Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Институт проблем нефти и газа Российской академии наук»
(ФГБУН ИПНГ РАН)

На правах рукописи



Сизов Олег Сергеевич

ЭОЛОВЫЕ МОРФОЛИТОСИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ: ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

1.6.14. Геоморфология и палеогеография

Диссертация
на соискание ученой степени
доктора географических наук

Москва – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 4

1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭОЛОВОГО МОФОЛИТОГЕНЕЗА В ПОСТЛЕДНИКОВЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОБСТАНОВКАХ ВЫСОКИХ ШИРОТ 15
1.1 Краткая история изучения внеаридного эолового рельефа 15
1.2 Теоретические основы эолового рельефообразования 18
1.3 Системно-вариационный подход к изучению эолового рельефа 21
1.4 Состояние проблемы эолового рельефообразования и осадконакопления в постледниковых материковых обстановках высоких широт 40
1.5 Концепция криогидроэолового морфолитогенеза в постледниковых материковых обстановках севера Западной Сибири 56
1.6 Принцип конкурентного эолового морфолитогенеза 65
1.7 Выводы по главе 1 74

2 РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИКОВОГО ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (МОРФОЛОГИЯ, МОРФОМЕТРИЯ, МОРФОДИНАМИКА) 76
2.1 Типология и классификация форм эолового рельефа 76
2.2 Распространение эолового рельефа на севере Западной Сибири 83
2.3 Оценка площади оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири 93
2.4 Морфометрия эолового рельефа на севере Западной Сибири 100
2.4.1 Наиболее крупные котловины выдувания 100
2.4.2 Микрорельеф котловин выдувания 105
2.4.3 Микрорельеф модельного эолового массива 112
2.5 Оценка динамики эолового рельефа на севере Западной Сибири 118
2.5.1 Оценка изменения площади 118
2.5.2 Оценка динамики эолового микрорельефа 120
2.5.3 Оценка динамики песчаных наносов 124
2.5.4 Оценка эолового переноса в зимний период 127
2.6 Распространение эолового рельефа в постледниковых районах России 129
2.6.1 Северо-западная часть Восточно-Европейской равнины 129
2.6.2 Центральная часть Восточно-Европейской равнины 130
2.6.3 Восточная часть Восточно-Европейской равнины 132
2.6.4 Северо-восточная часть Восточно-Европейской равнины 135
2.6.5 Север России (Земля Франца-Иосифа, полуостров Таймыр) 137
2.6.6 Центральная Якутия 137
2.7 Распространение эолового рельефа в постледниковых и ледниковых районах мира 139
2.7.1 Западная и Северная Европа 139
2.7.2 Западная часть Восточно-Европейской равнины (Белорусское Полесье) 143
2.7.3 Северная Америка 144
2.7.4 Гренландия, Антарктида 146
2.8 Выводы по главе 148

3 РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ЭОЛОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В КОНТЕКСТЕ РАЗВИТИЯ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ 149
3.1 Общая характеристика 149
3.2 Текстурные и литологические признаки 149

3.3 Гранулометрический состав 155
3.4 Валовый химический состав 159
3.5 Морфоскопия и морфометрия кварцевых зерен 162
3.6 Результаты люминесцентного датирования эоловых отложений 169
3.6.1 Датировки в интервале 35-10 тыс.л.н. 171
3.6.2 Датировки старше 35 тыс.л.н. 174
3.6.3 Датировки моложе 10 тыс.л.н. 177
3.7 Результаты радиоуглеродного датирования эоловых отложений 177
3.8 Развитие представлений о распространении покровных оледенений 186
3.9 Геоморфологический реанализ краевых ледниковых образований 189
3.10 Морфология форм ледникового и водно-ледникового рельефа (на примере бассейна р. Надым) 193
3.11 Результаты люминесцентного датирования водных и водно-ледниковых отложений 205
3.12 Выводы по главе 3 215
4 РОЛЬ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ (ПОСЛЕДНИЕ 50 ЛЕТ) 217
4.1 Физические основы эолового переноса 217
4.2 Климатические условия развития ветровой эрозии в Западной Сибири 220
4.3 Геоботаническая характеристика эоловых массивов 228
4.3.1 Обзор исследований растительности материковых дюн 228
4.3.2 Растительность эоловых массивов в бассейне р. Надым 231
4.3.3 Эолово-фитогенные формы рельефа на севере Западной Сибири 239
4.3.4 Особенности зарастания эоловых форм рельефа 244
4.4 Противодефляционная устойчивость почвенного покрова 252
4.5 Ландшафтная индикация эоловых отложений 256
4.6 Выводы по главе 4 259
5 РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ (ПОСЛЕДНИЕ 50 ЛЕТ) 261
5.1 Распространение антропогенных оголенных песков 261
5.2 Динамика растительности в сухоройных песчаных карьерах 273
5.3 Влияние природных пожаров на развитие дефляции 289
5.4 Разработка способов рекультивации оголенных песков 308
5.5 Выводы по главе 5 321
6 ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭОЛОВЫХ МОРФОЛИТОСИСТЕМ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 323
6.1 Оценка эффективности мер по ветрозащите населения г.Надым 326
6.2 Оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой населения г.Надым 334
6.3 Песчаные массивы как основа для расселения 349
6.4 Выводы по главе 6 351
Заключение 352
Список литературы 359
Приложения 402

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Широкое развитие эолового рельефа и субаэральных отложений на севере Западной Сибири является общепризнанным [Величко, Тимирева, 2005; Зыкина и др., 2023] – эоловый рельеф выражен в виде котловин выдувания (раздувов и локальных песчаных обнажений), отдельных параболических дюн и относительно выровненных участков, сложенных покровными эолово-нивейными песками.

Тем не менее, можно констатировать, что в настоящее время примеры планомерных комплексных исследований отсутствуют. В литературе в основном представлены фрагментарные полевые описание котловин выдувания и параболических дюн с привязкой к наиболее значимым географическим объектам (долинам рек, берегам крупных озер) [Земцов, 1962]. Приводятся удельные значения площади развеваемых участков для отдельных районов без детального описания особенностей их развития и локализации [Воскресенский, 2001]. Это же относится и к антропогенно-нарушенным территориям, которые в дальнейшем становятся ареной активизации процессов дефляции [Васильев, 1998; Солодовников, 2007]. Выделенные на основе автоматической классификации среднемасштабной космической съемки участки оголенных песков [Global..., 2010] содержат высокую степень генерализации, не позволяющую объективно оценить особенности распространения.

Определенный пробел существует и в представлении о морфологическом разнообразии континентальных эоловых форм севера Западной Сибири. Большинство имеющихся разрозненных описаний эолового микрорельефа, которые содержатся в отчетах о геологической и геоморфологической съемке территории, основаны на простейших инструментальных и визуальных методах. Подобные разовые наблюдения не позволяют сделать выводы о современной эоловой морфодинамике.

Важное значение имеет изучение ответной реакции эолового рельефа на масштабное антропогенное воздействие, сопровождаемое изменением температурного режима грунтов и разрушением почвенно-растительного покрова. Официальная экологическая статистика за последние годы фиксирует неуклонное расширение площади нарушенных земель в результате разработки месторождений нефти и газа [Доклад..., 2023]. Процессы снижения биопродуктивности и опустынивания в зоне тундры и лесотундры также тесно связаны с интенсификацией традиционных форм хозяйства, в частности с перевыпасом домашних оленей. Общий рост техногенной нарушенности, развитие обезлесивания и опустынивания рассматриваются в настоящее время исследователями как одни из наиболее актуальных экологических проблем региона [Пуровский район..., 1996; Соромотин, Сизов, 2007]. В этом отношении вполне очевидна необходимость комплексного изучения причин, проявлений и динамики антропогенной нарушенности почвенно-растительного покрова в пределах тундровых, лесотундровых и северо-таежных ландшафтов с последующей разработкой методов экологической реставрации нарушенных территорий.

Вместе с тем, слабо изучена ответная реакция экосистем на глобальные долгосрочные климатические изменения, наиболее явно проявляющиеся в арктических и субарктических регионах [Доклад..., 2023]. Северные и центральные части Западной Сибири в течение четвертичного периода, согласно имеющимся представлениям, в различное время могли представлять собой: холодную обширную позднеледниковую пустыню [Волков, 1971; Величко, Тимирева, 2005], арену развития крупных покровных оледенений [Архипов, 1971; Земцов,

1976], дно ледниково-подпрудного («озеро Манси») [Волков, Волкова, 1964; Mangerud et al., 2004] или морского [Чочиа, Евдокимов, 1993; Кузин, 2005, 2013] водоема. Подобное расхождение во взглядах обуславливает необходимость подробного рассмотрения палеогеографических аспектов формирования эоловых осадков, а также выявления их индикационного значения при реконструкции условий осадконакопления на рассматриваемой территории в целом. Перспективность данного направления исследований во многом связана с высокой степенью устойчивости эоловых песков к постседиментационной трансформации и процессам выветривания [Bagnold, 1941; Chepil, 1945b, 1945a; McKee, 1979; Pye, Tsoar, 2009]. Формы эоловой аккумуляции также хорошо сохраняются в условиях повышенной влажности, криогенного воздействия или активного зарастания. Палеогеографическое изучение эоловых форм рельефа имеет высокий научный потенциал для решения проблемных вопросов, связанных с историей и прогнозом развития рельефа Западной Сибири, а анализ особенностей эолового осадконакопления может послужить основой для различных палеоландшафтных реконструкций.

В последние годы наблюдается лавинообразный рост первичных научных данных. Это относится как к результатам разнообразных полевых исследований, которые свободно распространяются в рамках международных проектов (CALM, TSP и др.) [Brown et al., 2000; Romanovsky et al., 2010; Vasiliev et al., 2020], так и к данным дистанционных наблюдений, охватывающих в т.ч. и арктические регионы (космические снимки Landsat, Sentinel, Corona, «Ресурс-П» и др.; цифровые модели рельефа ArcticDEM, AW3D30, AsterDEM2, TanDEM90 и др.). Современный уровень научных исследований подразумевает возможность применения новых методов определения «календарного» возраста песчаных осадков различного генезиса (ОСЛ, УМС). Глубина временного охвата позволяет провести актуализацию представлений предшественников о развитии эоловых форм рельефа [Земцов, 1962]. Следовательно, важную роль приобретает разработка методических подходов по совместному использованию разнородных данных для обеспечения целостного и непротиворечивого представления наблюдаемых природных процессов и явлений.

Актуальная экологическая проблематика предполагает учет социально-экологических аспектов проявления изучаемых процессов и явлений. Таким образом, исследования, направленные на обобщение существующих материалов, их анализ, детализацию и оценку составляет несомненный фундаментальный научный интерес.

Степень изученности темы исследования

Эоловые процессы и формы рельефа в России имеют длительную историю изучения [Соколов, 1884; Обручев, 1890; Тутковский, 1899, 1910]. Однако основное внимание в большинстве исследований уделялось территориям с аридными условиями, где деятельность ветра имеет наибольшую интенсивность [Федорович, 1983; Чичагов, 2010].

В северных регионах, несмотря на многочисленные упоминания в геологических отчетах, отдельных публикациях и обобщающих монографиях, специальные предметные исследования эоловых отложений и форм рельефа практически не проводились. За последние 15 лет можно отметить буквально единичные работы, посвященные субаэральным осадкам на северо-востоке Русской равнины [Астахов, Свенсен, 2011; Zaretskaya et al., 2024] и эоловому рельефу Якутии (на примере Кызыл-Сырского тукулана в бассейне р.Вилюй) [Куть, 2015; Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019].

Для севера Западной Сибири существенны результаты изучения литологии эоловых осадков [Земцов, 1976; Астахов, 1999; Назаров, 2011], а также данные датировок, которые

позволили выделить два разновременных горизонта «*оленьих*» и «*байдарацких*» песков, имеющих повсеместное распространение при общем покровном залегании [Forman et al., 2002; Лист R-42..., 2015]. Однако, подобные исследования затрагивают лишь наиболее северные территории Ямала и Гыдана, в то время как на обширном континентальном междуречье Оби и Енисея детальные аналитические работы практически не проводились. Отсутствуют также данные и о возрасте эоловых осадков, которые широко распространены в долинах большинства крупных рек (Полуй, Казым, Надым, Пур, Таз) и их притоков. Аналогичная ситуация наблюдается с современным датированием и других парагенетических осадков.

Относительно специфики природных условий развития эоловых процессов можно отметить, что в научных работах рассматривается преимущественно проблема дефляции сельскохозяйственных угодий в южной части равнины [Евсеева, 2009]. Для северных районов Западной Сибири можно выделить отдельные исследования динамики растительности на песчаных обнажениях естественного и антропогенного происхождения [Москаленко, 1999; Коронатова, Миляева, 2011; Лоботросова, 2014; Капитонова и др., 2017; Лоботросова и др., 2018]. Большинство вопросов, связанных с оценкой климатического потенциала дефляции, описанием флористического состава естественных песчаных раздувов, выявлением особенностей и ведущих факторов успешного первичного восстановления почвенного-растительного покрова на подвижных песках в научной литературе освещены слабо и требуют более детального рассмотрения. Получение подобных данных необходимо для локализации применяемых универсальных методик восстановления растительности, которые не учитывают региональные природные особенности.

Существенно лучше изучены эоловые формы в высокоширотных районах Европы, Северной и Южной Америки. В силу своей уникальности и интразональности, они являются популярным объектом исследований разнообразной тематики [McKee, 1979; Pye, Tsoar, 2009; Goudie, 2013; Lancaster et al., 2013; Livingstone, Warren, 2019; Lancaster, 2023], в частности:

- значительное количество работ посвящено геологическим и палеогеографическим вопросам происхождения эоловых отложений в контексте климатических изменений и формирования рельефа в конце неоплейстоцена и начале голоцена;
- на примере песчаных дюн проводятся многочисленные исследования первичных сукцессионных изменений растительности, расширяющих научное понимание закономерностей смены и восстановления растительных сообществ в неустойчивых и экстремальных условиях арктического климата;
- появление огромного объема различных дистанционных данных (аэрофотоснимки, космические снимки, лидарная съемка) стимулирует разнообразные исследования динамики природных процессов в пределах массивов подвижных песков (скорость перемещения дюн, интенсивность эоловой аккумуляции, активность зарастания дюн и др.).

