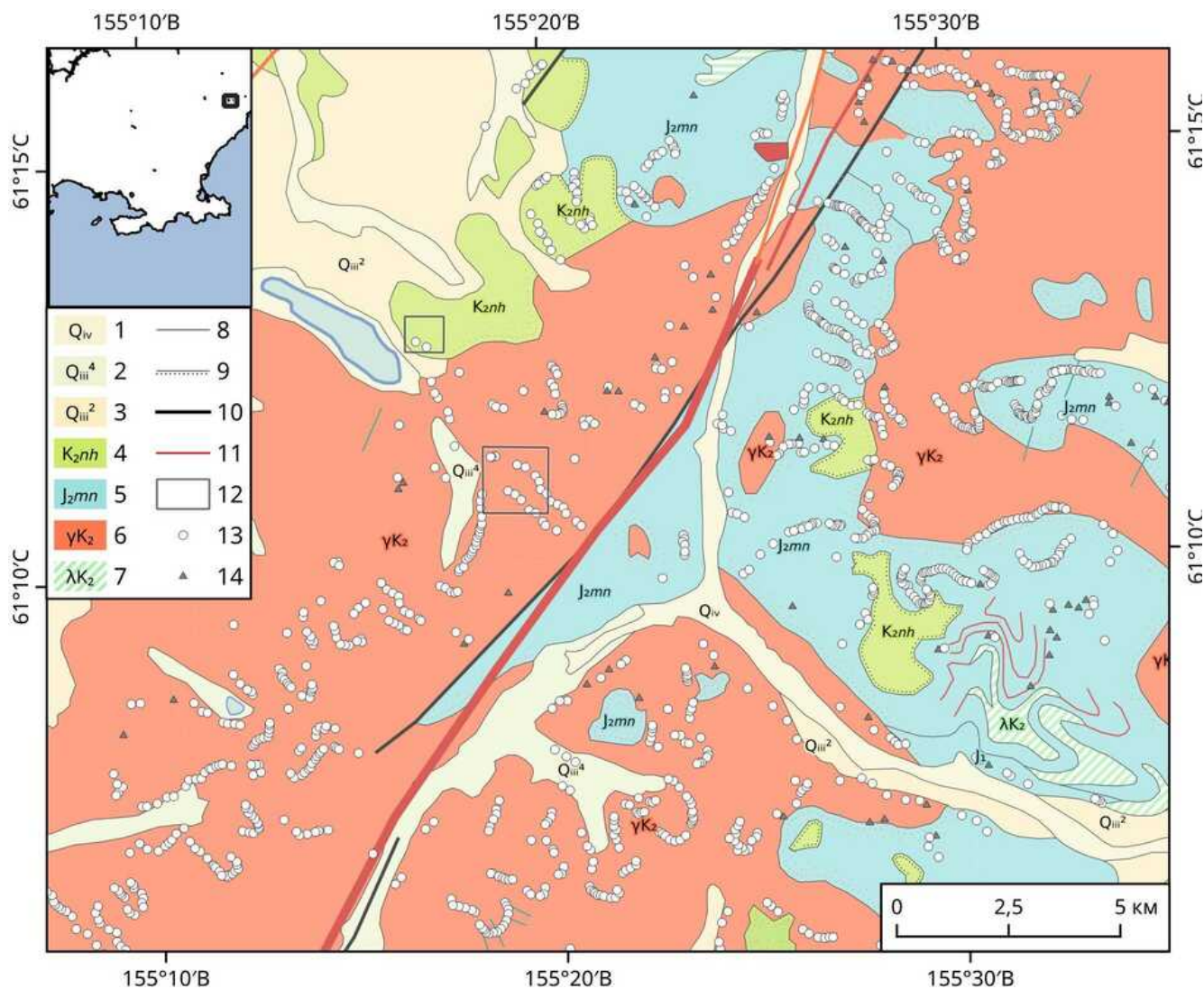
Анализ взаимосвязи материнских пород и коллювиальных конусов. Согласно приведенным ранее геологическим схемам районов (см. рисунки 4.2, С. 88 и 4.5, С. 93) были построены схемы пространственного положения кол-

лювиальных морфоскульптур на геологической основе (рисунки 5.17, С. 169 и 5.18, С. 170), а также рассчитано число объектов, приходящихся на те или иные геологические образования (таблица 5.2, С. 171).



Условные обозначения: 1 — четвертичные образования. Позднемиоценовые образования: 2 — базальты мыдыкитской свиты; 3 — игнимбриты, риолиты и их туфы ольской свиты; 4 — риодациты, дациты, андезиты и их туфы хольчанской и улынской свит. Раннемиоценовые образования: 5 — песчаники, конгломераты, в подчинённом количестве андезиты, андезитобазальты нерасчленённых отложений арманской свиты; 6 — андезиты, андезитобазальты, дациты и их туфы нанкалинской толщи; 7 — терригенные отложения среднепозднеюрского возраста; 8 — то же, раннеюрского возраста. Магматические образования: 9 — интрузивные образования кислого и среднего составов; 10 — субвулканические образования кислого и среднего составов. Геологические границы: 11 — достоверные; 12 — то же, с несогласием; 13 — экструзионно-жерловых фаций. Тектонические нарушения, разломы: 14 — главные; 15 — главные, предполагаемые или скрытые под вышележащими четвертичными образованиями; 16 — второстепенные; 17 — второстепенные, скрытые под вышележащими четвертичными образованиями; 18 — второстепенные, предполагаемые; 19 — надвиги; 20 — ключевые участки. Коллювиальные конусы выноса: 21 — малые и 22 — крупные формы; На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 5.17 — Геопространственная позиция коллювиальных форм и подстилающих материнских пород района гор Дел-Урэхчэн [Государственная..., 2001, с изменениями]



Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения аллювиальные и озёрные (Q_{IV}); 2 — четвертичные отложения ледниковые последнего оледенения (Q_{III}^4); 3 — то же, предпоследнего оледенения (Q_{III}^2); 4 — лавы, туфолавы и лавобрекчии риолитов позднемелового возраста (K_{2nh}); 5 — терригенные отложения среднеюрского возраста (J_{2mn}). Магматические образования: 6 — граниты Туманского массива (γK_2); 7 — субвулканические образования и силлы риолитового состава (λK_2). Геологические границы: 8 — достоверные; 9 — то же, с угловым несогласием. Тектонические нарушения: 10 — разломы; 11 — активные разломы [Бачманов и др., 2015]; 12 — ключевые участки. Коллювиальные конусы выноса: 13 — малые и 14 — крупные формы. На врезке — положение района исследования в регионе

Рисунок 5.18 — Геопространственная позиция коллювиальных форм и подстилающих материнских пород района Туманского хребта [Геологическая..., 1978, с упрощениями]

Из представленных данных можно сделать вывод, что плотность распределения коллювиальных конусов в двух районах (горы Дел-Урэкчэн и Туманский хребет) имеет различные показатели в зависимости от состава материнских пород. В горах Дел-Урэкчэн наиболее распространены изучаемые морфоскульптуры на эффузивных покровах (70,31 %) по сравнению с Туманским хребтом, где осыпи сформированы на интрузивных образованиях и осадочных породах (61,62 и 34,61 %). Субвулканические образования являются одним из источни-

ком осыпей только в горах Дел-Урэкчэн, на которые приходится 14,07% всех коллювиальных конусов.

Более информативным показателем распространённости осыпей может служить плотность распределения, которая получается путём расчёта частного из количества объектов на площадь выходов пород.