Таким образом, наличие обширного объема знаний о ключевых аспектах развития эолового рельефа в высоких широтах различных регионов создает предпосылки для успешной интеграции полученных в данной работе результатов в общую научную картину.

Цель и задачи исследования

Цель настоящего исследования – выявление пространственно-временных закономерностей развития эоловых морфолитосистем в постледниковых обстановках Западно-Сибирской равнины в контексте общей истории развития рельефа территории и современного хозяйственного освоения нефтегазовых ресурсов.

Реализация поставленной цели включала решение следующих задач:

1) Анализ и обобщение существующих представлений об особенностях развития и закономерностях распространения процессов эолового морфолитогенеза в постледниковых обстановках севера Западно-Сибирской равнины;

2) Определение основных геоморфологических (морфологических, морфометрических и морфодинамических) и литологических *свойств* эоловых морфолитосистем на севере Западно-Сибирской равнины *на основе результатов дистанционных, полевых и камеральных исследований*;

3) Выявление периодов активизации эоловых процессов, реконструкция региональной истории эолового морфолитогенеза *на основе совместного анализа впервые полученных и существующих геохронологических данных*;

4) Установление роли природных (климатических, геоботанических) и антропогенных (техногенных, пирогенных) факторов, определяющих интенсивность региональных эоловых процессов на современном этапе развития рельефа (последние 50 лет) *на основе анализа данных инструментальных гидрометеорологических наблюдений*;

5) Выявление геоэкологических свойств эоловых морфолитосистем, оказывающих непосредственное влияние на формирование системы жизнеобеспечения молодых городских поселений на севере Западно-Сибирской равнины *на основе анализа дистанционных, полевых и гидрометеорологических данных*.

Объект, предмет и территория исследования

Объектами исследования являются эоловые морфолитосистемы на севере Западно-Сибирской равнины, основным элементом которых являются эоловые формы рельефа (природные и антропогенные) и покровные отложения, точная пространственная локализация и характерные индикационные признаки которых обеспечивают их однозначную натурную идентификацию и дифференциацию.

Предмет исследования – организованность, пространственно-временная динамика, региональные особенности и природные факторы развития эоловых морфолитосистем в холодных континентальных условиях Западной Сибири, а также их трансформация под влиянием масштабной хозяйственной деятельности по добыче и транспортировке углеводородов.

Пространственные рамки полевых исследований ограничены бассейнами рек Надым, Полуй, Казым, Пур, а также южным побережьем Обской губы (Надымская Обь). Контрольные по отношению к основной территории исследований участки расположены на водоразделах Салехардского увала, Аганского увала, Белогорской возвышенности, в верхнем течении р.Таз, а также в нижнем течении р. Тура.

Дистанционные исследования (картографирование и типологизация эоловых форм рельефа) проводились в пределах всей северной части Западно-Сибирской равнины.

Геохронологические рамки работы лимитированы возможностями метода оптико-люминесцентного датирования песчаных осадков. История развития рельефа территории рассматривается с середины неоплейстоцена, современный этап эолового морфолитогенеза охватывает последние 50 лет.

Фактический материал и личный вклад автора

В основу работы легли результаты полевых и дистанционных исследований, проведенных соискателем лично, в т.ч. в качестве руководителя научной группы, в период с 2004 по 2024 гг. Работы выполнены при финансовой поддержке:

- НИИ экологии и РИПР ТюмГУ – изучение причин пылевого загрязнения атмосферного воздуха в пределах г. Муравленко (ЯНАО) (рук. А.В. Соромотин);
- ИКЗ СО РАН – проект №144 «Криогенные ресурсы Арктики и Субарктики: состояние и структура криолитозоны, физико-химическое моделирование и биологический потенциал криогенных систем», подтема: «Органическое вещество почв криолитозоны и особенности его трансформации при деградации многолетнемёрзлых пород» (рук. В.С. Зыкина, А.С. Якимов);
- РФФИ – проекты №№ 16-45-890529 «Дефляционные процессы в тундровой и северо-таежной зонах Западной Сибири: распространение, условия развития и способы рекультивации оголенных песков» (рук. А.В. Соромотин); 16-45-890312 р_а «Комплексное изучение почвенного покрова о. Белый (Карское море)» (рук. А.А. Юртаев); 16-06-00260 «Древнее население на берегах системы проточных озер: динамика освоения и жизнеобеспечение (на примере Андреевской озерной системы в Туро-Пышминском междуречье)» (рук. В.А. Зах); 19-45-890008 р_а «Северные дюны Западной Сибири: происхождение, история развития, современная динамика и устойчивость в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия» (рук. А.В. Соромотин); 19-45-890017 р_а «Комплексное изучение почвенного покрова арктических тундр полуострова Гыданский и островов Карского моря (на примере острова Вилькицкого)» (рук. А.А. Юртаев); 20-55-71004 «Открытые городские пространства как фактор обеспечения устойчивого развития в Арктике в условиях климатических изменений» (рук. А.В. Соромотин);
- РНФ – проекты №№ 17-17-01289 «Перестройка систем стока и миграция главного водораздела Русской равнины в последнюю ледниковую эпоху» (рук. А.В. Панин); 25-27-00022 «Социально-экологические аспекты развития малых городов как центров нефтегазового освоения в меняющихся климатических условиях субарктической зоны Западной Сибири» (рук. Р.Ю. Федоров); 25-27-00732 «Генезис и условия развития эоловых процессов на севере Западно-Сибирской равнины» (рук. Е.А. Коркина);
- Правительства Тюменской области – проект №89-ДОН(1) «Устойчивое землепользование в Арктике в свете глобальных природных изменений: естественные и антропогенные факторы стабильности (TerrArctic)» (рук. Я.В. Кузяков).

Исходные дистанционные данные (аэрофотоснимки, космические снимки, цифровые модели рельефа) получены либо непосредственно в процессе съемки с БПЛА, либо из открытых общедоступных источников. Незначительная часть съемки с высоким и сверхвысоким пространственным разрешением получена в ходе реализации конкретных научных проектов, перечисленных выше.

Лабораторные исследования отобранных проб проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск), лаборатории механики грунтов Института криосферы Земли ТНЦ СО РАН (Тюмень), ЦКП научным оборудованием ИФХиБПП РАН (Пущино), лаборатории АО «Региональный Аналитический Центр» (Тюмень) и ЦКП научным оборудованием ТГУ (Томск). Морфоскопический анализ кварцевых зерен выполнялся в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН. Обработка и анализ кернов деревьев проводились на кафедре физической географии и ландшафтоведения МГУ (Москва). Радиоуглеродное датирование отложений проводилось в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск), ЦКП научным оборудованием «Ускорительная масс-спектрометрия НГУ-ННЦ» (Новосибирск); люминесцентное – в Северной люминесцентной лаборатории Университета Орхуса (Дания), а

также в Лаборатории геохронологии четвертичного периода Института геологии Таллиннского технологического университета (Эстония).

Автором разработана концепция исследования, определены цели и задачи, выбраны объекты и методические подходы, проведены критический анализ и теоретическое обобщение полученных материалов. Автор принимал непосредственное участие в планировании, подготовке и проведении полевых маршрутов, в ходе которых им лично проводились геологические, геоморфологические и геоботанические исследования, отбор проб, съемка с БПЛА. Весь комплекс работ по обработке и дешифрированию дистанционных данных, статистической обработке и интерпретации результатов лабораторной аналитики, подготовке графических материалов и приложений выполнен лично автором.

Методология исследований

Методология настоящей работы основана на рассмотрении *особой внеаридной материковой* эоловой морфолитосистемы в качестве примера геоморфологической системы, что дает возможность последовательного всестороннего изучения ее функциональных, временных и пространственных параметров и свойств (устойчивость, динамичность, организованность, дифференциация, память и др.).

Ключевое значение при системном изучении эоловых морфолитосистем имеет совместное (неделимое) рассмотрение литологии осадочных пород, подвергаемых эоловой трансформации, динамики рельефообразующих процессов эоловой аккумуляции и дефляции, а также морфометрических и морфологических особенностей производных эоловых форм рельефа (положительных и отрицательных). Теоретическое обоснование подобного совместного использования геолого-геоморфологических методов представлено в концепции геоморфологических формаций [Флоренсов, 1964, 1971, 1978]. Позднее данный подход получил развитие в учении о морфолитогенезе [Симонов, 1972; Симонов и др., 1998].

При реконструкции истории развития эоловых морфолитосистем исследование опирается на концепцию *«гляциоэоловых процессов»*, предполагающую устойчивую связь периодов глобальных похолоданий с фазами активизации процессов эолового морфолитогенеза [Derbyshire, Owen, 2018]. В этом отношении эоловый рельеф высоких широт может рассматриваться в контексте развития покровных плейстоценовых оледенений. «Гляциоэоловую» концепцию можно рассматривать как современное переосмысление более ранних представлений о положении эоловых отложениях и формах рельефа в общем ряду гляциогенных образований [Brodzikowski, Loon, 1990].

Особое место занимает концепция картографирования геоморфологических систем [Кашменская, Хворостова, 1989] на основе определения балансовых характеристик внешнего и внутреннего массо- и энергообмена, которые непосредственно отражают пространственно-временную динамику эоловых морфолитосистем. Основанием для оценки конкретных балансовых характеристик служит сравнительный анализ форм рельефа (в т.ч. с помощью дистанционных методов), а также анализ состава и мощности рыхлых отложений. Балансовый метод [Кашменская, Хворостова, 1989] в данном исследовании применялся при анализе интенсивности современных факторов эолового морфолитогенеза и устойчивости эолового рельефа в текущих природно-климатических условиях севера Западной Сибири.

Исследования особенностей антропогенного использования и преобразования эоловых форм рельефа, их геоэкологических свойств проводились на основе теоретических достижений антропогенной и экологической геоморфологии (*environmental geomorphology*) (на основе работ

Д. Коатса [Environmental..., 1973]; Ю.Г. Симонова, В.И. Кружалина [1989; 2001; 2004]; Э.А. Лихачевой, Д.А. Тимофеева [Рельеф..., 2002; 2004]; С.Б. Кузьмина [2009] и др.).

Защищаемые положения

1) Развитие эоловых морфолитосистем северной части Западно-Сибирской равнины является завершающим этапом *криогидроэлового морфолитогенеза* – физически обусловленной последовательной трансформации континентальных песчаных осадков в постледниковых материковых обстановках.

2) Эоловые морфолитосистемы северной части Западно-Сибирской равнины развиваются в виде *криогенно устойчивых* параболических дюн, котловин выдувания и участков площадной аккумуляции покровных песков, которые закономерно приурочены к элементам *ледниковой формации* – зандровым равнинам, ложбинам стока ледниковых вод и прибрежной зоне приледниковых водоемов.

3) Эоловые морфолитосистемы северной части Западно-Сибирской равнины наиболее масштабно развивались на *завершающей стадии неоплейстоцена* (34-12 тыс.л.н.), отражая последовательное распространение климатических изменений в Северном полушарии с востока на запад.

4) *Активность* эолового морфолитогенеза в северной части Западно-Сибирской равнины *последние 50 лет* ограничивается слабым дефляционным потенциалом ветра, переувлажнением территории и кратковременным *интенсивным* характером антропогенного воздействия; вместе с тем *потенциал для активизации* дефляции сохраняется в пределах лишайниковых редколесий на маломощных подзолах.

5) Геоэкологические свойства эоловых морфолитосистем северной части Западно-Сибирской равнины (отсутствие мерзлоты в верхнем слое и повышенная дренируемость песчаных осадков) обеспечивают *физическую устойчивость* для объектов городской и промышленной инфраструктуры в современных условиях деградации ММП.

Научная новизна исследования

Итоги реализации каждой поставленной задачи исследования могут характеризоваться значительной степенью научной новизны. Среди наиболее существенных результатов, полученных ***впервые*** в настоящей работе, можно отметить следующие:

1) Предложена *новая концепция* развития внеаридных эоловых морфолитосистем в континентальных условиях постледниковых районов Западно-Сибирской равнины.

2) Создана *уникальная база количественных данных* литологических, морфометрических и морфодинамических параметров, всесторонне характеризующих эоловые морфолитосистемы северной части Западно-Сибирской равнины.

3) На основе анализа дистанционных данных сформировано представление о *фактическом распространении* эоловых морфолитосистем в постледниковых районах Западно-Сибирской равнины.

4) На основе совместного анализа существующих и впервые полученных геохронологических данных установлена *детальная хронология* развития эоловых морфолитосистем на севере Западно-Сибирской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене, учитывающая контекст глобальных климатических изменений и периоды эоловой активизации в соседних регионах.

5) На основе обобщения результатов многолетних стационарных наблюдений (2013-2022 гг.) и обширного массива гидрометеорологических данных (1966-2023 гг.) установлены

пороговые значения основных климатических показателей, определяющих интенсивность эолового переноса осадков в условиях севера Западной Сибири.

6) Выявлены механизмы, последовательность и вариативность специфических *сукцессионных изменений* растительных сообществ на подвижных песках, определяющих развитие особого типологического ряда эолово-фитогенных форм рельефа для северной части Западно-Сибирской равнины.

7) На основе ретроспективного анализа дистанционных данных (1984-2023 гг.) получены количественные значения *динамики техногенной нарушенности* почвенно-растительного покрова для наиболее масштабных видов механического и термического воздействия, позволяющие объективно оценить антропогенной вклад в активизацию дефляции в условиях севера Западной Сибири.

8) Определена *геоэкологическая роль* эоловых морфолитосистем северной части Западно-Сибирской равнины при организации хозяйственного освоения территории и создании системы жизнеобеспечения молодых городских поселений в неблагоприятных субарктических и арктических условиях.

Теоретическая значимость работ

Работа вносит существенный вклад *в развитие региональной геоморфологии и палеогеографии* Западно-Сибирской равнины.