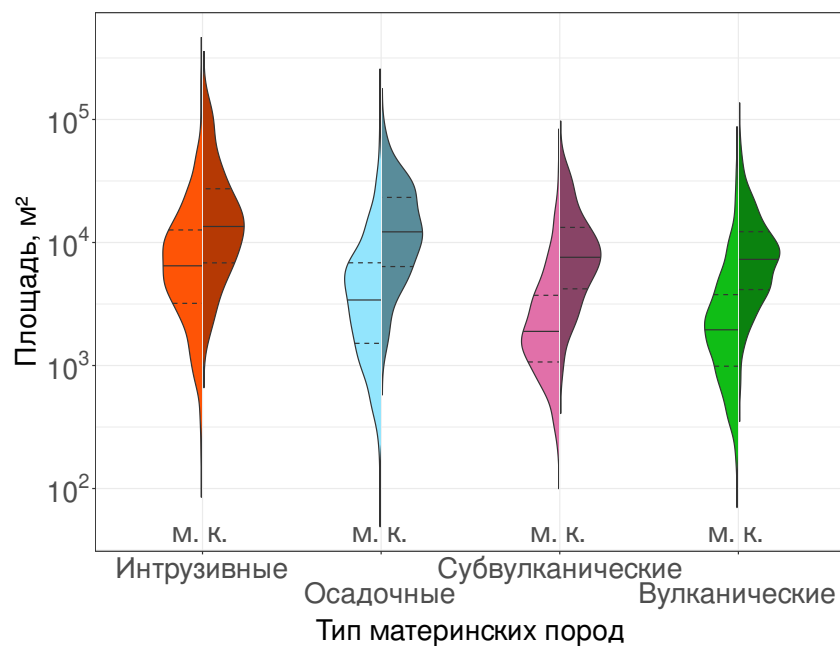
Для районов исследования были получены значения средней плотности распределения коллювиальных конусов, шт./км²: горы Дел-Урэкчэн — 2,38, Туманский хребет — 2,84.

Переходя от общих закономерностей к частным, можно оценить взаимосвязь площади, занимаемой осыпями, и типа материнских пород (рисунок 5.19). Так, площадь малых осыпных форм в зависимости от типа пород составила, м²: интрузивные образования — 6498, 3300–12 344; осадочные породы — 3472, 1556–6536; субвулканические образования — 1839, 1116–3556; вулканические покровы — 1990, 990–3703. Крупные формы осыпей имеют следующие показатели, м²: интрузивные образования — 14 045, 6736–27 422; осадочные породы — 12 351, 6306–24 986; субвулканические образования — 7798, 4647–12 879; вулканические покровы — 7518, 4268–12 084.

Проведённый комплексный статистический анализ выявил существенные различия в распределении площадей осыпей в зависимости от их литологиче-

Таблица 5.2 — Распределение коллювиальных конусов в зависимости от типа материнских пород

Интрузивные образования	Субвулканические образования	Вулканические покровы	Осадочные породы	Сумма
Горы Дел-Урэкчэн				
Площадь выхода пород, км ² и %:				
47,68	129,61	674,57	304,26	1156,11
4,12	11,21	58,35	26,32	100
Количество объектов, шт. и %:				
211	406	1935	205	2757
7,65	14,73	70,18	7,44	100
Плотность распределения, шт./км ² :				
4,43	3,13	2,87	0,67	2,38
Туманский хребет				
Площадь выхода пород, км ² и %:				
254,26	6,11	22,80	119,38	402,55
63,16	1,52	5,66	29,65	100
Количество объектов, шт. и %:				
715	0	40	390	1145
62,45	0	3,49	34,06	100
Плотность распределения, шт./км ² :				
2,81	0	1,75	3,27	2,84
Общее				
Площадь выхода пород, км ² и %:				
301,94	135,72	697,37	423,64	1558,67
19,37	8,71	44,74	27,18	100
Количество объектов, шт. и %:				
926	406	1975	595	3902
23,73	10,40	50,62	15,25	100
Плотность распределения, шт./км ² :				
3,07	2,99	2,83	1,40	2,50



Условные обозначения. Полутонами показаны формы осей: м. — малые, к. — крупные. Чёрная линия на скрипичной диаграмме — медиана, пунктирная — кватили

Рисунок 5.19 — Распределение площади осей в зависимости от типа материнских пород ской приуроченности для обеих форм осей, однако характер этих различий значительно варьирует между типами.

Для обоих типов осей характерны максимальные различия между интрузивными образованиями и эффузивными покровами, при промежуточном положении осадочных пород. При этом ключевые различия сильнее проявлены в малых формах осей ($p < 0,0001$), а в крупных формах эти различия нивелируются, но ещё значимы ($p < 0,001$). Отсутствуют статистические различия между субвулканическими образованиями и их покровами (малые формы — $p = 0,08$; крупные формы — $p = 0,73$).

Наиболее выраженные различия в морфометрии наблюдаются между интрузивными и эффузивными породами, что обусловлено различиями в структурно-текстурных особенностях пород, которые в свою очередь влияют на физико-механические свойства при выветривании.

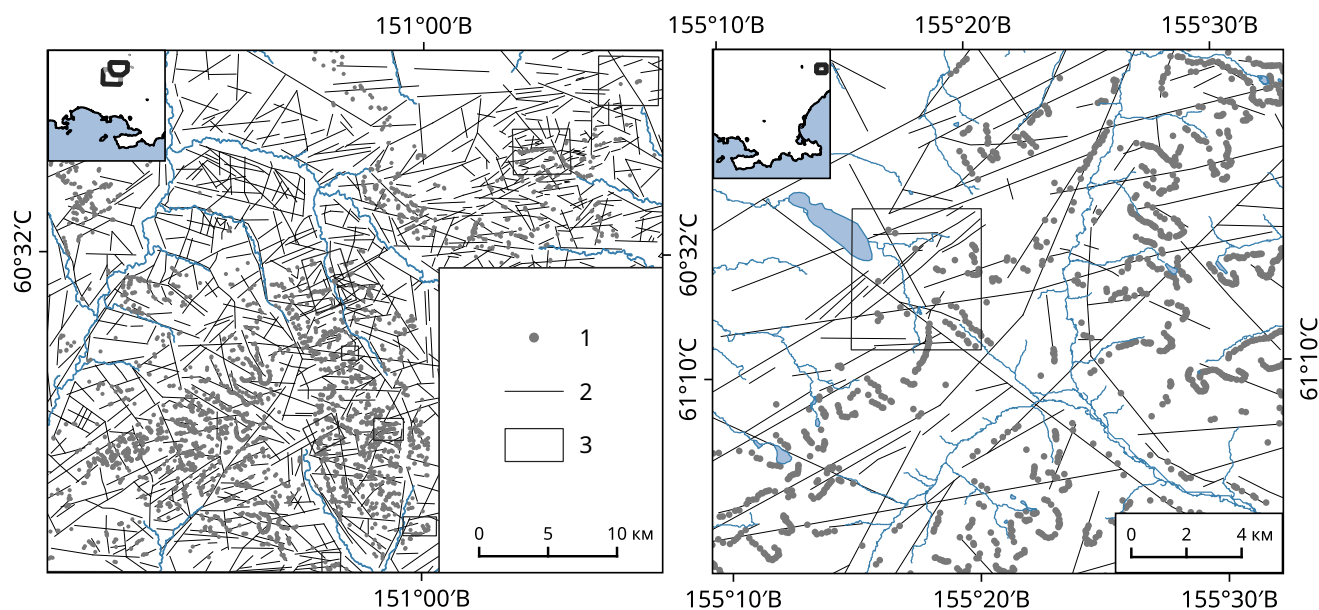
В малых формах осей литологический контроль максимален в интрузивных породах, на которых формируются наиболее крупные осыпи благодаря блоковому характеру разрушения коренных склонов и формированию крупноглыбового коллювия. Эффузивные покровы дают самые малые по размеру

осыпи вследствие быстрого механического разрушения обломочного материала (при этом ожидалось, что это будет наблюдаться у осадочных пород).

В крупных формах влияние литологии сохраняется, но ослабевает вследствие длительного развития склона и самой осыпи.

Литологический фактор выступает ключевым контролирующим параметром для начальных стадий формирования осыпей, тогда как при длительной эволюции форм его влияние частично нивелируется в результате (скорее всего) перераспределения ролей склономоделирующих процессов.

Анализ взаимосвязи линеаментов и коллювиальных конусов. Для выявления закономерностей расположения коллювиальных форм в зависимости от тектонических особенностей районов исследования были построены схемы линеаментов (рисунки 5.20 и 5.21).