Предложена *концепция криогидроэолового морфолитогенеза*, которая предполагает неразрывную генетическую взаимосвязь внеаридных материковых эоловых морфолитосистем с широким распространением неоплейстоценовых покровных оледенений. Возникающие при этом внутренние и внешние связи эоловых морфолитосистем имеют четкую иерархию, а геоморфологические процессы – строгую физическую обусловленность. В ходе исследования установлено, что необходимыми условиями для развития эоловых процессов на севере Западной Сибири являются наличие всесезонного ветрового воздействия, переменный гидрологический режим водных объектов и широкое распространение «зрелых» песчаных осадков.

Выявленное в ходе полевых, дистанционных и геохронологических исследований повсеместное наличие эоловых форм рельефа и покровных эоловых отложений в структуре ледниковой геоморфологической формации объективно свидетельствует о широком распространении временных обстановок интенсивного ветрового воздействия и повышенной переменной обводненности в прошлом. Следовательно рассмотрение эоловых морфолитосистем в качестве устойчивого маркера расширяет возможности палеогеографических реконструкций, позволяя определить предельные значения палеоклиматических условий и последовательность рельефоообразующих событий, а также установить достоверную корреляцию с развитием других регионов.

В работе показано, что эоловые и водно-эоловые отложения, отличающиеся бедным минеральным составом и промывным водным режимом, являются наиболее распространенным литологическим основанием для развития низкобонитетных лишайниковых редколесий на маломощных подзолах. В итоге образуются уникальные для северо-таежной подзоны Западной Сибири ландшафтные ассоциации, которые характеризуются специфическим сочетанием геохимических, гидрологических, криогенных и иных природных процессов массо-энергетического обмена. Таким образом, полученные результаты закладывают фундаментальную геоморфологическую основу для дистанционного геоботанического, почвенного и ландшафтного картографирования на основе устойчивых индикационных признаков лишайниковых редколесий *в постледниковых районах Западной Сибири*.

Практическая значимость работ

Практическая значимость работы определяется разработкой научно-практических подходов к решению проблемы активизации дефляции на техногенно нарушенных участках и адаптации городского населения к суровым арктическим условиям. В ходе исследований разработана методика объективной детальной оценки и мониторинга неблагоприятных экзогенных процессов в пределах районов добычи и транспортировки углеводородов на основе использования дистанционных данных различного масштаба, типа и актуальности (методика апробирована и внедрена в практическую деятельность ООО «Газпром добыча Надым»). Полученные количественные значения удельной площади нарушенности являются фактической основой для уточнения требований регионального экологического нормирования.

В ходе проведенной серии экспериментов разработаны способы и рекомендации по восстановлению растительности на техногенно нарушенных участках оголенных песков (способы рекультивации запатентованы, рекомендации согласованы Правительством ЯНАО).

По итогам анализа уровня комфорта городской среды, формируемой непосредственно в пределах естественных эоловых массивов, на примере г.Надым разработаны методики оценки обеспеченности населения зеленой инфраструктурой и оценки эффективности мероприятий по снижению степени прямого ветрового воздействия (методики оптимизированы для практического использования при городском планировании).

Степень достоверности полученных результатов

В основе исследования лежит достаточно обширный объем фактического материала, полученного с использованием современных научных средств и методов. Достоверность результатов и выводов обеспечивается реализацией следующих научных принципов:

- репрезентативность – дистанционные исследования охватывают рассматриваемую территорию целиком; ключевые участки полевых исследований имеют достаточно равномерное распределение по территории как в площадном, так и в высотном отношении;
- воспроизводимость – дешифрирование дистанционных данных основано на устойчивых индикационных признаках; большая часть отобранных проб сохранена и доступна для независимой проверки; участки полевых работ имеют точную географическую привязку и доступны для повторного посещения;
- верифицируемость – результаты дистанционных исследований подтверждены полевыми проверками на контрольных участках; большинство лабораторных анализов однотипных отложений выполнено как минимум в двух независимых лабораториях;
- объективность – в исследовании используются исключительно апробированные и общераспространенные методики дистанционных и лабораторных исследований; результаты полевых работ получены с помощью инструментальных способов и средств;
- полнота – при анализе использовались все полученные кондиционные фактические материалы; исследование проводилось вплоть до формирования логически непротиворечивых эмпирических обобщений в отношении рассматриваемых процессов;
- сопоставимость – для полученных результатов в тексте представлены аналоги из других регионов, имеющих сходные природные условия, что демонстрирует закономерную детерминированность развития рассматриваемых процессов;
- открытость – в работе представлено большинство полученной фактической информации, полный объем исходных первичных научных данных и метаданных может быть предоставлен по запросу.

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликовано ***3*** монографии (из них 2 – в соавторстве) и ***60*** статей в рецензируемых зарубежных и российских журналах, из которых: ***27*** – в российских рецензируемых журналах из перечня ВАК; ***10*** – в российских рецензируемых журналах, индексируемых Scopus/WoS/RSCI; ***16*** – в международных изданиях, индексируемых Scopus/WoS. Практические разработки по рекультивации закреплены в ***2*** патентах.

Результаты исследований неоднократно докладывались на ***39*** всероссийских и международных научных конференциях, среди которых: международная научно-практическая конференция «Антропогенная динамика природной среды» (Пермь, 2006), ИнтерКарто/ИнтерГИС 13 (Ханты-Мансийск, Йеллоунайф, 2007), The International Symposium «Euro-ECO» (Ганновер, Германия, 2007), Hanover» 2007, ИнтерКарто/ИнтерГИС 15 (Пермь, Гент, 2009), международная конференция «Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов» (Тюмень, 2010, 2011, 2013, 2014, 2016), XXXIII пленум Геоморфологической комиссии РАН (Саратов, 2013), European Geosciences Union General Assembly (Вена, Австрия, 2014), международная конференция «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы» (Тюмень, 2015), всероссийская научная конференция «Пути эволюционной географии» (Москва, 2016, 2021; Пятигорск, 2026), X Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (Москва, 2017), 9th International Conference on Geomorphology (New Delhi, India, 2017), XXXVI пленум Геоморфологической комиссии РАН (Барнаул, 2018), международная конференция «Актуальные вопросы биогеографии» (Санкт-Петербург, 2018), всероссийская научно-практическая конференция «Геоморфология и физическая география Сибири в XXI веке» (Томск, 2020), American Geophysical Union Fall Meeting (Онлайн, 2020), European Geosciences Union General Assembly (Онлайн, 2021), VIII научная онлайн-сессия «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов» (Новосибирск, 2021), American Geophysical Union Fall Meeting (Новый Орлеан, США, 2021), международная научная конференция «Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике» (Салехард, 2021), научная конференция «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений» (Москва, 2022), Шестая научная конференция геокриологов России «Мониторинг в криолитозоне» (Москва, 2022), ежегодная конференция по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России» (Санкт-Петербург, 2022, 2023, 2024, 2026), American Association of Geographers Annual Meeting (Онлайн, 2022), XXXVII пленум Геоморфологической комиссии РАН (Иркутск, 2023), XXXVIII пленум Геоморфологической комиссии РАН (Москва, 2025), всероссийская научная конференция «Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена» (Москва, 2025), XI Всероссийская конференция по изучению четвертичного периода (Санкт-Петербург, 2025), VII Всероссийская научная конференция «Динамика экосистем в голоцене» (Пермь, 2025), IX научная сессия «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов» (Новосибирск, 2026), Седьмая научная конференция геокриологов России «Динамика природных условий в криолитозоне и геокриологический мониторинг» (Москва, 2026).

Соответствие паспорту научной специальности

Диссертационная работа представляется по научной специальности **1.6.14 «Геоморфология и палеогеография»**. Согласно паспорту научной специальности 1.6.14 работа соответствует пункту №16 «Проблемы региональной геоморфологии и палеогеографии».

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения, общим объемом 401 страница, включая 258 рисунков, 57 таблиц, а также 18 приложений. Список литературы содержит 1071 источник, в т.ч. 505 зарубежных и 51 фондовый.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность д.г.н. Э.А. Лихачевой за терпение, настойчивую поддержку и неоценимую помощь в теоретическом осмыслении проведенной работы. Особая благодарность заслуженному экологу РФ, д.б.н. А.В. Соромотину за многолетнее доверие и предоставленную возможность проведения самостоятельных исследований. Также автор признателен д.г.н. Г.Я. Барышникову, д.г.-м.н. В.С. Зыкину, д.г.-м.н. В.С. Зыкиной и к.г.н. А.С. Якимову за совместное изучение эоловых процессов в неожиданных и непривычных для этого природных условиях севера Западной Сибири.

Сложно переоценить вклад коллег по совместным научным проектам – их активная работа в полевых и камеральных условиях, а также неподдельный научный интерес позволили обеспечить всеохватное рассмотрение объекта исследований. Автор выражает огромную благодарность с надеждой на дальнейшее сотрудничество к.б.н. С.А. Лоботросовой, к.б.н. Н.В. Жеребятьевой, Л.В. Бродт, А.О. Вольвах, к.г.-м.н. Н.Е. Вольвах, к.г.-м.н. А.В. Вишневскому, к.г.н. Ю.Н. Бочкареву, к.г.н. А.А. Юртаеву, к.ф.-м.н. Е.В. Ежовой, к.б.н. Е.М. Копцевой, к.г.-м.н. П.И. Калинину, к.и.н. О.Ю. Зиминой, А.С. Печкину, Е.Л. Маликовой, Ф.И. Семерикову.

Значительная часть стационарных наблюдений в пределах модельной котловины выполнена при поддержке студентов Института наук о Земле (К.А. Франк, В.К. Кулягина и др.) и сотрудников НИИ экологии и РИПР (Е.С. Степанюк, Л.А. Табуркин, С.И. Мирьяминов и др.) Тюменского государственного университета.

Отдельной благодарности заслуживает помощь к.и.н. В.М. Костомарова и Н.В. Приходько в проведении съемки с БПЛА; а также профессиональная и безупречная работа д.г.-м.н. А.Н. Молодькова, к.г.н. Р.Н. Курбанова, к.х.н. Е.В. Пархомчук и И.Ю. Овчинникова по датированию различных типов отложений.

Высоко ценит автор длительное плодотворное взаимодействие при разработке социально-экологической проблематики с д.и.н. Р.Ю. Федоровым и к.г.н. В.В. Куклиной. Важную стимулирующую роль в подготовке зарубежных публикаций сыграла настойчивость д.б.н. Е.В. Абакумова. Важную и своевременную поддержку при подготовке работы оказали чл.-корр. РАН, д.т.н. В.И. Богоявленский, чл.-корр. РАН, д.г.н. А.В. Панин, а также д.ф.-м.н. С.С. Зилитинкевич.

Искреннюю признательность за выдержку и смелость автор выражает товарищам по совместным длительным автономным маршрутам – к.г.н. С.Е. Коркину, Ю.К. Станиславскому и бессменному проводнику по бескрайним северным просторам Д.А. Гурьеву.

Также автор считает своим долгом выразить неподдельное восхищение работами геологов-первопроходцев (В.Н. Сакс, С.Б. Шацкий, А.А. Земцов, Ю.Н. Кулаков, Б.В. Мизеров, Н.А. Нагинский, Г.Ф. Лунгерсгаузен, М.М. Фрадкин и др.) которые заложили надежный фактологический фундамент для проведения всех последующих научных исследований. В этой связи особая благодарность за обеспечение информационной поддержки сотрудникам Ямало-Ненецкого филиала ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу» и лично И.А. Соколовой.

1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭОЛОВОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ПОСТЛЕДНИКОВЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОБСТАНОВКАХ ВЫСОКИХ ШИРОТ

1.1 Краткая история изучения внеаридного эолового рельефа

В русскоязычной литературе наиболее подробное описание истории изучения процессов эолового рельефообразования приводится в обзорах В.А. Обручева [1947], а также в фундаментальной монографии В.П. Чичагова [2010]. Довольно интересные сведения о становлении различных направлений исследований, связанных с ветровой эрозией и перемещением песчаного материала, даны в работах А.Г. Гайеля и Л.Ф. Смирновой [1999], а также В.М. Гендугова и Г.П. Глазунова [2007]. Среди зарубежных источников стоит выделить базу данных, включающую наиболее полную библиографию научных исследований эоловых процессов за период с 1646 по 2015 гг. [Stout et al., 2020]. Библиография содержит 44399 публикаций, которые условно делятся на три группы: вопросы ветровой эрозии, изучение эолового переноса пыли и исследования различных аспектов формирования эолового рельефа [Stout et al., 2009; Gardner, 2020]. Краткие исторические разделы приводятся также в ряде коллективных монографий, посвященных аридной геоморфологии [Pye, Tsoar, 2009; Arid Zone ..., 2011; Goudie, 2013; Livingstone, Warren, 2019]. С опорой на указанные выше источники можно выделить несколько ключевых этапов и направлений развития исследований эоловых форм рельефа.

Первой полноценной монографией, посвященной вопросам аридного рельефообразования, считается «*Das Gesetz der Wustenbildung in Gegenwart und Vorzeit*»[1] немецкого геолога и геоморфолога Иоганнеса Вальтера (*Johannes Walther*) [Goudie, 2013]. В монографии, выдержавшей четыре переиздания (1891, 1900, 1912 и 1924, на русском языке – 1911), на основе исследований Египта и Синая впервые системно обосновывается идея о том, что рельеф пустынь образован транспортирующей и истачивающей деятельностью ветра [Вальтер, 1911]. На основе зонального признака И. Вальтер выделил следующие типы пустынь:

- тропические пустыни – бессточные, без растительности, с интенсивным физическим и химическим выветриванием, сильной дефляцией и слабой эрозией;
- береговые (литоральные) пустыни, характерные для нивальных зон, но наблюдающиеся и в теплых, где над морозным выветриванием преобладает инсоляция (при регрессиях моря образуются на островах);
- вулканические пустыни, возникающие после каждого пеплового дождя;
- сухие области в дождевой тени береговых горных цепей (в частности Восточной Индии, Австралии и Южной Америки);
- гляциальпые пустыни, роль которых в прошлом была значительно выше, чем в настоящее время;
- первобытные (примордиальные) пустыни – азональные, древние, находящие отражения в толще палеозойских осадков (дано по [Высоцкий, 1965]).