Условные обозначения: 1 — осыпи; 2 — линеаменты; 3 — ключевые участки; слева — горы Дел-Урэкчэн, справа — Туманский хребет; на врезках — положение района исследования в регионе

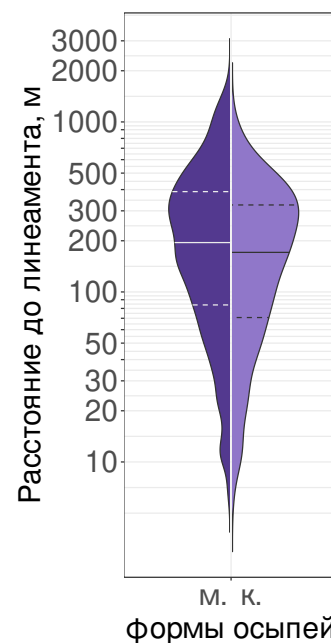
Рисунок 5.20 — Геопространственная взаимосвязь коллювиальных форм и линеаментов по районам исследования

Дешифрирование линеаментов осуществлялось в ручном режиме по космоснимкам, цифровой модели рельефа Arctic DEM и схемам крутизны склонов. Далее в автоматическом режиме были рассчитаны расстояния от линеаментов до центров коллювиальных конусов и построены скрипичные диаграммы (рисунок 5.21).

Медианные и интерквартильные показатели удалённости морфоскульптур в зависимости от крупности формы осыпи, м: малые — 192, 81–383; крупные — 173, 67–316.

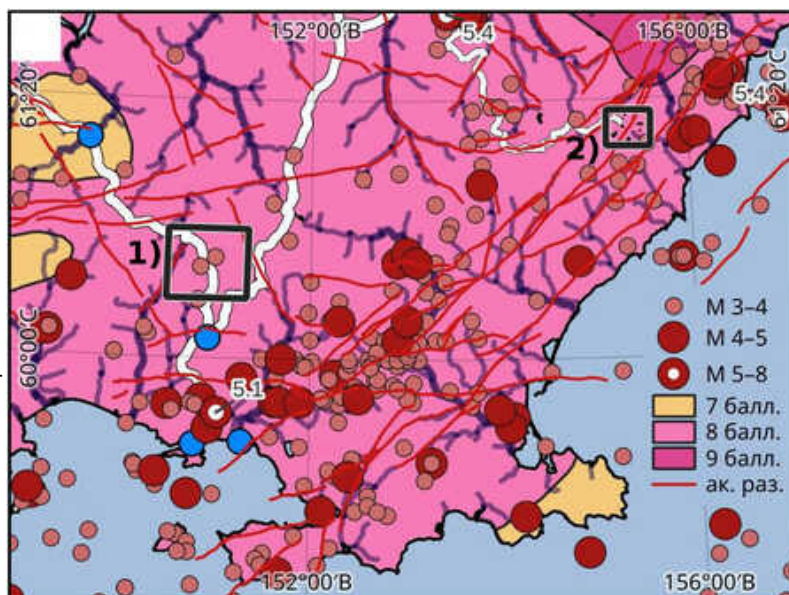
Тест Вилкоксона — Манна-Уитни выявил статистически значимые различия ($W = 796\,260$, $p = 0,0022$) в плотности линеаментов между формами осыпей, что позволяет уверенно отвергнуть нулевую гипотезу об отсутствии различий между группами. Установленные различия свидетельствуют о том, что показатель тектонической нарушенности территории (в данном случае дистанция до линеамента) может являться одним из факторов, определяющих формирование осыпей и различную чувствительность осыпных систем к тектоническим процессам. В общем виде это можно интерпретировать как более быстрое развитие осыпи от малых форм к крупным.

Анализ влияния сейсмичности на площадь коллювиальных конусов. Основной принцип оценки влияния сейсмического фактора заключался в сравнении площади обвальнo-осыпных форм в сейсмогенной зоне и за её пределами (рисунок 5.22). Предполагалось, что повышенное значение площади этих форм в зоне будет свидетельство-



Условные обозначения см. на рисунке 5.11, С. 162

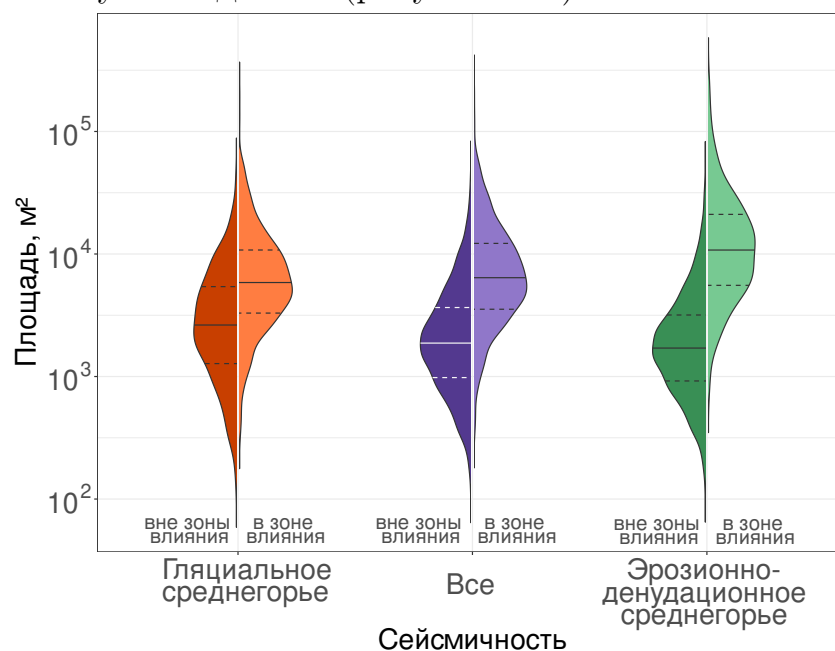
Рисунок 5.21 — Распределение удалённости осыпей от линеаментов в зависимости от их типа



Условные обозначения. Выборка по району: 1) вне сейсмоактивной зоны — горы Дел-Уэрэкчэн, 2) в сейсмоактивной зоне — Туманский хребет. Основа ОСР-2016-В [2016], эпицентры землетрясений [Каталог..., 2020; Сейсмологические..., 2022], активные разломы [Смирнов, 2000; Бачманов и др., 2015]

Рисунок 5.22 — Сейсмичность территории исследования и положение районов для выборки

вать о значительном воздействии сейсмичности на склоновые процессы. В качестве сравнительных зон выступали районы исследования: горы Дел-Урэкчэн — вне сейсмически активной зоны, Туманский хребет — в активной сейсмической зоне. Тест Вилкоксона — Манна-Уитни проведён как по общей выборке, так и в зависимости от типа геоморфологической обстановки, по каждому типу коллювиальных конусов отдельно (рисунок 5.23).



Условные обозначения: полутонами показано: тёмный — осыпи вне сейсмоактивной зоны, светлое — в сейсмоактивной зоне; цветом: красный — в обстановках гляциального среднегорья, зелёный — в обстановках эрозионно-денудационного среднегорья, синий — во всех обстановках. Линией показано медианное значение выборки, пунктирными линиями — верхний и нижний квартили выборки. Скрипичные диаграммы отстроены по малому типу коллювиальных конусов

Рисунок 5.23 — Распределение площади осыпей в зависимости от близости сейсмоактивной зоны

Основные статистические значения выборки следующие, м²: сейсмоактивная зона — 6419, 3654–11947; вне сейсмической зоны — 1875, 987–3601; гляциальное среднегорье — 5936|2649 (медианы в зоне и вне сейсмоактивной зоны); эрозионно-денудационное среднегорье — 11285|1712.

Полученные результаты достоверно ($W = 465\ 144$, $p < 0,0001$) позволяют отвергнуть нулевую гипотезу об идентичности распределений площадей осыпей в активной сейсмогенной зоне (Туманский хребет) и вне активной зоны (горы Дел-Урэкчэн). Это однозначно указывает на то, что сейсмический фактор яв-

ляется мощным дифференцирующим механизмом, воздействующим на размер площади склоновых форм рельефа.