По мнению И. Вальтера [1924], разновидностью гляциальной пустыни является *перигляциальная* (термин предложил Валери Лозински в 1909 г [Lozinski, 1909; French, 2000]) пустыня, формирующаяся вблизи *отступающего* ледника и отличающаяся *отсутствием бессточности*.

[1] «Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время» *(нем.)*

Примечательно, что в России еще в 1884 г. вышла монография петербургского геолога Николая Алексеевича Соколова «Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение» [1884], в которой, на основе наблюдений дюн побережий Финского и Рижского заливов, а также днепровских, донских и астраханских дюн, подробно рассматриваются вопросы формирования отдельных форм эолового рельефа. В частности, процесс формирования дугообразных (параболических) дюн (рисунок 1.1) объясняется следующим образом: *«…передвижение вперед наиболее возвышенной части холма обуславливает образование вершины дюны и крутого подветренного склона»*, при этом наблюдается *«некоторое отставание боковых частей, более прикрываемых, вследствие их меньшей высоты, кустарниками; это отставание может значительно усилиться при дальнейшем движении дюны»* [Соколов, 1884, с. 93]. Несмотря на то, что Н.А. Соколов значительно приуменьшал рельефообразующую роль ветра по сравнению с водным потоком *(«при одинаковой скорости … в 800 раз»*, [Соколов, 1884, с. 6]), на основе натурных наблюдений он смог верно выделить три основных способа эолового перемещения песчинок *(«прыжками»*, *«в виде облака»*, *«перекатыванием на подветренный склон»*).

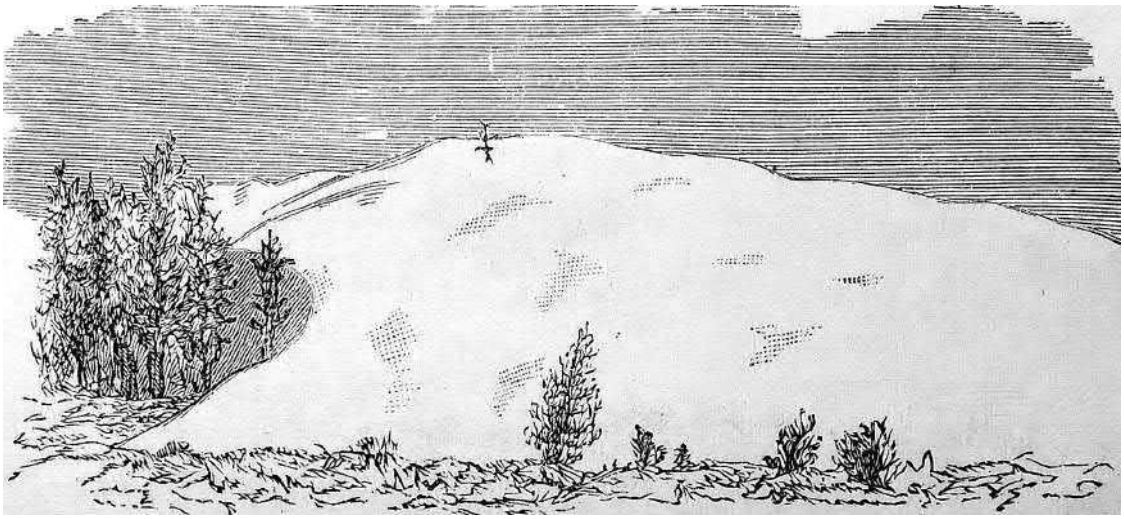


Рисунок 1.1 – Дюна вблизи Сестрорецка, вид с северной стороны [Соколов, 1884]

Описания древнего (стабилизированного) эолового рельефа появляются в первой трети XIX в. в публикациях немецких ученых [Högbom, 1923]. В России первые упоминания о песчаном рельефе умеренных широт относятся к концу XIX-началу XX вв. – в литературе встречаются описания дюнного ландшафта Вятской губернии [Кротов, 1900], эоловый рельеф Полесья [Барбот де Марни, Карпинский, 1873; Докучаев, 1883; Мушкетов, 1906], дюнные и боровые пески по побережьям рек Волги, Оки, Мокши, Алатыри, Суры, Лесного Тамбова и др. [Докучаев, 1883; Павлов, 1898; Никитин, 1900; Богословский, 1906]. Однако полноценное научное объяснение механизмов и условий их формирования впервые было дано будущим первым директором Института геологии АН Украины Павлом Аполлоновичем Тутковским [1910].

На основе собственной оригинальной эоловой гипотезы генезиса ледникового лёсса и личных исследований песчаных гряд и холмов в Полесье П.А. Тутковский предположил, что за счет формирования устойчивого антициклона над плейстоценовым ледником в его перигляциальной зоне складывались условия для *«геологической деятельности (развевания и навевания)»* ледниковых фёнов [Тутковский, 1899]. В результате *«во время отступания ледника*

край его был окаймлен полосой пустынь (с островами тундр), где происходило развевание открытых (лежащих на поверхности моренных отложений» [Тутковский, 1899, с. 296].

Несмотря на обоснованную критику термина *«ледниковый фён»*, которую высказали на защите докторской диссертации П.А. Тутковского в 1910 г. Э.Е. Лейст и А.И. Воейков, само явление холодных и сухих приледниковых ветров было вскоре подтверждено наблюдениями в районе полярной станции Мичиганского университета на краю гренландского ледника [Hobbs, 1931]. Более того, современные исследования ледникового керна Антарктиды [Petit et al., 1990, 1999] и Гренландии [Alley et al., 1995; Biscaye et al., 1997; Alley, 2000] показали, что увеличение концентрации пыли в атмосфере, связанное с расширением пустынь и выносом ветром из них продуктов дефляции, является закономерным для всех периодов глобальных похолоданий и развития покровных плейстоценовых оледенений.

Существенным недостатком гипотезы П.А. Тутковского было отнесение дугообразных песчаных гряд к барханам, что не совпадало с интерпретацией Фредерика Зольгера (*Friedrich Solger*) [1905, 1908, 1910] и последовательно опровергалось К.К. Марковым [1928a, 1928b; Герасимов, Марков, 1939b] и Б.Л. Личковым [1928a, 1930], которые считали гряды параболическими дюнами, сформированные не восточными, а западными ветрами. Тем не менее, К.К. Марков также пришел к выводу о том, что *«внутри границы последнего оледенения материковые дюны сформировались в позднеледниковье и в самом начале послеледникового времени»* [Марков, 1928b, с. 800]. Более поздними исследованиями также было установлено, что накопление лёссовых покровов вдоль южной периферии блокирующего антициклона, формирующегося над ледником, в соответствии с направлением горизонтального барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли, могло происходить только под воздействием ветров восточной четверти горизонта [Сажин и др., 2013].

Важность пионерных исследований П.А. Тутковского по идентификации и объяснению причин формирования эолового рельефа и накопления первичного лёсса, генетически связанных с позднеледниковыми обстановками, неоднократно отмечалась И. Вальтером, В.А. Обручевым, В.П. Чичаговым, И.А. Волковым, В.С. Зыкиным и др.

Позднее, на примере песчаных отложений Польши французский геолог Андре Кайю (*André Cailleux*) пришел к выводу, что матовость кварцевых зерен является отличительной чертой эоловых образований и приобретается ими в процессе эолового транспортирования [Cailleux, 1942; Ellenberger, 1987]. Разработанный им метод использования поверхности кварцевых зерен в качестве индикатора обстановок осадконакопления нашел широкое применение среди польских ученых [Krygowski, 1958; Stankowski, 1963; Maruszczak, Wojtanowicz, 1967; Nowaczyk, 1967; Rotnicki, 1970]. В России методы морфоскопии кварцевых зерен успешно развивались в Институте географии АН [Величко и др., 1997; Дренова, 2000], что позволило А.А. Величко на довольно ограниченном фактическом материале предположить существование позднеледниковой пустыни в Западной Сибири [Величко, Тимирева, 2005].

Начиная с 1960-х гг. особенности древнего эолового рельефообразования в умеренных и северных широтах стали активно рассматриваться в публикациях зарубежных и российских исследователей: Польши [Dylikowa, 1968; Grzybowski, Heikinen, 1981; Nowaczyk, 1986; Kozarski, Nowaczyk, 1991], Голландии [Koster, 1982; Castel et al., 1989; Vandenberghe, 1995], Скандинавии [Seppälä, 1972; Bergqvist, 1981], Германии [Meyer, 1981; Böse, 1991], Венгрии [Borsy, 1991], Дании [Kolstrup, 1991], Ирландии [Wilson, Bateman, 1987], США и Канаде [Reeves, 1965; Smith, 1965; David, 1981; Ahlbrandt et al., 1983], России [Земцов, 1962, 1976; Васильев, 1980; Колпаков, 1982].

В целом, исследования в различных регионах показали, что активное дюнообразование происходило в позднем неоплейстоцене на стадии дегляциации в периоды кратковременных похолоданий. Отмечается, что взаимодействие флювиогляциальных и эоловых отложений имеет закономерные черты в глобальном масштабе [Bullard, Austin, 2011]. При этом приходится констатировать, что на фоне отдельных специализированных монографий [Seppälä, 2004; Lancaster, Hesp, 2020] изучению древних гляциоэоловых геоморфологических систем уделяется непропорционально ограниченное внимание относительно их потенциальной палеогеографической значимости [Derbyshire, Owen, 2018].

1.2 Теоретические основы эолового рельефообразования

Согласно Б.А. Федоровичу[1974], впервые комплексный географический подход к изучению эоловых форм рельефа применил в конце XIX в. В.А. Обручев при решении задач закрепления оголенных песков в Туркменистане, который убедительно показал, что на подвижность песков, помимо ветра, также влияет растительность, животный мир и хозяйственная деятельность человека [Обручев, 1890]. Позднее, на основе результатов многочисленных комплексных экспедиций, в СССР сложилось представление о необходимости выделения отдельного научного направления, направленного на разработку основ рационального природопользования и преобразования пустынь – песковедения [Федорович, 1974] или пустыноведения [Бабаев, 1987].

Пустыноведение (наука о пустынях) (по А.Г. Бабаеву [1987; 2012]), охватывая сложный комплекс наук, решает задачи прогноза последствий применения достижении научно-технического прогресса, разработки необходимых мер по управлению естественными процессами в пустынях, нейтрализации неблагоприятных природных явлений, экономической оценки природопользования и средств воздействия общества на природу в аридных регионах.

Песковедение (по Б.А. Федоровичу [1974]), как конструктивная наука, направлена не только на борьбу с подвижными песками, но и на превращение их в продуктивные земли. Основными задачами песковедения являются:

- планомерное уточнение динамики рельефообразованія песков;
- изучение механических методов борьбы с песками;
- разработка путей преобразования растительного покрова;
- изучение возможностей выравнивания рельефа песков и изменения их механических и водных свойств;
- изучение наиболее оптимальных возможностей опреснения и уменьшения солености вод.

В зарубежной литературе аналогичное по тематике научное направление носит название *«эремология»* (термин предложен французским ученым Теодором Моно (*Theodore Monod*), образован от греческого *erhmoz* – пустыня). В узком смысле задачей эремологии является изучение пустынь и опустынивания – деградации земель в уязвимых засушливых районах в результате изменений климата и деятельности человека [Зонн, 1988]. Среди целей деятельности действующей кафедры ЮНЕСКО по эремологии[1] отмечены:

- координирование процессов изучения и управления засушливыми землями;

[1] UNESCO Chair on Eremology https://www.ugent.be/bw/environment/en/research/sophy/ice

- распространение технологических и научных инноваций для улучшения управления засушливыми землями;
- распространение информации, связанную с изучением и управлением засушливыми землями;
- поддержка университетов, институтов, исследовательских центров, активно занимающихся вопросами опустынивания.

Для изучения физических закономерностей ветровой деятельности в пустынных и полупустынных регионах предложены отдельные научные направления со сходной тематикой – эолология (эоловедение) и аридная геоморфология.

Эолология (эоловедение) (по М.Е. Бельгибаеву [1990, 2015, 2016, 2020]) изучает причины и закономерности эоловых процессов отрыва, транспортировки и аккумуляции мелкозема почв и песчаных частиц, их влияние на геосферы, экосистемы, ландшафты и их компоненты, методы предотвращения негативного влияния эоловых процессов на условия жизни населения и народное хозяйство, методы охраны почв и грунтов. В качестве раздела физической географии, эолология тесно связана с геоморфологией, почвоведением, ботаникой, метеорологией, ландшафтоведением и другими научными направлениями.