Важнейшим результатом является установленная закономерность, которая носит универсальный характер и не зависит от исходных геоморфологических условий. Статистически значимые различия наблюдаются как в условиях эрозионно-денудационного среднегорья ($W = 27\,402$, $p < 0,0001$), так и в гляциальном среднегорье ($W = 143\,560$, $p < 0,0001$). Это позволяет утверждать, что влияние сейсмичности накладывается на фоновые склоновые процессы, приводя к повсеместному формированию осыпей с иными размерными характеристиками.

Следует отметить, что сейсмический эффект ярко выражен для обоих типов коллювиальных конусов. Однако величина W -статистики ($W = 2662$ для крупных осыпей против $W = 465\,144$ для малых) свидетельствует о различной силе этого влияния в зависимости от размерного класса форм. Наиболее контрастные различия наблюдаются среди малых осыпей, что, вероятно, связано с более частой активизацией уже существующих массивов рыхлого материала в условиях сейсмических воздействий.

Выводы

Геопространственный анализ осыпей выявил существенные различия в динамике и морфометрии коллювиальных конусов выноса между двумя ключевыми районами — горами Дел-Урэкчэн и Туманским хребтом. В Туманском хребте наблюдается значительно более высокая морфодинамическая активность, о чем свидетельствует доля активных склонов (9,4 % против 3,2 % в горах Дел-Урэкчэн), что связано с новейшими тектоническими движениями вдоль разломной зоны. Это подтверждается преобладанием открытых и крутых склонов, а также большей площадью коллювиальных конусов (27,3 % против 20,1 %).

Пространственная приуроченность активных склонов к юго-западным экспозициям (азимуты 150–285°) объясняется климатическим контролем: интен-

сивная инсоляция на этих направлениях вызывает ускоренное таяние сезонного снега и многолетней мерзлоты, что провоцирует циклы замерзания-оттаивания, усиливающие физическое выветривание. Как следствие, обводнение грунтов активизирует гравитационные процессы, приводя к смещению обломочного материала и формированию динамичных склонов.

Морфометрические параметры осыпей (площадь, длина, высота) демонстрируют тесную корреляцию ($r = 0,86-0,97$), подчеркивая взаимосвязь их пространственной организации. При этом абсолютная высота не влияет на размеры форм, что указывает на доминирование локальных факторов (литология, экспозиция) над высотной поясностью. Угол наклона отрицательно коррелирует с размерами осыпей ($r = -0,49$), так как накопление материала приводит к выполаживанию поверхности. Статистически значимые различия выявлены между осыпями в гляциальном и эрозионно-денудационном среднегорьях: первые характеризуются большей абсолютной высотой (медиана 1145 м против 1021 м) и длиной (247 м против 210 м).

Литологический контроль является ключевым для начальных стадий формирования осыпей. На интрузивных породах формируются наиболее крупные формы благодаря блоковому разрушению склонов, тогда как эффузивные покровы дают мелкие осыпи из-за быстрого механического разрушения материала. Влияние тектоники подтверждается пространственной приуроченностью осыпей к линеаментам: крупные формы расположены ближе к разломам (медиана 173 м против 192 м для малых), что отражает их чувствительность к тектоническим особенностям несущих склонов. Эти результаты подчёркивают комплексное взаимодействие геологических и геоморфологических факторов в развитии осыпных систем. Сейсмический фактор также оказывает значимое и универсальное влияние на площадь обвально-осыпных форм, независимо от крупности их типа и геоморфологической обстановки.

Проверка первой нулевой гипотезы (H_{01}) о возможности классификации осыпей выявила, что морфометрические параметры коллювиальных конусов

демонстрируют принципиальные различия, позволяющие достоверно классифицировать их по размерным категориям на два типа форм — малые и крупные.

Проверка второй нулевой гипотезы (H_{02}) о различии осыпей в зависимости от типа среднегорной обстановки показала, что морфометрические параметры коллювиальных конусов существенно различаются в разных геоморфологических условиях. В гляциальном среднегорье осыпи формируются в условиях каров и цирков, что обуславливает их большую относительную высоту и длину вследствие концентрации обломочного материала у подножий крутых скальных стенок. В эрозионно-денудационном среднегорье осыпи развиваются на склонах речных долин, что определяет их меньшие вертикальные масштабы и более случайное распределение из-за преобладания осыпания и дефлюкции мелкозёма.

Проверка нулевых гипотез (H_{03} , H_{04}) о влиянии состава материнских пород и сейсмичности на площадь обвально-осыпных форм показала статистически значимые различия. Установлено, что литолого-петрографический фактор (H_{13}) проявляется в зависимости медианных значений площади осыпей от физико-механических свойств пород: наибольшие площади характерны для массивных пород (гранитоиды), генерирующих крупнообломочный материал, тогда как трещиноватые и менее устойчивые породы (аргиллиты) формируют меньшие по площади формы. Сейсмический фактор (H_{14}) проявляется в достоверном увеличении медианных значений площади осыпей в сейсмоактивных зонах из-за усиления гравитационных процессов.

Выявленные закономерности подчеркивают, что на начальных стадиях формирования осыпей доминирующую роль играют литолого-петрографические свойства пород и тектонический режим. Интрузивные породы (граниты) благодаря блоковой отдельности формируют крупные конусы, эффузивные покровы (базальты) обуславливают создание малых крутосклонных форм, а осадочные породы занимают промежуточное положение из-за быстрого наращивания объ-

ема мелкофракционного материала. Таким образом, подтверждается комплексный контроль геологической среды над морфометрией обвально-осыпных форм рельефа, проявляющийся во влиянии как литологического, так и сейсмического факторов.

Основываясь на геопространственном распределении и статистическом анализе морфометрических особенностей склонов и осыпных конусов, сформулируем следующие защищаемые положения.

В Северном Приохотье выделяются два типа коллювиальных конусов по площади — малые (преимущественно до 5000 м²) и крупные, которые статистически различаются по морфометрическим показателям, внешнему облику и строению.

Площадь поверхности с активно протекающими гравитационными процессами в рассматриваемых районах незначительна — 10 % (горы Дел-Урэкчэн — 3,2 % и Туманский хребет — 9,5 %) и приурочены к основаниям склонов и тыловым частям долин.

Медианное значение площади осыпей одного типа на интрузивных массивах превышает аналогичные показатели для эффузивных покровов в 3 раза, для терригенных пород — в 1,5 раза, что отражает градацию устойчивости литолого-петрографических комплексов к денудационным процессам.

Заключение

Диссертационное исследование посвящено комплексному анализу строения и динамики обвальнo-осыпных форм рельефа Северного Приохотья (на примере центральных частей гор Дел-Урэкчэн и Туманского хребта). Установлены закономерности пространственного распределения, морфологии и динамики обвальнo-осыпных форм, что позволило сформулировать принципиально новые положения о механизме их формирования и приуроченности к различным геоморфологическим обстановкам.

Геоморфологический анализ выявил, что развитие коллювиальных конусов в регионе определяется прежде всего орографическими особенностями территории. Большинство коллювиальных конусов выноса сформированы и развиваются, главным образом, в обстановках эрозионно-денудационного и гляциального среднегорий. На основании полученных нами геопространственных данных, анализа морфометрических характеристик осыпей, геологической основы и полевых наблюдений сделаны следующие **выводы**:

1. В гляциальном среднегорье, по сравнению с эрозионно-денудационным, формируются более крупные формы (в 2 раза больше по занимаемой площади).

2. Данные по лихенометрического анализа показали, что по динамике развития, в эрозионно-денудационном среднегорье, осыпи обладают широким диапазоном скоростей транспортировки обломочного материала (0,14–1,86 м/год) и динамическим возрастом поверхностей от 264 до 858 лет, по сравнению с осыпями в гляциальном среднегорье, у которых диапазоны скоростей 0,33–0,79 м/год и меньший возраст (261–541 лет), что свидетельствует о начальных стадиях их развития в условиях ограниченного выноса материала.

3. На основании предложенной геоморфологической классификации о выделении двух типов осыпей — крупных и малых, был проведён статистический анализ морфометрических характеристик этих подтипов. Почти все показатели обладают статистическими различиями между крупностью форм, а также их разграничиванием в различных геоморфологических обстановках, с уровнем значимости $p < 0,001$.

4. Результатом пространственного анализа является оценка влияния состава материнских пород на размер (площадь) осыпей обоих подтипов. Так, установлено, что в осыпях литологический контроль максимален в интрузивных породах, на которых формируются наиболее крупные коллювиальные конусы, благодаря блоковому характеру разрушения коренных склонов и формированию крупноглыбового коллювия. Эффузивные образования (покровы и субвулканиды) дают самые малые по размеру осыпи вследствие быстрого механического разрушения обломочного материала. Осыпи на осадочных (терригенных) породах занимают промежуточную роль между первыми двумя типами пород.

5. Доля активных склонов не превышает 10 % от общей площади исследованных районов (3,2 % — горы Дел-Урэкчэн, 9,5 % — Туманский хребет), при этом коллювиальные конусы занимают 20,1 и 27,3 % их площади соответственно.

6. Климатические условия Северного Приохотья, характеризующиеся резкими сезонными колебаниями температур и умеренным количеством осадков (400–500 мм/год), усиливают роль выветривания. Максимальная активность обвальнo-осыпных явлений (87 % случаев) приурочена к весеннему (52 %) и осеннему (35 %) периодам, когда циклы замерзания-оттаивания провоцируют интенсивное морозное выветривание. В каждом четвёртом случае зафиксировано образование стебелькового льда, который, проникая в трещины пород, ускоряет их дезинтеграцию.

Перспективы дальнейших исследований связаны с интеграцией данных по времени экспонирования поверхности с дистанционным мониторингом (InSAR,

LiDAR), что позволит уточнить временные тренды в условиях распространения многолетнемёрзлых пород. Открытым остается вопрос о роли осадочных пород в динамике развития осыпных форм, которые, несмотря на меньшую распространённость, демонстрируют аномально высокие скорости смещения, требующие отдельного изучения. Также стоит проводить будущие исследования с привлечением современных космоизотопных методов датирования.

Список литературы

1. Аноров П. Н., Юдина Г. М., Зименко М. И. Отчёт: О производстве геологического доизучения масштаба 1:200 000 на площади листов Р-56-XXXI, Р-56-XXXII, О-56-I, О-56-II (новая серия): В 4-х книгах / под ред. И. И. Котляра, В. Н. Смирнова. — Магадан : ФГУП «Магадангеология», 2001ф. — 729 с. — Росгеолфонд № 477915.
2. Бажин К. И., Лыткин В. М. Изучение внутреннего строения каменного глетчера хребта Черского с использованием метода электротомографии // IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле : Материалы конференции. — Новосибирск, 2018. — С. 39–41.
3. Бачманов Д. М., Кожурин А. И., Трифонов В. Г. База данных активных разломов Евразии // Геологический институт РАН. — 2015. — Режим доступа: <http://neotec.ginras.ru/database.html> (дата обращения: 11.01.2021).
4. Бачманов Д. М., Кожурин А. И., Трифонов В. Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. — 2017. — Т. 8, № 4. — С. 711–736. — DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0314.
5. Богачев С. С., Шматков В. А., Козлов А. А. Каменные глетчеры севера Хабаровского края // География и природные ресурсы. — 1994. — № 2. — С. 182–184.
6. Важенин Б. П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. — 205 с.
7. Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР // Колыма. — 1955. — № 10. — С. 42–45.

8. Васьковский А. П. Обзор горных сооружений Крайнего Северо-Востока Азии // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. — Магадан, 1956. — Вып. 10. — С. 3–56.
9. Воскресенский С. С., Зорин Л. В., Симонов Ю. Г. Закономерности формирования склонов в Восточной Сибири // Вестник Московского университета : Сер. 5., геогр. — 1960. — № 1. — С. 49–57.
10. Галанин А. А. Лихенометрическая индексація некоторых ландшафтных процессов (на примере Северо-Востока России) : препринт. — Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 1996. — 30 с.
11. Галанин А. А. Лихенометрический метод в изучении современных геоморфологических процессов на Северо-Востоке России : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04 ; Научно-исследовательский центр «Чукотка» СВНЦ ДВО РАН. — Владивосток, 1997. — 22 с.
12. Галанин А. А. Лихенометрические кривые роста *Rhizocarpon* sp. в горах Северо-Востока Азии и Северной Америки // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. — С. 11–14.
13. Галанин А. А. Лихенометрия: современное состояние и направление развития метода (аналитический обзор). — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. — 74 с.
14. Галанин А. А. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ : дис. ... д-ра наук : 25.00.25 ; Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН. — Владивосток, 2009. — 303 с.
15. Галанин А. А., Герцман В. И., Колегов П. П. Основные черты экзогенного рельефообразования Охотско-Колымского водораздела в четвертичный периоды // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока Азии : Материалы Дальневосточной региональной конференции, посвященной памяти А. П. Васьковского и в честь его 105-летия (Магадан, 22–24 ноября 2011 г.). — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2011. — С. 85–86.

16. Галанин А. А., Глушкова О. Ю. Лихенометрия // Вестник РФФИ. — 2003. — № 3. — С. 22–52.
17. Галанин А. А., Смирнов В. Н. Динамика гравитационных склоновых процессов в горах Северного Приохотья в позднем голоцене и лихенометрическая методика их моделирования и прогноза // Геоморфология. — 2004. — № 3. — С. 67–75.
18. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-56-XXX / под ред. В. Т. Матвеевко. — Магадан : ГКП СВТГУ, 1978. — 74 с.
19. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1 : 1 500 000 / под ред. М. Е. Городинского — Л. : КФ ВСЕГЕИ, 1980. — 144 с. — Режим доступа: <http://hags.north-east.ru:8080/geoportal/catalog/search/browse/browse.page> (дата обращения: 14.01.2021).
20. Геоморфологическое картирование : учеб. пособие для студентов географов и геологов / Н. В. Башенина, М. В. Пиотровский, Ю. Г. Симонов, О. К. Леонтьев, Н. Н. Тальская, Е. А. Рубина, Л. Б. Аристархова, Н. И. Орлова и С. А. Игонина. — М. : Высшая школа, 1977. — 375 с.
21. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей : учеб. пособие для студентов географ. специальностей вузов / С. С. Воскресенский, О. К. Леонтьев, А. И. Спиридонов, С. А. Лукьянова, Н. С. Ульянова, Г. С. Ананьев, Т. С. Андреева, С. И. Варущенко и И. И. Спасская. — М. : Высшая школа, 1980. — 343 с.
22. Глушкова О. Ю., Смирнов В. Н. Рельеф и коррелятные отложения позднего плейстоцена и голоцена в ледниковых долинах Килганских гор (Охотско-Колымский регион) // Доклады АН. — 2018. — Т. 483, № 2. — С. 206–211.
23. Глушкова О. Ю., Смирнов В. Н. Голоценовые гляциальные формы в Северном Приохотье // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2022. — № 4. — С. 35–45.
24. Глушкова О. Ю. и др. Развитие гляциальной и коллювиальной морфоскульптуры Килганских гор в позднем плейстоцене и голоцене (Охотско-Колымский регион) / О. Ю. Глушкова, В. Н. Смирнов, Л. Н. Важенина и

- Т. А. Браун // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2015. — № 3. — С. 13–24.
25. Говорушко С. М. Курумовый морфолитогенез. — Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1986. — 120 с.
26. Голицын Г. С., Васильев А. А. Изменение климата и его влияние на частоту экстремальных гидрометеорологических явлений // Метеорология и гидрология. — 2019. — № 11. — С. 9–12.
27. Горбунов А. П., Горбунова И. А. География каменных глетчеров и их аналогов в Евразии. — Алматы : Институт географии МОН РК, 2013. — 184 с.
28. Государственная геологическая карта. Масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист О-56 — Магадан, Р-56, -57 — Сеймчан / под ред. М. Л. Гельмана. — СПб. : ВСЕГЕИ, 1992. — 112 с.
29. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 — Сеймчан / В. М. Кузнецов, С. В. Жигалов, Т. А. Ведерникова и В. И. Шпикерман ; под ред. В. И. Шпикермана. — СПб. : КФ ВСЕГЕИ, 2008. — 426 с.
30. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Р-56-XXXI / под ред. И. И. Котляра, В. Н. Смирнова. — СПб. : КФ ВСЕГЕИ, 2001. — 258 с. — Режим доступа: <http://geo.mfvsegei.ru/200k/p-56/p-56-31/index.html> (дата обращения: 24.01.2018).
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист Р-54, -55 — Оймякон, О-55 / под ред. С. И. Стрельникова, С. В. Егорова, К. Б. Ильина и др. — СПб. : ВСЕГЕИ, 1999. — 231 с.
32. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 4. — С. 50–66.
33. Динамическая геоморфология : учебное пособие / под ред. Г. С. Ананьева, Ю. Г. Симонова, А. И. Спиридонова. — М. : МГУ, 1992. — 448 с.