Аридная геоморфология (по В.П. Чичагову [2011a, 2011b, 2016]) направлена на изучение рельефа и эолового рельефообразования аридных эпох в истории Земли, региональный анализ геоморфологии современных аридных стран, а также геоморфологии смежных с ними или удаленных от них регионов, рельеф которых формируется под воздействием или при участии сезонно проявляющихся процессов, характерных для аридной зоны, прежде всего под воздействием сезонного опустынивания (иссушения) и эоловой деятельности. Примечательно, что В.П. Чичагов ограничивает временные рамки изучения концом позднего плейстоцена, голоценом и современной эпохой [Чичагов, 2011a]. Основываясь на более общих геоморфологических и общегеографических закономерностях, разработанных ранее В.И. Вернадским, И. Вальтером, В.М. Дэвисом, И.П. Герасимовым, Ю.А. Мещеряковым, Б.Л. Личковым, Б.А. Федоровичем, Н.И. Маккавеевым, Д.А. Тимофеевым, Г.Ф. Уфимцевым и др., В.П. Чичагов предложил 12 законов аридной геоморфологии, отмечая, что перечень может дополняться и расширяться [Чичагов, 2016]. Кратко с небольшими изменениями их можно изложить следующим образом:

- *первый закон* всеобщности (*«всюдности»*) проявления эолового процесса: ветровая деятельность проявляется практически повсеместно на Земле (а также на других планетах), но при этом формирует эоловый рельеф только при стечении благоприятных ряда факторов;
- *второй закон:* эоловый процесс возникает в результате проявления в воздушной сфере Земли широкого спектра атмосферных процессов от макроциркуляционных до местных (очевидным следствием является наследование пространственного рисунка песчаного рельефа проявлений макро- и мезоциркуляционных процессов, характерных для данной территории);
- *третий закон:* эоловый процесс способен краткосрочно преодолевать силу земного притяжения, следствием чего является развитие эоловых песков на различных геоморфологических уровнях - от поймы до высоких террас и водораздельных равнин;
- *четвертый закон:* эоловый процесс состоит из разрушения исходных горных пород и осадков, а также переноса и отложения продуктов эрозии, при этом различные породы отличаются по степени устойчивости к ветровой эрозии;

- *пятый закон:* эоловый процесс представляет собой взаимодействие дефляции и аккумуляции, которые создают характерные эоловые системы – открытые, динамичные, несимметричные, различной величины и возраста, с размытыми границами;
- *шестой закон:* эоловый процесс осуществляется в результате площадного и потокового переноса вещества, при этом для перемещения эолового материала в целом характерна потоковая структура, следовательно ветровой поток подчиняется общим физическим закономерностям потокового (турбулентного) движения;
- *седьмой закон:* эоловый процесс может транспортировать обломочный материал различной крупности, при этом для каждого размера может быть определена критическая скорость ветра, с которой начинается движение;
- *восьмой закон:* эоловый процесс имеет пульсирующий во времени (периодический) характер – строго говоря, он является единственным, незамедлительно реагирующим на внешние климатические (в т.ч. циклические), или гидрологические (трансгрессии, регрессии, крупные паводки) изменения;
- *девятый закон:* большинство наиболее крупных песчаных пустынь приурочено к пологим впадинам исходного рельефа, где создаются условия для долгосрочной аккумуляции вещества, в т.ч. в условиях периодически возникающих водных обстановок;
- *десятый закон:* эоловый процесс является ведущим в формировании эолового рельефа, при этом другие рельефообразующие процессы способствуют его моделированию, преобразованию и разрушению;
- *одиннадцатый закон:* рельеф аридных и экстрааридных регионов характеризуется специфическим эрозионным расчленением долинами временных водотоков (например, вади), имеющим, как правило, значительную долю поземного стока;
- *двенадцатый закон:* в пределах аридных и экстрааридных равнин могут развиваться весьма своеобразные речные долины (например, Нил) (автором отмечается, что это скорее яркое исключение, которое можно отнести к закону).

Потенциальным законом, по мнению В.П. Чичагова, является формирование антропогенных песчаных пустынь в гумидных регионах, испытавших покровное оледенение (районы типа Блендовской пустыни в юго-восточной Польше [Szczypek et al., 2001]). Можно добавить, что субстратом для развевания являются, как правило, водно-ледниковые отложения (что отмечалось еще П.А. Тутковским и рядом немецких авторов во второй половине XIX в.).

В зарубежной литературе используется, как правило, сочетание *«эоловая геоморфология»* (*aeolian geomorphology*) [Lancaster et al., 2013] или *«исследования эолового рельефа»* (*aeolian sand dune research*) [Pye, Tsoar, 2009]. В данном случае такой подход представляется более универсальным, поскольку термин *«аридный»* носит явный контекст жаркого пустынного климата, что противоречит первому закону аридной геоморфологии о *«всюдности»* проявлений эоловых процессов независимо от природной зоны. Эоловая геоморфология в настоящее время носит интердисциплинарный характер, имея тесную связь физическими, экологическими, биологическими, сельскохозяйственными и географическими науками (рисунок 1.2). Важное значение в последнее время начинает приобретать социально-гуманитарное направление (эоловый рельеф как объект туризма, влияние песчаных бурь на респираторные заболевания, особенности приспособления местного населения к экстремальным природным условиям и т.д.) [Сизов и др., 2023].



Рисунок 1.2 – Интердисциплинарные связи исследований эолового рельефа [Pye, Tsoar, 2009]

1.3 Системно-вариационный подход к изучению эолового рельефа

Одним из наиболее перспективных направлений, обеспечивающих методологический базис всестороннего изучения взаимосвязанных функциональных, временных и пространственных параметров эолового рельефа на севере Западной Сибири, является применение научных подходов общей теории систем, обозначенных в работе Берталанфи [Bertalanffy von, 1950; Берталанфи, 1969]. Ключевым концептуальным прорывом в данном отношении стало предложенное Р. Чорли [1962] выделение открытой, т.е. энергетически обусловленной, геоморфологической системы (ОГМС), основными свойствами которой являются:

- зависимость от *постоянного обмена* энергией/массой с внешней средой;
- возможность *саморегуляции (самоорганизации)* в процессе обмена для восстановления баланса притока и оттока массы и энергии;
- наличие *квазистационарного уровня* (steady state, динамического равновесия/баланса), который неизбежно меняется вслед за изменениями внешних и внутренних параметров.

Р. Чорли [1962] предположил, что в стационарном состоянии рельеф самоорганизуется таким образом, чтобы сопротивление поверхности в каждой его точке было пропорционально прилагаемому напряжению потока. В результате достигается *наиболее эффективный* перенос массы и энергии входным потоком. ОГМС также способна импортировать избыточную свободную энергию потока (отрицательную энтропию) во внешнюю среду, сохраняя или даже повышая при этом внутреннюю организованность. Адаптация принципа Ле Шателье к геоморфологическим системам позволила описать механизм саморегуляции через

отрицательные обратные связи – ключевое свойство открытых систем в стационарном состоянии.

Важное методологическое значение работы Р. Чорли заключается также во введении понятия *эквифинальности* – возможности достижения идентичных форм рельефа из различных начальных условий, что прямо противоречило историческому детерминизму классической геоморфологии. Профиль равновесия может существовать на любом этапе развития рельефа при соответствующем балансе поступающей и рассеиваемой энергии, что означает отказ от жесткой стадийности и признание возможности длительного существования квазистационарных форм.

Несмотря на то, что работа Р. Чорли не содержит математического аппарата для формализации постулируемых принципов, она закладывает концептуальную основу перехода от детерминистских эволюционных схем к аналитико-динамическому изучению рельефа как результата (индикатора) вариационной энергетической настройки всей ОГМС. Именно введение парадигмы открытых систем позволило в дальнейшем применить методы неравновесной термодинамики и синергетики к анализу рельефообразующих процессов.

Органическим дополнением концепции Р. Чорли является вышедшая одновременно работа **Л. Леопольда и В. Лангбейна** [1962], предлагающая математический аппарат количественного анализа геоморфологических систем, основанный на принципах статистической механики и теории информации (максимума энтропии), фактически вводя в геоморфологию вариационный подход. Центральным постулатом работы является утверждение о том, что распределение энергии в речной системе стремится к наиболее вероятному состоянию при заданных физических ограничениях. Математически это выражается через условие постоянства производства энтропии на единицу длины русла:

$$\left(\frac{d\varphi'}{dt}\right)\cdot\left(\frac{1}{Q}\right) = \left(\frac{dH}{dx}\right)\cdot\left(\frac{1}{H}\right) = const$$

где φ' – энтропия системы, H – высота над базисом эрозии, Q – расход воды, x – расстояние вдоль русла.

Интегрирование этого условия приводит к экспоненциальному профилю продольного равновесия что согласуется с эмпирическими данными по многим речным системам и представляет собой прямое следствие экстремального принципа. Используя принцип максимальной вероятности распределения энергии совместно с уравнениями неразрывности, гидравлического сопротивления и транспорта наносов, авторы впервые вывели количественные геоморфологические закономерности из фундаментальных физических принципов без использования эмпирических коэффициентов.

Методологически важным является систематическое исследование роли ограничений на форму профиля равновесия. Авторы показали, что при отсутствии ограничения на длину потока формируется экспоненциальный профиль, при фиксированной длине – логарифмический, а при наличии промежуточных базисов эрозии – составной. Использование моделей случайных блужданий для демонстрации принципа наиболее вероятного состояния предвосхитило вариационные методы, которые позднее нашли успешное применение в эоловой геоморфологии [Courrech du Pont et al., 2014].

Особо следует отметить раздел о принципе наименьшей работы, где на примере статически неопределимой формы демонстрируется эквивалентность условия минимума деформационной энергии и максимума энтропии системы. Этот методологический прием позволил авторам обосновать применимость вариационных принципов к геоморфологическим

системам, находящимся в стационарном состоянии. В современной интерпретации подход Л. Леопольда и В. Лангбейна соответствует принципу максимального производства энтропии (MEP) [Kleidon et al., 2010], который для открытых диссипативных систем эквивалентен принципу наименьшего действия в классической механике. Условие равномерного распределения производства энтропии вдоль русла соответствует минимизации функционала диссипации при заданных граничных условиях.

Несмотря на фундаментальную важность работы, её значение не в полной мере было оценено современниками, что объясняется использованием непривычного для геоморфологов математического аппарата статистической физики. Авторы фактически решили вариационную задачу для речных систем, но представили решение в терминах энтропии и вероятности, а не в привычной форме уравнений Эйлера-Лагранжа. Тем не менее, работа Л. Леопольда и В. Лангбейна заложила математические основы перехода от качественных геоморфологических концепций к количественной теории на основе экстремальных принципов.

Дальнейшее развитие вариационных подходов в геоморфологии напрямую отражает появление новых концепций и представлений в нелинейной термодинамике. Физический смысл основных фундаментальных вариационных принципов, которые обсуждаются далее, кратко приведен в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Вариационные принципы, получившие развитие в геоморфологии

Название принципа	Суть принципа	Ссылка
Наименьшего действия (LAP)	траектория системы между двумя состояниями выбирается таким образом, чтобы интеграл действия (разность кинетической и потенциальной энергии по времени) был экстремальным, обычно минимальным В геоморфологии применяется для описания оптимальных путей транспорта материала и формирования русловых сетей, где система естественным образом выбирает конфигурацию, минимизирующую затраты энергии на перемещение массы	[Rodriguez-Iturbe, Rinaldo, 1997]
Максимальной диссипации энергии	Открытые системы вдали от равновесия эволюционируют к состоянию, в котором скорость диссипации энергии максимальна при заданных ограничениях. В геоморфологии означает, что формы рельефа организуются таким образом, чтобы максимально эффективно рассеивать доступную потенциальную энергию через эрозионные и транспортные процессы	[Howard, 1990]
Максимального производства энтропии (MEP)	Неравновесные системы организуются так, чтобы максимизировать производство энтропии при заданных граничных условиях. MEP объясняет самоорганизацию рельефа как результат стремления системы к наиболее эффективному преобразованию градиентов потенциальной энергии в тепло, что проявляется в формировании оптимальных профилей равновесия рек и склонов	[Martyushev, Seleznev, 2006; Kleidon et al., 2010; Kleidon, 2016]
Минимизации свободной энергии (FEP)	Самоорганизующиеся системы минимизируют вариационную свободную энергию – меру расхождения между внутренней моделью системы и реальным состоянием окружающей среды. В геоморфологии интерпретируется как стремление системы к конфигурации, минимизирующей разность между текущим состоянием и равновесной формой при данных внешних условиях	[Friston, 2010]
Теория оптимального транспорта	Математическая теория о нахождении оптимального плана перемещения массы с минимальными затратами. В геоморфологии применяется для описания переноса осадков от источников эрозии к областям аккумуляции, при этом оптимальные пути определяют конфигурацию русловых сетей и распределение эрозионно-аккумулятивных форм.	[Villani, 2003; Santambrogio, 2015]
Квази-вариационные неравенства (QVI)	Математический формализм для описания эволюции систем с ограничениями. В геоморфологии описывают эволюцию рельефа как процесс минимизации потенциальной энергии при условии, что градиенты поверхности не превышают критических значений, что особенно важно для моделирования осыпных склонов, песчаных дюн и других форм с характерными углами естественного откоса	[Prigozhin, 1996; Barrett, Prigozhin, 2013]

Активное внедрение вариационных подходов в геоморфологии началось в 1990-х гг., когда в серии работ [Rinaldo et al., 1992; Rodriguez-Iturbe et al., 1992; Rodríguez-Iturbe et al., 1992] было показано, что:

- фрактальные свойства речных сетей возникают из минимизации локальных и глобальных скоростей расхода энергии;
- оптимальные канальные сети (OCNs), полученные из принципа минимальной диссипации энергии, воспроизводят статистические свойства природных речных систем;
- речные сети реализуют принцип минимизации расхода энергии (MEE), представляющего собой физическую реализацию вариационного подхода.

Позднее **H. Huang** и **G. Nanson** [2000] (ссылка) совершили концептуальный переход от термодинамики к классической механике, адаптировав принцип наименьшего действия к геоморфологии. Их гипотеза максимальной эффективности потока (MFE) утверждает, что геометрия речных русел и максимальная эффективность потока являются следствиями фундаментального принципа наименьшего действия из классической механики. Они продемонстрировали, что речные русла самоорганизуются для достижения состояния, при котором эффективность транспорта наносов максимальна при данной мощности потока.

Заслуживает внимание гипотеза единой термодинамической основы **H. Liu**, в рамках которой нелинейная природная система, не являющаяся изолированной и содержащая положительные обратные связи, стремится, прежде всего, минимизировать сопротивление внешнему движущему потоку [Liu, 2014]. Гипотеза отражает фундаментальную тенденцию открытых систем к самоорганизации, направленной на достижение динамического равновесия через формирование структур, обеспечивающих наиболее эффективный транспорт массы и энергии. Минимизация сопротивления эквивалентна максимизации динамической однородности системы, что представляет собой обобщение концепции энтропии для неизолированных систем.

Таким образом, ***фундаментальное противоречие*** между принципами минимума и максимума диссипации разрешается признанием различных масштабов и режимов:

- в неравновесном состоянии система следует мгновенному максимуму диссипации при заданных ограничениях;
- в стационарном состоянии диссипация минимизируется относительно всех возможных путей эволюции;
- в рамках переходного этапа максимальная диссипация постепенно уменьшается к минимальному значению.

Автор оговаривает, что гипотеза применима только для открытых геоморфологических систем, удовлетворяющих следующим условиям [Liu, 2014]:

- нелинейность динамики, обеспечивающая возможность формирования самоорганизующихся структур;
- открытость системы с непрерывным обменом массой и/или энергией с окружающей средой;
- наличие положительных обратных связей между потоковым процессом и формированием структур;
- существование чётко определённого движущего процесса, навязанного внешними граничными условиями.