34. Докучаев Н. Е. Об использовании топонимов «Приохотье», «Охотоморье» и «Охотия» // Вестник ДВО РАН. — 2013. — № 2. — С. 131–135.
35. Жигарев Л. А., Каплина Т. Н. Солифлюкционные формы рельефа на Северо-Востоке СССР // Тр. института мерзлотовед. АН СССР. — 1960. — № 16. — С. 49–59.
36. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмотектоника Якутии. — М. : Геос, 2000. — 227 с.
37. Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания в районах Северо-Востока СССР // Тр. Ин-та мерзлотовед. АН СССР. — 1960. — № 16. — С. 30–35.
38. Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. — М. : Наука, 1965. — 296 с.
39. Каревская И. А., Ананьев Г. С. Темпы денудации Верхне-Колымского нагорья в четвертичном периоде // Геоморфологические методы поисков эндогенного орудинения (Материалы к Науч. совещ.). — Чита, 1968. — С. 59–63.
40. Карта современной динамики рельефа Северной Евразии (в пределах России и сопредельных стран). Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. В. М. Котляков. Науч. конс. А. А. Тимофеев. Авт. С. К. Горелов (авторский макет), С. А. Буланов (Верхоянье), Е. В. Лебедева (Приохотье), В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова (Северо-Восток Сибири) и др. Институт географии РАН. — М. : ЭКОР, 2003. — 1 к. (4 л.).
41. Карташов И. П. Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи // Доклады АН СССР. — 1966. — Т. 166, № 2. — С. 424–426.
42. Каталог землетрясений // Официальный сайт МФ ФИЦ ЕГС РАН. — 2020. — Режим доступа: <http://memsd.ru/earthquakes> (дата обращения: 19.01.2022).
43. Каталог растров // Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). — 2014. — Режим доступа: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (дата обращения: 21.01.2022).

44. Качурин С. П. Мерзлотные и геоморфологические наблюдения в устье р. Анадырь в 1935 г. // Тр. Комитета по вечной мерзлоте АН СССР. — М.–Л. : Изд-во АН СССР, 1938. — Т. 6. — С. 3–61.
45. Качурин С. П. Вечная мерзлота на Крайнем Северо-Востоке СССР // Тр. института мерзлотоведения им. В. А. Обручева. — 1950. — Т. 7. — С. 86–101.
46. Кожурин А. И. Активная геодинамика Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов) : Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук : 25.00.23 ; Геологический институт РАН. — М., 2013. — 46 с.
47. Колегов П. П. Остаточная прочность как индикатор позднеголоценовой динамики коллювиальных и перигляциальных процессов // Идеи, гипотезы, поиск... : сб. статей по материалам науч. конф. аспирантов, соискателей и молодых исслед. — Магадан : СВГУ, 2011. — Вып. 18. — С. 64–66.
48. Колегов П. П. Некоторые новые количественные методы при изучении динамики склоновых процессов в Северном Приохотье // Научная молодежь — Северо-Востоку России : Материалы IV Межрегиональной конференции молодых ученых, приуроченной к 35-летию юбилею Музея естественной истории СВКНИИ ДВО РАН (Магадан, 24–25 мая 2012 г.). — Магадан : ООО «Новая полиграфия», 2012. — Вып. 4. — С. 7–9.
49. Колегов П. П. Динамика и цикличность коллювиальных процессов Северного Приохотья // Научная молодежь — Северо-Востоку России : Материалы V Межрегиональной конференции молодых ученых (Магадан, 22–23 мая 2014 г.). — Магадан : ООО «Новая полиграфия», 2014а. — Вып. 5. — С. 80–85.
50. Колегов П. П. Изучение склоновых процессов на Северо-Востоке Азии // VIII Диковские чтения : Материалы научно-практической конференции, посвященной 60-летию Магаданской области / под ред. А. И. Лебединцева. — Магадан : ООО «Типография», 2014б. — С. 168–170.
51. Колегов П. П. Динамика и цикличность коллювиальных процессов Северного Приохотья // Научная молодежь — Северо-Востоку России : Материа-

- лы VI Межрегиональной конференции молодых ученых (Магадан, 19–20 мая 2016 г.). — Магадан : ООО «Новая полиграфия», 2016а. — Вып. 6. — С. 80–85.
52. Колегов П. П. Динамика коллювиальных процессов в хребте Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2016б. — № 2. — С. 10–18.
53. Колегов П. П. Энергетический подход для определения динамики коллювиальных процессов (на примере южного склона Ольского плато, Северное Приохотье) // Научная молодежь — Северо-Востоку России : Материалы VII Межрегиональной конференции молодых ученых (Магадан, 24–25 мая 2018 г.). — Магадан : ООО «Новая полиграфия», 2018. — Вып. 6. — С. 80–85.
54. Колегов П. П. Динамика осыпей и каменных глетчеров Ольского плато (Северное Приохотье) на основании лихенометрического и фотометрического гранулометрического анализов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2019. — № 3. — С. 54–62. — DOI: 10.34078/1814-0998-2019-3-54-62.
55. Колегов П. П. Геопространственный анализ коллювиальных конусов выноса центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) // Форум «Наука Северо-Востока России: фундаментальные и прикладные исследования в Северной Пацифике и Арктике» : Материалы докладов юбилейной конференции, посвященной 60-летию СВКНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН / под ред. Н. А. Горячева. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2020. — С. 41–44.
56. Колегов П. П. Динамика осыпей в центральной части гор Дел-Урэкчэн (Северное Приохотье) на основе лихенометрических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2021. — № 3. — С. 71–81. — DOI: 10.34078/1814-0998-2021-3-71-81.
57. Колегов П. П. Применение методов машинного обучения для классификации склонов по космическим снимкам на примере некоторых районов Северного Приохотья // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2023. — № 4. — С. 62–71. — DOI: 10.34078/1814-0998-2023-4-62-71.
58. Колегов П. П. Влияние термического режима Северного Приохотья на динамику склоновых процессов (по метеорологическим данным за период 2011–

- 2023 гг.) // «Север и Арктика: геология, экономика, история». Всероссийская научная конференция, посвященная 300-летию Российской академии наук : Материалы северо-восточного научного форума, г. Магадан, 7–11 октября 2024 г. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2024. — С. 144–146.
59. Колегов П. П. Склоновые процессы Северного Приохотья: количественная оценка влияния климата в период 2011–2023 гг. // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: XII Косыгинские чтения : Материалы Всероссийской конференции с международным участием, 10–13 сентября 2024 г., г. Хабаровск / Отв. ред. А. Н. Диденко, Ю. Ф. Манилов. — Хабаровск : ИТиГ им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, 2024. — С. 144–146.
60. Колегов П. П. Моделирование влияния стебелькового льда на склоновый морфолитогенез Северного Приохотья и Охотско-Колымского нагорья на основе климатических данных // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2025. — № 3. — С. 42–51. — 10.34078/1814-0998-2025-3-42-51.
61. Колегов П. П., Крылов И. А., Кондратьев М. Н. Сейсмодислокации и напряженные состояния Мельдекского сегмента Ланково-Омолонской зоны разломов (Северное Приохотье) // Вулканология и сейсмология. — 2025. — № 5. — С. 58–74.
62. Колегов П. П., Ползуnenков Г. О. Аппаратно-программный комплекс «Rhizocarpon» для лишенометрического анализа: препосылки создания и будущие возможности // Идеи, гипотезы, поиск... : сб. статей по материалам науч. конф. аспирантов, соискателей и молодых исслед. — Магадан : СВГУ, 2015. — Вып. 22. — С. 117–119.
63. Колосов Д. М. О развитии древнеледниковых ландшафтов Северо-Восточной Сибири // Тр. Института геогр. АН СССР. — 1946. — Вып. 37. — С. 113–114.
64. Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР // Тр. ГГУ ГУСМП. — Л., 1947. — С. 3–175.
65. Колосов Д. М. Общие вопросы геоморфологии Северо-Востока СССР //