Среди попыток создания единой теории эволюции геосистем можно выделить концепцию ***J.D. Phillips*** [2021, 2025] о «термодинамической селекции» – процессе, при котором

формы рельефа, почвы и экосистемы развиваются путём преимущественного сохранения наиболее эффективных путей переноса вещества и энергии. При этом системы, быстрее рассеивающие энергетические градиенты в соответствии с принципом наименьшего действия (LAP) и максимального производства энтропии (MEP), «отбираются» и становятся доминирующими в ландшафте. J.D. Phillips выделяет градиентную селекцию (усиление эффективных путей переноса), резистентную селекцию (сохранение устойчивых форм) и сетевую селекцию (оптимизация дренажных сетей).

Критический анализ представлений J.D. Phillips показывает фундаментальную проблему цикличности: физические законы представляются как результат отбора систем, следующих физическим законам. Критерии «эффективности», по которым якобы происходит отбор, сами определяются теми же физическими законами, которые концепция пытается объяснить через селекцию. В отличие от биологической эволюции, где существуют наследственность и воспроизводство, абиотические системы не передают информацию между «поколениями» – каждая река, дюна или почва формируется заново согласно физическим ограничениям. Кроме того, автор признаёт локальный характер селекции, но применяет её к глобальным принципам (MEP), что создаёт неразрешимое противоречие: локальная оптимизация не гарантирует глобального оптимума.

В качестве альтернативы «термодинамической селекции» более логично предложить процесс «термодинамически обусловленной самоорганизации» ОГМС, когда в пределах заданной территории происходит конкуренция между различными потоками за ограниченные ресурсы – субстрат и пространство. Эта конкуренция происходит в условиях термодинамических ограничений, при этом диссипативные структуры самоорганизуются вдали от равновесия без необходимого условия дополнительного «отбора» (устойчивые системы сохраняются естественным образом). Предлагаемый подход сохраняет с теорией неравновесной термодинамики и интегрирует ценные эмпирические обобщения J.D. Phillips, избегая логической цикличности и ложных биологических аналогий.

В контексте современных исследований эоловой морфодинамики вариационные подходы разрабатываются в рамках следующих направлений:

1) Оптимизационные критерии ориентации гребней дюн через экстремум функционала седиментационного переноса. В частности, в работе [Rubin, Hunter, 1987] впервые сформулирован принцип максимизации валового поперечного переноса относительно гребневой линии (maximum gross bedform-normal transport, GBNT), который определяет ориентацию дюн в условиях полимодальных ветровых режимов. Последующие исследования [Courrech du Pont et al., 2014] выявили разницу между режимами морфодинамической неустойчивости субстрата и режимами элонгации в зависимости от доступности седиментационного материала, что существенно расширяет первоначальную концепцию GBNT. Метод демонстрирует высокую степень верификации в лабораторных и полевых условиях, применим для диагностики преимущественного направления седиментационного переноса и прогнозирования ориентации в условиях бимодальных и полимодальных ветровых режимов. Ограничения связаны с чувствительностью метода к нестационарным процессам и локальным аэродинамическим эффектам рельефа, а также необходимость детальных данных о розе ветров и доступности песчаного материала.

2) Вариационные и квазивариационные неравенства (VI/QVI) в моделировании эволюции поверхности дюн. Данное направление включает задачи формирования насыпных структур путем формализации процессов лавинного переноса по поверхности с ограничением градиента. Основополагающая работа [Prigozhin, 1996] впервые представила эволюцию

песчаной поверхности как квазивариационное неравенство с ограничением наклона. Последующие исследования [Barrett, Prigozhin, 2013] установили теоремы существования и единственности решений (для вариационного случая), разработали смешанные прямо-двойственные формулировки и численно устойчивые вычислительные схемы, включая методы восстановления потока по поверхности. Важным теоретическим достижением стала работа [Dumont, Igbida, 2009], установившая связь модели песчаной насыпи с задачами оптимального транспорта через развитие двойственных формулировок. Данный подход обеспечивает физически обоснованный механизм описания лавинного переотложения материала и математически строгую основу для расчета потоков по подветренным склонам. **С**трогость подхода подтверждается наличием доказанных теорем и эффективных численных алгоритмов в рамках теории оптимального транспорта. физическая адекватность верифицирована для задач класса «насыпные структуры/рябь». Ограничения метода включают необходимость внешнего задания условий ветрового переноса, при этом полное трехмерное сопряжение системы «ветровой поток-поверхность» остается вычислительно и концептуально сложной задачей.

3) Интегрированные модели VI/QVI с эоловым переносом для мигрирующих дюнных систем. Современные исследования формулируют модели мигрирующих барханных структур через сопряжение нелокального эолового переноса по наветренным склонам с лавинными процессами, описываемыми условиями предельного градиента в форме VI/QVI. Значительный прогресс в данном направлении достигнут в работе [Igbida et al., 2021], где представлена модель, объединяющая перенос ветром и лавинный сток в рамках нелинейного уравнения диффузии-переноса с условиями предельного наклона. В данной работе доказана разрешимость задачи для стационарно мигрирующих профилей и продемонстрировано соответствие с наблюдаемой кинематикой дюнных образований. Направление находится в стадии активного развития, однако систематическая калибровка и валидация на натурных данных остаются ограниченными. Расширение методологии на полимодальные ветровые режимы и дюнные поля требует дальнейшей теоретической и вычислительной проработки.

Таким образом, к настоящему времени в зарубежной эоловой геоморфологии разработаны практически применимые критерии ориентации дюн и математически строгий аппарат описания лавинного осыпания. Интеграция вариационных методов с моделями эолового переноса для реальных дюнных систем находится в стадии активного развития. Важно отметить, что развитие указанных направлений происходит в контексте механистической парадигмы (процессы насыщения потока, линейная морфодинамическая неустойчивость и нелинейная эволюция масштабов) [Charru et al., 2013], которая определяет физические основы эолового процесса и в которой вариационные методы применяются в качестве математически корректных *оптимизационных критериев*.

В отечественной геоморфологии наиболее полно теоретические аспекты реализации принципов неравновесной термодинамики в геоморфологических процессах раскрываются в работах **О.П. Кашменской** [1976, 1980, 1982; 1989]. Она полностью поддержала идею рассмотрения геоморфологической системы как *открытой термодинамической системы*, стремящейся к подвижному равновесию через механизмы отрицательной обратной связи. Это положение прямо соответствует современному вариационному подходу, когда эволюция системы описывается через *минимизацию* функционалов энергии входящего потока или *максимизацию* производства внутренней энтропии. Центральная идея О.П. Кашменской о преобразовании внешней (солнечной и внутриземной) энергии в «геоморфологическую» через систему функциональных связей, по сути, предвосхищает современные подходы к описанию диссипативных структур. При этом система «запрограммирована на приведение в состояние

устойчивого равновесия», что фактически представляет собой вербальную формулировку вариационного принципа. Положение о том, что «одно и то же количество энергии может дать различный эффект рельефообразования в зависимости от характера системных связей», созвучно современным представлениям о множественности устойчивых состояний и роли граничных условий в вариационных задачах (эквифинальность по Р. Чорли). Предложенный «метод балансовых характеристик геоморфологических масс» как основа системного подхода непосредственно связан с современными формулировками задач оптимального транспорта, применяемыми в моделировании эволюции песчаных поверхностей. Выявление стремления системы «уравновесить выносную способность потока количеством привносимого рыхлого материала за счет изменения формы и площади склонов» представляет собой качественную формулировку принципа, который в современных работах выражается через вариационные и квазивариационные неравенства.

Введенное О.П. Кашменской понятие «информационной памяти системы» предвосхищает современные представления о гистерезисе и зависимости от траектории в геоморфологических системах. В контексте вариационных подходов это соответствует множественности локальных минимумов функционала энергии и роли начальных условий в определении финального состояния системы. Акцент на эмерджентности как синтезе взаимосвязей компонентов системы соответствует современному пониманию того, как локальные вариационные показатели (например, угол естественного откоса) приводят к глобальным паттернам организации рельефа (дюнные поля, речные сети).

Таким образом, теоретическая значимость работ О.П. Кашменской заключается в создании целостного представления открытой геоморфологической системы, эволюционирующей к устойчивому равновесию через механизмы обратной связи и балансовые соотношения. Даже без строгой формализации концепция содержит все ключевые идеи, которые в современной науке получили строгое математическое выражение через вариационные принципы и методы оптимизации. Ее работы демонстрируют методологическую важность системного подхода в геоморфологии и подтверждают продуктивность рассмотрения рельефообразования как процесса самоорганизации в диссипативных системах.

Развитием системного подхода в отечественной геоморфологии также последовательно занимался **А.Д. Арманд** [1963, 1971, 1988], заложив теоретический фундамент для понимания геоморфологических процессов через призму кибернетики и теории информации. Он впервые в советской геоморфологии применил *концепцию обратной связи* к анализу рельефообразования, утверждая, что «способность к саморегулированию определяется не столько веществом, из которого построена система, сколько структурой – кольцевой связью» [Арманд, 1963]. Классическим примером такого взаимодействия стал предложенный им анализ взаимоусиления водных вихрей и песчаной ряби, где морфологические структуры и гидродинамические процессы образуют единую самоподдерживающуюся систему. Механизмы обратной связи в современных вариационных формулировках представлены как градиентные потоки в пространстве состояний, минимизирующие функционалы свободной энергии или максимизирующие производство энтропии.

Концептуальную важность имеет утверждение А.Д. Арманда о том, что «любое изменение состояния системы наступает в результате получения и переработки информации», при этом «информационные сигналы реализуются через перемещение вещества и энергии» [Арманд, 1971]. Такой подход значительно опережал доминировавшие в то время механистические представления о рельефообразовании, вводя информационное измерение в анализ геоморфологических процессов. В этой связи важным представляется введенное им

понятие «информационной памяти» системы, которая способна освобождать скрытую энергию при получении внешнего импульса. Так, увеличение энергии речного потока приводит к врезанию реки, что, в свою очередь, активизирует гравитационные процессы на склонах, причем суммарное возрастание энергии системы многократно превышает начальный импульс. Понятие «информационной памяти» системы соответствует современному пониманию гистерезиса и зависимости от траектории развития в системах с множественными метастабильными состояниями. Энергетические барьеры между этими состояниями определяют «память» о предшествующей эволюции, что важно для понимания пороговых эффектов в геоморфологических процессах.

Определение саморегулирования как способности систем развиваться «по своим собственным правилам» находит отражение в современной теории диссипативных структур. Спонтанное возникновение упорядоченности вдали от термодинамического равновесия в современном понимании представляет собой именно такое «автономное» поведение, когда система выбирает один из возможных аттракторов в фазовом пространстве. При этом выбор конкретного аттрактора определяется не внешними условиями напрямую, а внутренней динамикой системы и ее историей.

Ограничения концепции А.Д. Арманда связаны прежде всего с жестким телеологическим дуализмом – категоричным разделением систем на обладающих целью и лишенных ее. Это разделение, понятное в контексте философских дискуссий советского периода о соотношении причинности и телеологии, в настоящее время представляется избыточным. Современные вариационные подходы предполагают, что различие между живыми и неживыми системами заключается не в наличии или отсутствии «цели» как таковой, а в уровне сложности внутреннего моделирования при реализации универсального экстремального принципа. То, что А.Д. Арманд называл целью для живых систем, по сути представляет собой аттрактор в фазовом пространстве, достигаемый через минимизацию функционала свободной энергии – принцип, равно применимый к эволюции дюнных полей, формированию речных систем и функционированию нейронных сетей.

Недостаточная математическая формализация предложенных концепций не позволила А.Д. Арманду перейти от качественных описаний к количественным предсказаниям, что ограничивает практическое применение. Кроме того, в работах не всегда четко различаются внутренние и внешние обратные связи, что приводит к переоценке возможностей саморегуляции ОГМС. Тем не менее, теоретическое наследие А.Д. Арманда сохраняет актуальность как концептуальный мост между классической геоморфологией и современными физико-математическими подходами к анализу сложных систем.

Уникальную попытку синтеза геологии и геоморфологии в рамках концепции *геоморфологических формаций* представляет собой теоретическое наследие **Н.А. Флоренсова** [1964, 1971, 1976, 1978]. Центральная идея его работ – неизбежность выражения геологического субстрата в формах земной поверхности – предвосхищает современные представления о рельефе как результате минимизации энергетических функционалов при заданных граничных условиях. Однако, несмотря на глубину теоретических построений, концепция Флоренсова развивалась параллельно с системным подходом О.П. Кашменской и А.Д. Арманда, не получив широкого распространения.

Н.А. Флоренсов определял геоморфологическую формацию как сочетание форм земной поверхности, существующих при определенных тектонических и климатических режимах в состоянии подвижного равновесия. Эта концепция содержит элементы системного подхода – пространственно-временное единство и режимность процессов, однако акцент делается на

структурных аспектах, а не на динамике обмена веществом и энергией. В отличие от концепции открытых систем О.П. Кашменской [1980], где центральную роль играют потоки энергии и их преобразование через системные связи, формационный подход Н.А. Флоренсова фокусируется на статическом геоморфологическом «потенциале» внутренних свойств земной коры, предопределяющих характер будущего рельефа, готовом к реализации. Несмотря на очевидные параллели с вариационными формулировками [Barrett, Prigozhin, 2013], в современном понимании потенциал зависит от конфигурации системы и внешних условий.

Н.А. Флоренсов утверждал, что геоморфологическая формация представляет собой «типичный рельеф на типичном геологическом субстрате», подчеркивая детерминированность морфологии свойствами геологической основы. Эта позиция, хотя и содержит рациональное зерно, недооценивает роль внешних потоков энергии и нелинейных обратных связей в формировании рельефа. В современных терминах можно сказать, что Флоренсов рассматривал преимущественно «граничные условия» ОГМС, уделяя меньше внимания процессам самоорганизации, возникающим при взаимодействии этих условий с внешними потоками.

Утверждение Н.А. Флоренсов о неизбежности проявления субстрата в рельефе при его экспонировании содержит важную интуитивную догадку о спонтанном характере морфогенеза, но игнорирует возможность множественных устойчивых состояний и роль случайных флуктуаций в выборе траектории развития. Современная теория диссипативных структур [Kleidon et al., 2010; Phillips, 2021] показывает, что один и тот же субстрат может эволюционировать к различным морфологическим аттракторам в зависимости от истории системы и характера внешних воздействий.

Ключевую роль играет понятие «литодинамического потока», описывающее перемещение вещества и энергии в геоморфологической системе. Н.А. Флоренсов правильно отмечал двойственную роль форм рельефа – как *результата* и как *фактора* литодинамического потока, фактически описывая механизм положительной обратной связи. Однако эта концепция остается преимущественно описательной, не предлагая количественных критериев или управляющих принципов для потоков вещества. В отличие от системного подхода О.П. Кашменской, где баланс масс рассматривается в контексте преобразования энергии и информационных связей, литодинамический поток Н.А. Флоренсова представлен как квазимеханический процесс перемещения материала под действием силы тяжести. Современная теория оптимального транспорта [Dumont, Igbida, 2009] предлагает математически строгую формулировку через минимизацию транспортных затрат.

Таким образом, можно выделить несколько методологических ограничений формационного подхода Н.А. Флоренсова:

- отсутствие количественных критериев – в отличие от системного подхода, оперирующего измеримыми потоками энергии и вещества, концепция геоморфологических формаций остается преимущественно качественной и описательной;
- слабая формализация причинно-следственных связей – связь между геоморфологическим потенциалом и результирующим рельефом постулируется, но не выводится из фундаментальных физических принципов;
- недостаточное внимание к временным масштабам – концепция геоморфологических формаций не учитывает переходные процессы, фокусируясь на квазистационарных состояниях;
- геологическое доминирование – примат субстрата над климатическими и гидрологическими факторами ограничивает применимость подхода в условиях доминирования экзогенных процессов.

Тем не менее, основное методологическое значение концепции геоморфологических формаций Н.А. Флоренсова состоит в попытке создания интегральной теории рельефообразования с обязательным учетом геологического субстрата и внутреннего потенциала земной коры. При этом, современное развитие вариационных методов открывает возможности для переосмысления и формализации ключевых идей Н.А. Флоренсова. В частности, интеграция геоморфологического потенциала с принципами самоорганизации открытых систем может привести к созданию единого подхода, учитывающего как структурные предпосылки, заложенные в геологическом субстрате, так и динамические процессы самоорганизации в поле внешних потоков энергии и вещества.

Попытку интеграции структурно-геологического подхода с системной парадигмой предпринял **Ю.Г. Симонов** в рамках *концепции морфосистем* [Симонов, 1972; Симонов и др., 1998]. Он определил морфосистему как комплекс форм, созданных системой экзогенных рельефообразующих процессов в условиях определенной морфоструктуры и ландшафтно-климатической обстановки. Данная формулировка демонстрирует явную преемственность с концепцией геоморфологических формаций, но вводит системное динамическое измерение через акцент на взаимодействие процессов. Утверждение о том, что морфоструктура и морфосистема «полностью исчерпывают предмет геоморфологии», отражает стремление к созданию исчерпывающей теоретической рамки, объединяющей структурные и процессуальные аспекты рельефообразования.

Центральным элементом теории Ю.Г. Симонова является понятие «морфолитогенез» – сопряженное развитие рельефа и рыхлых отложений. В отличие от статической трактовки литодинамического потока, Ю.Г. Симонов рассматривает экзогенное рельефообразование как результат перемещения потоков вновь образованных рыхлых отложений, что вводит временн***о***е измерение и динамику вещественных преобразований. Триада «форма – процесс – вещество» заменяет флоренсовскую формулу «субстрат – механизм – результат», смещая акцент с предопределенности на динамичность.

Ю.Г. Симонов также предпринял попытку применения термодинамических принципов к анализу ОГМС, связывая эволюцию рельефа со вторым началом термодинамики и необратимым ростом энтропии. Рельеф интерпретируется как отражение баланса между «вынесенным веществом и израсходованной энергией» и «остатком вещества и энергии», что представляет собой энергетическую трактовку морфогенеза в русле системного подхода О.П. Кашменской. Однако признание того, что «энтропийная мера этого процесса пока не найдена», указывает на фундаментальные трудности формализации. Неудача с энтропийной формализацией предвосхитила понимание того, что классические термодинамические концепции требуют модификации при применении к диссипативным системам с множественными масштабами организации. Современные вариационные подходы, основанные на принципах максимального производства энтропии [Kleidon, 2016] и минимизации свободной энергии [Prigozhin, 1996], предлагают адекватный математический аппарат для решения задач, поставленных Ю.Г. Симоновым.

Несмотря на попытку объединения системного и формационного подходов, концепция Ю.Г. Симонова унаследовала и ряд ограничений:

- противопоставление структуры и системы остался неразрешенным – морфоструктура и морфосистема рассматриваются как параллельные, а не интегрированные аспекты;
- недостаточная формализация – строгий математический аппарат для описания взаимодействия морфоструктуры и морфосистемы остался не разработанным;

- ограничение экзогенными процессами – морфосистема сохранила искусственное разделение эндогенных и экзогенных факторов;

- проблемы с энтропийным подходом – признание невозможности найти адекватную энтропийную меру указывает на фундаментальные трудности применения термодинамических концепций к ОГМС.

Таким образом, концепция морфосистем Ю.Г. Симонова представляет теоретический синтез формационного и системного подходов в геоморфологии. Несмотря на методологические ограничения она представляет собой важный вклад в развитие теоретической геоморфологии, обозначая ключевые проблемы интеграции различных подходов. Современное развитие вариационных методов и теории сложных систем открывает новые возможности для решения некоторых задач, впервые четко сформулированных в рамках концепции морфосистем.

Важное дополнение системного подхода в геоморфологии предложил **А.А. Асеев** ([Асеев и др., 1982; Асеев, 1987] в рамках концепции *эволюционных (генетических) рядов*, которые представляют собой закономерные пространственные последовательности генетических типов рельефа, связанных парагенетическими отношениями. Такие ряды рассматриваются А.А. Асеевым как *историко-генетические системы* с полным набором системных атрибутов: структурой, иерархией, взаимокоррелируемостью элементов и эмерджентностью. Они обладают механизмами регуляции через отрицательную обратную связь (чем больше деформация элемента, тем интенсивнее денудация, стремящаяся вернуть систему к равновесию) и положительную обратную связь (локальные неоднородности обеспечивают восходящее развитие системы).

Ключевое положение концепции о том, что «закономерное расположение генетически связанных между собой форм рельефа в пространстве отражает их эволюцию во времени», позволяет использовать пространственную структуру эволюционных рядов для реконструкции истории развития территории и прогнозирования будущих изменений. Прогностический потенциал реализуется через анализ соотношения реликтовых (денудационные равнины), доминирующих (структурно-денудационные равнины) и новообразованных (островные горы) элементов в пространстве.

Несмотря на теоретическую ценность, подход А.А. Асеева имеет ряд ограничений:

- отсутствие формализации – эволюционные ряды описываются качественно, без разработки математического аппарата для количественной оценки скорости переходов между элементами системы;

- детерминизм – предполагается однонаправленная эволюция, при этом недооценивается роль стохастических процессов и возможность бифуркаций, ведущих к альтернативным путям развития ОГМС;

- проблема масштабов – неясно, как согласуются эволюционные ряды разных иерархических уровней и как учитывается многомасштабность геоморфологических процессов;

- эмпирическая верификация – постулированные эволюционные ряды часто основаны на региональных наблюдениях и могут не иметь универсального характера.

Тем не менее, концепция А.А. Асеева демонстрирует важность учета историко-генетических закономерностей в рамках системного геоморфологического анализа. Выделение эволюционных рядов представляет собой попытку описания ОГМС через последовательность квазиравновесных состояний, развиваемых в современной теории метастабильных состояний и энергетических ландшафтов [Phillips, 2021]. Интеграция идей Асеева с современными

вариационными подходами может привести к созданию количественной теории эволюционных переходов в геоморфологии, где каждый элемент ряда будет характеризоваться своим энергетическим минимумом, а переходы между ними – преодолением энергетических барьеров активизации под действием изменяющихся внешних условий. Такой синтез позволил бы сохранить историко-генетическую глубину подхода Асеева, дополнив ее математической вариационной строгостью.

С точки зрения вариационного подхода становится возможным дать более строгие определения *геоморфологическим законам*, выделенным **Д.А. Тимофеевым** [1972]:

1. Закон взаимодействия эндогенных и экзогенных сил – рельеф земной поверхности создается и развивается в результате непрерывно-прерывистого взаимодействия взаимосвязанных и взаимообусловленных эндогенных и экзогенных сил рельефообразования. По сути закон описывает геоморфологическую систему как открытую диссипативную структуру, получающую энергию из двух независимых источников: эндогенного (тепловая энергия Земли, реализуемая через тектонику и вулканизм) и экзогенного (солнечная энергия, трансформированная в климатические процессы). Рельеф представляет собой морфологическое выражение взаимодействия этих двух потоков энергии – квазистационарное неравновесное состояние, в котором создание градиентов потенциальной энергии эндогенными процессами и их разрушение экзогенными силами достигают динамического баланса. Развитие рельефа определяется принципом максимального производства энтропии – эволюция к форме, обеспечивающей эффективную диссипацию обоих потоков при заданных граничных условиях.

2. *Закон расчленения-выравнивания* – деятельность экзогенных процессов проявляется в борьбе диалектически противоречивых тенденций к вертикальному расчленению рельефа и к его выравниванию. При вариационном подходе расчленение и выравнивание представляют собой не противоборствующие тенденции, а комплементарные проявления единого процесса оптимального транспорта массы в гравитационном поле [Santambrogio, 2015]. Вертикальное расчленение увеличивает градиенты и интенсифицирует потоки, а выравнивание обеспечивает латеральное распределение материала – оба процесса совместно оптимизируют диссипацию энергии в системе.

3. Закон усложнения – эволюция рельефа в течение всей истории Земли ведет к усложнению форм геологической и геоморфологической миграции вещества и к усложнению геоморфологических ландшафтов. Закон отражает фундаментальную тенденцию открытых систем к увеличению структурной сложности для максимизации производства энтропии [Martyushev, Seleznev, 2006] за счет *увеличения числа каналов диссипации* энергии и росту общей энтропии ОТМС. Эволюция от простых к сложным формам рельефа представляет собой последовательность бифуркаций, каждая из которых открывает новые пути для диссипации энергии, увеличивая эффективность преобразования градиентов потенциальной энергии согласно принципу MEP.

Таким образом, законы Д.А. Тимофеева можно объединить в единый вариационный принцип: *ОГМС эволюционирует к состоянию, максимизирующему производство внутренней энтропии через оптимальную организацию потоков вещества и энергии при заданных граничных условиях*. Два независимых источника энергии – эндогенный и экзогенный – создают и поддерживают неравновесность системы (закон 1), которая реализуется через пространственно организованные потоки переноса массы, одновременно расчленяющие и выравнивающие поверхность (закон 2), приводя к прогрессивному усложнению системы и увеличению числа каналов и эффективности диссипации энергии (закон 3).

В более поздних работах **Д.А. Тимофеев** совместно с **Э.А. Лихачевой** представили развернутую попытку концептуального обобщения и адаптации системного подхода для геоморфологических исследований через создание *детального терминологического аппарата* [Лихачева, Тимофеев, 2007a, 2007b, 2008]. Их определение геоморфологической системы как «реально выделяемого в пространстве и времени комплекса взаимодействующих элементов» [Лихачева, Тимофеев, 2007a] охватывает рельеф, рельефообразующие процессы, внутренние и внешние связи. Ключевым концептуальным вкладом стало введение понятия «организованности ГМС» – упорядоченности и закономерной связанности компонентов, обеспечивающих устойчивое функционирование системы в динамически равновесном режиме [Лихачева, Тимофеев, 2007a]. Авторы предложили иерархическую структуру от глобальных до локальных систем с типизацией по морфоструктурным и морфоскульптурным признакам. Работы демонстрируют явное признание открытого характера геоморфологических систем – авторы последовательно подчеркивают значение внешних потоков вещества и энергии, взаимодействие с окружающей средой и другими геосферами. При этом анализ остается преимущественно качественным: потоки вещества и энергии описываются концептуально, без попыток их формализации или количественной оценки. Некоторые системные свойства («динамическое равновесие», «саморегулирование», «устойчивость») вводятся через конкретные геоморфологические примеры (пустыня Гоби, речные бассейны, горные системы), что обеспечивает наглядность, но ограничивает возможности обобщения. Характерной чертой является сочетание развитой системной терминологии с традиционными методами геоморфологического анализа. Авторы создали обширный понятийный аппарат для описания системных свойств рельефа, однако не перешли к формализации связей между элементами или построению математических моделей. Их критическое отношение к концепциям самоорганизации отражает осторожность в принятии новых теоретических подходов.

В контексте вариационного анализа можно рассмотреть *законы экзогенеза* **В.О. Таргульяна** [1985, 2019], описывающие формирование поверхностных пограничных слоев (экзонов) при взаимодействии активной среды с твердофазным субстратом. Центральная идея теории экзогенеза состоит в том, что любой контакт термодинамически неравновесных систем неизбежно порождает экзогенный процесс, продукты которого накапливаются в виде структурированных оболочек, обладающих «памятью» о характере воздействия и эволюции факторов среды. В.О. Таргульян постулировал:

- неизбежность экзогенеза при наличии градиентов между средой и субстратом;
- твердофазное «запоминание» истории процесса в структуре экзонов;
- коэволюцию экзогенных процессов и тел при изменении внешних факторов.

Научная новизна подхода В.О. Таргульяна заключалась в переходе от описательной парадигмы к обобщенной физико-химической теории поверхностных процессов, применимой к широкому спектру явлений – от почвообразования до формирования кор выветривания и планетарных реголитов. Принципиальное значение имеет понимание экзона как информационной системы, кодирующей в своей структуре историю взаимодействия геосфер. Эта идея предвосхитила современные представления о критической зоне и концепцию коэволюции ландшафта и почв [Phillips, 2021], заложив теоретический фундамент для количественного анализа обратных связей в системе «литосфера-педосфера-атмосфера».