- Материалы по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР. — Магадан : Магаданское кн. изд-во, 1949. — Вып. 5. — С. 3–12.
66. Котляр И. Н., Русакова Т. Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2004. — 152 с.
67. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / под ред. И. С. Гудилина. — М. : Гидроспецгеология, 1980. — Режим доступа: <https://geo.uriit.ru/resource/10247> (дата обращения: 10.04.2024). — 1 л.
68. Легенда к ландшафтной карте СССР. Масштаб 1:2 500 000 / под ред. И. С. Гудилина. — М. : Гидроспецгеология, 1987. — 339 с.
69. Лыткин В. М. География каменных глетчеров хребта Улахан-Чистай // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции: в 2-х т. — Якутск : Издательский дом СВФУ, 2019. — Т. 2. — С. 183–186.
70. Мавлюдов Б. Р., Ананичева М. Д. Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов // Лед и Снег. — 2016. — Т. 56, № 3. — С. 345–357. — DOI:10.15356/2076-6734-2016-3-345-358.
71. Магомедова М. А. Лишайники как компонент растительного покрова арктических и бореальных высокогорий : дис. ... д-ра биол. наук : 03.00.16 ; Институт экологии растений и животных. — Екатеринбург, 2003. — 727 с.
72. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50 000 — 1 : 25 000 (с легендой) / Н. В. Башенина, О. К. Леонтьев, М. В. Пиотровский и Ю. Г. Симонов. — М. : МГУ, 1962. — 203 с.
73. Национальный атлас России: в 4 т. / под ред. Г. Ф. Кравченко. — Калининград : ОАО Янтарный сказ, 2007. — Т. 2. — 496 с. — Режим доступа: <https://nationalatlas.ru/tom2/240-242.html> (дата обращения: 18.01.2022).
74. Никонов А. А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений

- рельефа // Геоморфология. — 1995. — № 1. — С. 4–10.
75. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации : Комплект карт ОСР-2016 и пояснительная записка к ним / под ред. В. И. Уломова и М. И. Богданова. — 2016. — 73 с. — Режим доступа: <http://seismos-u.ifz.ru/personal/2016.htm> (дата обращения: 14.01.2022).
76. Палеосейсмология / под ред. Дж. П. Мак-Калпина : 2-е изд. — М. : Научный мир, 2011. — Т. 1. — 560 с.
77. Пахомов А. Ю., Смирнов В. Н. Скальные оползни в горах Примагаданья // Геоморфология. — 2002. — № 3. — С. 95–109.
78. Роскосмос. Геопортал — Сервис космических снимков. — 2015. — Режим доступа: <https://gptl.ru> (дата обращения: 15.01.2016).
79. Сакс В. Н. Четвертичная история Чукотского округа // Проблемы Арктики. — 1946. — № 3. — С. 69–98.
80. Сакс В. Н. Четвертичное оледенение севера Сибири // Природа. — 1947. — № 4. — С. 16–25.
81. Сакс В. Н. Четвертичный период в советской Арктике // Тр. АНИИ ГУ-СМП. — 1948. — Т. 201. — С. 133.
82. САС.Планета — Веб-картография и навигация. — 2008. — Режим доступа: <http://www.sasgis.org/sasplaneta> (дата обращения: 23.12.2016).
83. Север Дальнего Востока / под ред. Н. А. Шило — М. : Наука, 1970. — 488 с.
84. Сейсмологические каталоги и бюллетень // Федеральное государственное бюджетное учреждения науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук». — 2022. — Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/new/catalog/> (дата обращения: 14.12.2021).
85. Симонов Ю. Г. Развитие склонов в условиях холодного резко континентального климата // Вопросы географии. Сб. 85 : Склоны, их развитие и методы изучения. — М. : Изд-во Мысль, 1971. — С. 52–73. — Режим доступа: <https://elib.rgo.ru/handle/123456789/219476>.

86. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. — М. : МГУ, 1972. — 251 с.
87. Смирнов В. Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии : дис. ... д-ра геогр. наук : 11.00.04 ; Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН. — М., 1995. — 350 с.
88. Смирнов В. Н. Северо-Восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / под ред. А. Ф. Грачева. — М. : ГЕОС, 2000. — С. 120–135.
89. Смирнов В. Н., Кондратьев М. Н., Колегов П. П. Палеосейсмодислокация в зоне Ольского активного разлома (Северное Приохотье) // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы : Материалы XIX Научно-практической конференции с международным участием, посвященной памяти ученого геолога-геофизика Ю. К. Щукина (7–10 октября 2014 г.). — Воронеж : Издат.-полиграф. центр «Науч. кн.», 2014. — С. 369–371.
90. Смирнов В. Н., Кондратьев М. Н., Колегов П. П. Крупная палеосейсмодислокация в Юго-Восточной части сейсмического пояса Черского (Северное Приохотье) // Доклады АН. — 2018. — Т. 479, № 4. — С. 422–425. — DOI: 10.7868/S0869565218100146.
91. Смирнов В. Н. и др. Палеосейсмодислокации в Северном Приохотье: новые данные / В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова, П. П. Колегов и М. Н. Кондратьев // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода 25–29 сентября 2017 г. — М. : ГЕОС, 2017а. — С. 392–393.
92. Смирнов В. Н. и др. Палеосейсмодислокации в басс. р. Дондычан (Северное Приохотье) / В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова, П. П. Колегов и М. Н. Кондратьев // Вестник СВНЦ ДВО РАН. — 2017б. — № 2. — С. 41–50.
93. Смирнов В. Н. и др. Палеосейсмодислокация в верховье р. Ола (Северное

- Приохотье) / В. Н. Смирнов, С. Д. Шведов, М. Н. Кондратьев и П. П. Колегов // Чтения памяти академика К. В. Симакова : Материалы докладов Всероссийской научной конференции (Магадан, 26–28 ноября 2013 г.) / под ред. И. А. Черешнева. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2013. — С. 67–68.
94. Смирнов В. Н. и др. Псевдосейсмодислокации в горах Примагаданья / В. Н. Смирнов, А. А. Галанин, О. Ю. Глушкова и А. Ю. Пахомов // Геоморфология. — 2001. — № 2. — С. 81–92.
95. Смирнов В. Н. и др. Следы древних землетрясений в бассейне р. Армань (Северное Приохотье) / В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова, П. П. Колегов и М. Н. Кондратьев // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока Азии : Материалы III Всероссийской конференции, посвященной памяти А. П. Васьковского и в честь его 105-летия / под ред. Н. А. Горячева. — Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2016. — С. 87–89.
96. Спиридонов А. И. Развитие склонов овражно-балочного рельефа Средне-Русской возвышенности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1956. — № 2. — С. 25–34.
97. Спиридонов А. И. Актуальные вопросы изучения склонов // Вопросы географии. Сб. 85 : Склоны, их развитие и методы изучения. — М. : Изд-во Мысль, 1971. — С. 3–9. — Режим доступа: <https://elib.rgo.ru/handle/123456789/219476>.
98. Справочно-информационный портал «Погода и Климат». — 2004. — Режим доступа: <http://www.pogodaiklimat.ru> (дата обращения: 20.02.2024).
99. Суходровский В. Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. — М. : Наука, 1979. — 280 с.
100. Титов Э. Э. Скорости перемещения обломочного материала на склонах гор Северо-Востока СССР // Вестник МГУ. География. — 1970. — № 4. — С. 95–98.
101. Титов Э. Э. Строение и развитие склонов гор Северо-Востока СССР : Автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 693 ; МГУ. — Москва, 1971. — 35 с.

102. Титов Э. Э. Основные черты современного коллювиального морфолито-генеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология. — 1976. — № 2. — С. 11–25.
103. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — М. : Наука, 1966. — 240 с.
104. ASTER GDEM — Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Map // NASA Jet Propulsion Laboratory. — 2004. — Access mode: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (online; accessed: 04.05.2020).
105. ArcticDEM — Mosaics. Polar Geospatial Center / C. Porter, I. Howat, M-J. Noh, E. Husby, S. Khuvis, E. Danish, K. Tomko, J. Gardiner, A. Negrete, B. Yadav, J. Klassen, C. Kelleher, M. Cloutier, J. Bakker, J. Enos, G. Arnold, G. Bauer and P. Morin // University of Minnesota. — 2023. — DOI: 10.7910/DVN/3VDC4W. — Access mode: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (online; accessed: 04.05.2024).
106. Benedict J. A Review of Lichenometric Dating and Its Applications to Archaeology // American Antiquity. — 2009. — Vol. 74. — DOI: 10.1017/S0002731600047545.
107. Beschel R. E. A Project To Use Lichens As Indicators Of Climate And Time // Arctic. — 1957. — Vol. 10, No. 1. — P. 60.
108. Beschel R. E. Lichens as a measure of the age of recent moraines // Arctic and Alpine Research. — 1973. — Vol. 5, No. 4. — P. 303–309.
109. Branson J., Lawler D., Glen W. The laboratory simulation of needle ice // Physics and Chemistry of Ice / ed. by N. Maeno, T. Hondoh. — Sapporo, Japan : Hokkaido University Press, 1992. — P. 357–363.
110. Bull W., Brandon M. Lichen dating of earthquake-generated regional rock-fall events, Southern Alps, New Zealand // GSA Bull. — 1998. — Vol. 110, No. 1. — P. 60–84.
111. Colman S., Pierce K., Birkeland P. Suggested Terminology for Quaternary

- Dating Methods // Quaternary Research. — 1987. — Vol. 28. — P. 314–319.
112. Copernicus Contributing Missions Collections Availability // Copernicus Data Space Ecosystem. — 2024. — Access mode: <https://dataspace.copernicus.eu/explore-data/data-collections/copernicus-contributing-missions/collections-description/COP-DEM> (online; accessed: 04.05.2025).
113. Copernicus Open Access Hub // European Space Agency. — 2014. — Access mode: <https://scihub.copernicus.eu/dhus> (online; accessed: 30.01.2023).
114. Decaulne A. Lichenometry In Iceland, Results And Application // Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement. — 2016. — Vol. 22, No. 1. — P. 77–91. — DOI: 10.4000/geomorphologie.11291.
115. Dąbski M. Reviewed Research Article Dating Of The Fláajökull Moraine Ridges Se-Iceland; Comparison Of The Glaciological, Cartographic And Lichenometrical Data // Jökull. — 2002. — No. 51. — P. 17–24.
116. Dąbski M. Testing The Size-Frequency-Based Lichenometric Dating Curve On Fláajökull Moraines (Se Iceland) And Quantifying Lichen Population Dynamics With Respect To Stone Surface Aspect // Jökull. — 2007. — No. 57. — P. 21–35.
117. GMTED — Global Multi-resolution Terrain Elevation Data // U.S. Geological Survey. — 2011. — Access mode: <https://www.usgs.gov/coastal-changes-and-impacts/gmted2010> (online; accessed: 14.01.2021). DOI: 10.3133/ofr20111073.
118. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current Deformation Rates And Extrusion Of The Northwestern Okhotsk Plate, Northeast Russia // Geophysical research letters. — 2006. — Vol. 33, No. 2. — P. 4. — DOI: 10.1029/2005GL024814.
119. Hindle D., Mackey K. Earthquake Recurrence And Magnitude And Seismic Deformation Of The Northwestern Okhotsk Plate, Northeast Russia // Journal of Geophysical Research. — 2011. — No. 116. — P. 1–12. — DOI: 10.1029/2010JB007409.
120. Jomelli et al. Assessment Study Of Lichenometric Methods For Dating Surfaces / V. Jomelli, D. Grancher, P. Naveau, D. Cooley and

- D. Brunstein // *Geomorphology*. — 2007. — Vol. 86, No. 1–2. — P. 131–143. — DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.08.010.
121. Kwong et al. A Multi-Stage Approach Combining Very High-Resolution Satellite Image, GIS Database and Post-Classification Modification Rules for Habitat Mapping in Hong Kong / Kwong I. H. Y., Wong F. K. K., Fung T., Liu E. K. Y., Lee R. H., and Ng T. P. T. // *Remote Sensing*. — 2022. — Vol. 14. — P. 131–143. — DOI: 10.3390/rs14010067.
122. Li C., Holden J., Grayson R. Effects Of Needle Ice On Peat Erosion Processes During Overland Flow Events // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2018. — Vol. 123. — P. 2107–2122. — DOI: 10.1029/2017JF004508.
123. Orwin et al. Identifying Moraine Surfaces With Similar Histories Using Lichen Size Distributions And The U^2 Statistic, Southeast Iceland / Orwin J. F., McKinzey K. M., Stephens M. A., and Dugmore A. J. // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. — 2008. — Vol. 90. — P. 151–164. — DOI: 10.1111/j.1468-0459.2008.00168.x.
124. Osborn et al. Lichenometric Dating: Science Or Pseudo-Science? / G. Osborn, D. McCarthy, A. LaBrie and R. Burke // *Quaternary Research*. — 2015. — Vol. 83. — P. 1–12. — DOI: 10.1016/j.yqres.2014.09.006.
125. OTB — Orfeo ToolBox — Open Source Processing Of Remote Sensing Images. — 2012. — Access mode: <https://www.orfeo-toolbox.org/> (online; accessed: 30.01.2023).
126. Perez F.Ĺ. Talus Movement In The High Equatorial Andes: A Synthesis Of Ten Years Of Data // *Permafrost and Periglacial Processes*. — 1993. — Vol. 4, No. 3. — P. 199–215. — <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040303>. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/ppp.3430040303>.
127. Ponti S., Cannone N., Pass M. Needle Ice Formation, Induced Frost Heave, And Frost Creep: A Case Study Through Photogrammetry At Stelvio Pass (Italian Central Alps) // *Catena*. — 2018. — Vol. 164. — P. 62–70. — DOI: 10.1016/j.catena.2018.01.009.

129. QGIS — Spatial Without Compromise — Qgis Web Site. — 2010. — Access mode: <https://www.qgis.org/ru/site/index.html> (online; accessed: 23.12.2016).
130. R — The R Project For Statistical Computing. — 2004. — Access mode: <https://www.r-project.org> (online; accessed: 29.12.2016).
131. Spatial Resolution // Sentinel Online. — 2012. — Access mode: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/user-guides/sentinel-2-msi/resolutions/spatial> (online; accessed: 30.01.2023).
132. USGS EROS Archive — Vegetation Monitoring — eVIIRS Global NDVI // U. S. Geological Survey. — 2023. — Access mode: <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-vegetation-monitoring-eviirs-global-ndvi> (online; accessed: 16.04.2024). — DOI: 10.5066/P9QOEFNP.
133. Vincent et al. Changes in Canada's Climate: Trends in Indices Based on Daily Temperature and Precipitation Data / L. Vincent, X. Zhang, E. Mekis, H. Wan and E. Bush // Atmosphere-Ocean. — 2018. — Vol. 56. — P. 332–349. — URL: <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:134222537>. Access mode: <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:134222537>.
134. Zhu C. Rates Of Periglacial Processes In The Central Tianshan, China // Permafrost and Periglacial Processes. — 1996. — Vol. 7. — P. 79–94. — DOI:10.1002/(SICI)1099-1530(199601)7:1<79::AID-PPP208>3.0.CO;2-O.