С позиций неравновесной термодинамики и теории диссипативных структур законы В.О. Таргульяна получают строгое математическое обоснование через принцип максимального производства энтропии [Kleidon, 2016] и вариационные формулировки для градиентных систем.

В этом случае «память» системы соответствует появлению неголономных (ограниченных в движении) связей, а эволюционный закон эквивалентен адиабатическому следованию системы за медленно меняющимися параметрами среды.

Основные ограничения теории В.О. Таргульяна связаны с её феноменологическим характером и отсутствием явного учета масштабных эффектов, критически важных для понимания иерархической организации геоморфологических систем [Rodriguez-Iturbe, Rinaldo, 1997]. Теория предполагает непрерывную эволюцию, не рассматривая пороговые эффекты и катастрофические перестройки, характерные для нелинейных систем с множественными аттракторами [Scheffer et al., 2001]. Кроме того, для экзогенеза не существует единого глобального вариационного принципа, что затрудняет построение универсальной предсказательной теории. Несмотря на эти ограничения, концептуальный аппарат Таргульяна остается фундаментальным для современной науки о поверхностных процессах, обеспечивая связь между микромасштабными физико-химическими механизмами и макромасштабными способами организации земной поверхности.

Целый ряд *законов геоморфологии*, базирующихся на фундаментальных физических принципах (Кюри и Ле Шателье-Брауна), предложил **А.А. Гаврилов** [2023]. Автор постулирует существование двух энергетически устойчивых морфологических типов рельефа – остроконечных вершинных форм с минимальной массой приповерхностной части и платообразных образований с субгоризонтальными поверхностями выравнивания, устойчивость которых объясняется через минимизацию потенциальной энергии рельефа. В работе выделяются два основных механизма энергопереноса в литосфере: объемный, реализующийся через формирование радиально-концентрических морфоструктур вокруг энергетических центров, и линейный, приуроченный к зонам тектонических нарушений. Особая роль отводится водораздельным узлам-морфоструктурам как геоморфологическим элементам с максимальной потенциальной энергией, определяющим пространственную организацию эрозионных систем.

Предложенные законы носят преимущественно качественный характер и не содержат математического аппарата, необходимого для количественного анализа и моделирования рельефообразующих процессов. Кроме того, наблюдается прямой перенос положений классической равновесной термодинамики на геоморфологические системы, которые по своей природе являются открытыми и существенно неравновесными. Представленные определения законов можно рассматривать как эмпирические обобщения, использующие термодинамическую терминологию, при этом отсутствует четкая иерархическая структура предлагаемых положений. Остается неясным, какие из выделенных законов являются основополагающими, а какие представляют собой их следствия. Автор стремится вывести общие закономерности морфогенеза на основе анализа отдельных типов рельефа, не формулируя при этом единой теоретической основы.

Для более строгого обобщения частных положений Гаврилова можно использовать единый вариационный подход. Устойчивые формы рельефа могут рассматриваться как решения задачи минимизации функционала полной энергии системы, включающего потенциальную энергию массы горных пород, кинетическую энергию потоков вещества и диссипативные составляющие. Формирование субгоризонтальных поверхностей выравнивания (террасы, педименты) соответствует минимизации градиента потенциала при наличии ограничений на предельные уклоны. Развитие дендритовых эрозионных сетей может быть описано через минимизацию гидравлического сопротивления, что эквивалентно применению принципа наименьшего действия для потоков. Переход между режимами объемной и линейной

эрозии определяется критическими значениями параметра связности среды, при превышении которых происходит смена диффузионного режима массопереноса на адвективный.

Таким образом, все частные закономерности устойчивости конкретных форм рельефа, эмпирически выделенные А.А. Гавриловым на качественном уровне, могут быть выведены из более общих принципов организации диссипативных систем. Тем не менее, интеграция основных концептуальных положений с современными вариационными методами открывает возможности для разработки нового класса прогнозных моделей рельефообразования, основанных на фундаментальных физических принципах.

Интересная попытка применения принципов синергетики и теории диссипативных структур при самоорганизации геосистем после антропогенного нарушения предпринята **П.В. Голеусовым** [2015]. Опираясь на принцип Ле Шателье-Брауна (система противодействует внешнему воздействию), концепцию эквифинальности Берталанфи (различные состояния сходятся к одному аттрактору) и теорию автопоэзиса Матураны-Варелы (способность биоты к самовоспроизводству) автор предлагает оригинальную *концепцию экологической ренатурации*. Ключевое положение автора состоит в том, что при превышении порога устойчивости геосистема переходит от режима саморегуляции через отрицательные обратные связи к самоорганизации – формированию новой структуры через бифуркацию. П.В. Голеусов предполагает, что выбор траектории развития после бифуркации происходит в рамках зональных инвариантов («ландшафтно-экологических ниш»), что делает процесс предсказуемым. Экологическая ренатурация рассматривается как естественное воспроизводство компонентов нарушенной геосистемы, включающее восстановительные сукцессии биоты, вторичное почвообразование, стабилизацию рельефа и формирование межкомпонентных связей. Перспективным представляется синтез идей П.В. Голеусова с методами вариационных неравенств для описания пороговых переходов и теорией стохастических дифференциальных уравнений для учета роли флуктуаций в выборе траектории развития после бифуркации. Тем не менее, для практического применения концепции требуется строгая формализации, а также обоснование выбора количественных критериев порога устойчивости и характерных времен релаксации для прогноза динамики конкретных геосистем.

Проведенный критический обзор теоретических разработок отечественных ученых (О.П. Кашменской, А.Д. Арманда, Н.А. Флоренсова, Ю.Г. Симонова, А.А. Асеева, Д.А. Тимофеева, Э.А. Лихачевой, В.О. Таргульяна, А.А. Гаврилова, П.В. Голеусова) в области геоморфологической адаптации общей теории систем позволяет выделить ряд *методологических ограничений*:

1) Доминирование феноменологического подхода – проявляется в описательном характере теоретических построений, т.е. формулировка эмпирических закономерностей не сопровождается выводом из фундаментальных физических принципов. Законы экзогенеза Таргульяна, концепция морфосистем Симонова, теория геоморфологических формаций Флоренсова представляют собой обобщения наблюдаемых явлений без раскрытия каузальных механизмов на микроскопическом уровне. Отсутствие перехода от феноменологии к динамической теории ограничивает возможности количественного прогноза и экстраполяции за пределы эмпирически изученных условий.

2) Преобладание качественных формулировок – понятия «подвижного равновесия» (Флоренсов), «саморегулирования» (Арманд), «морфолитогенеза» (Симонов), «памяти системы» (Таргульян) остаются на уровне вербальных моделей без перехода к измеримым параметрам и функциональным зависимостям. Отсутствие математической формализации

делает невозможной проверку гипотез. Даже при попытках привлечения термодинамических концепций авторы не используют строгие расчеты.

3) Отсутствие единой теоретической рамки – проявляется в произвольном сочетании концепций из различных дисциплин (кибернетики, термодинамики, синергетики, общей теории систем) без согласования их онтологических оснований. Каждый автор создавал собственный понятийный аппарат (экзоны, морфосистемы, геоморфологический потенциал), что создает препятствие для формирования единого теоретического представления.

4) Слабое внимание к масштабной инвариантности и иерархической организации – вторы, как правило, фокусировались на одном пространственно-временном масштабе, не разрабатывая способов связи процессов на различных уровнях организации. Отсутствие соответствующего математического инструментария ограничивает возможности понимания эмерджентных свойств геоморфологических систем. Игнорирование пороговых эффектов и бифуркаций не позволяет адекватно описывать множественность устойчивых состояний.

5) Слабая интеграция с зарубежными разработками – параллельное и часто независимое развитие сходных идей (динамическое равновесие, самоорганизация) без взаимного цитирования и концептуального синтеза привело к дублированию усилий и потере синергетического эффекта.

В рамках развития системно-вариационных представлений в геоморфологии необходимо уточнить терминологический аппарат, который позволит согласовать различные подходы к трактовке основных понятий.

Геоморфологическая система – ограниченная в пространстве и времени совокупность взаимодействующих элементов рельефа, потоков вещества и энергии, функционирующая как целостное упорядоченное образование с устойчивыми внутренними связями. Характеризуется иерархической организацией, наличием прямых и обратных связей, способностью к саморегуляции через балансы массы и энергии. Представляет собой открытую диссипативную структуру, обменивающуюся веществом и энтропией с внешней средой, эволюция которой определяется соотношением внешних воздействий, внутренней диссипации и ресурсных ограничений. Пространственные границы задаются областью проявления единого комплекса рельефообразующих процессов; временные рамки определяются периодом структурной устойчивости. Масштаб варьирует от отдельной формы рельефа до формации, временной диапазон – от единичного события до геологических периодов.

Рельефообразование с точки зрения термодинамики представляет собой способ пространственной организации земной поверхности (дюна, гряда, рябь), реализующий квазистационарный результат конкуренции рельефообразующих потоков, памяти рельефа и ресурсных ограничений в ОГМС.

Цель развития ОГМС можно представить как критерий оптимальности ее функционирования, достигаемый через экстремум целевой функции при заданных внешних воздействиях и ресурсных ограничениях. Физически соответствует режиму, при котором соотношение полезной мощности, энтропийного обмена и внутренних потерь обеспечивает устойчивое функционирование и воспроизводство морфологической структуры. Термин не подразумевает телеологии и отражает объективное свойство динамики открытой системы.

Под ***целевой функцией*** в данном случае понимается интегральная мера «выгодности» состояния/режима для акторной ячейки, суммирующая механический вклад, энтропийный обмен, внутренние необратимости и эффекты связей (экстремум функции определяет процесс организации системы).

Организованность можно определить как степень пространственно-временной упорядоченности вещества, потоков и обратных связей в геоморфологической системе, выражающейся в формировании устойчивых морфоструктур и минимизации свободной энергии литодинамических потоков. Проявляется через снижение эффективного сопротивления потоку при соблюдении второго начала термодинамики за счёт устойчивого экспорта энтропии. Поддерживает режим функционирования и форму рельефа под действием внешнего потока.

Режим функционирования (морфодинамический) – это устойчивое состояние ОГМС, характеризующееся воспроизводимым соотношением процессов денудации и аккумуляции при заданных внешних воздействиях. Определяется структурой потоков вещества и энергии, спектром характерных временных промежутков релаксации, соотношением мгновенной диссипации и структурной памяти, балансом производства и экспорта энтропии. Смена режима происходит при переходе через критические пороги и сопровождается качественной перестройкой морфологии.

Под ***диссипацией*** следует понимать необратимое рассеяние механической энергии потока в тепло вследствие вязкого и турбулентного трения, соударений частиц наносов, пластической деформации грунта. В термодинамическом описании ОГМС эквивалентна внутреннему производству энтропии, обеспечивая согласование энергетического баланса и стабилизацию морфодинамического режима. Проявляется в снижении скоростей потока, затухании возмущений, нагреве транспортирующей среды; количественно оценивается через градиенты скорости и напряжения применительно к конкретной форме рельефа.

Динамическое равновесие можно представить как состояние ОГМС, при котором на *заданном масштабе осреднения по времени* потоки вещества и энергии через границы системы уравновешены внутренними диссипативными процессами, обеспечивая квазистационарность морфометрических параметров. Поступление энергии компенсируется её рассеянием и экспортом энтропии, а целевая функция находится вблизи локального экстремума при действующих ограничениях. Малые возмущения затухают без необратимой трансформации рельефа. Изменение внешних условий вызывает смещение равновесия или переход к новому режиму функционирования.

Эмерджентность в классическом понимании определяет возникновение качественно новых свойств ОГМС на макроуровне, не выводимых из суммы элементарных процессов переноса и эрозии. Проявляется в спонтанном формировании упорядоченных морфологических структур при достижении критических порогов внешнего воздействия. В термодинамической трактовке отражает установление баланса между поступающей энергией, внутренней диссипацией и экспортом энтропии, соответствующего экстремуму целевого функционала системы. Является основным критерием физического возникновения ОГМС.

Ряд дополнительных поясняющих терминов представлен в таблице 1.2.

В целом, проведенный критический обзор дает возможность определить общую методологическую рамку для изучения эоловых морфолитосистем на основе общей теории систем, которая включает следующие элементы:

1. Парадигма открытых диссипативных систем. Рельеф целесообразно рассматривать как постоянно эволюционирующую структуру, рассеивающую энергию от множественных источников. Необходимо количественно оценивать потоки энергии и вещества через границы системы и анализировать механизмы их диссипации через морфологическую работу.

Таблица 1.2 – Дополнительные термины, характеризующие ОГМС

Термин	Определение
Действие	Обобщённый функционал процесса рельефообразования, интегрирующий вклады переданной системе механической мощности, энтропийного обмена с внешней средой и внутренних диссипативных процессов; его экстремум при заданных ограничениях определяет наблюдаемую траекторию морфологической эволюции
Поток	Количественная характеристика переноса вещества, энергии, импульса или энтропии через границу морфологического элемента в единицу времени; включает водные, эоловые, гравитационные и тепловые компоненты транспорта
Отклик	Реакция ОГМС на внешнее воздействие, выражающаяся в изменении геометрии рельефа, миграции форм, перестройке структуры поверхности и модификации транспортных характеристик
Устойчивость	Способность ОГМС сохранять структурную целостность при внешних возмущениях благодаря балансу между экспортом энтропии и её внутренним производством; характеризуется близостью к квазистационарному состоянию и экстремуму целевого функционала
Само-организация	Спонтанное (эмерджентное) образование упорядоченных морфологических структур в ОГМС вследствие направленной диссипации доступной энергии и перераспределения потоков вещества по оптимальным траекториям переноса
Само-регуляция	Формирование в ОГМС обратных связей, стабилизирующих режим транспорта наносов через ограничение уклонов, насыщение потоков и переключение путей переноса, что поддерживает систему в области допустимых состояний
Само-ограничение	Внутренние механизмы ОГМС, препятствующие неограниченному росту форм рельефа через процессы обрушения, уплотнения отложений, бронирования поверхности, что снижает эффективность транспорта наносов
Свободная энергия	Предельный энергетический потенциал внешних агентов денудации для совершения работы над ОГМС; расходуется на поддержание транспорта наносов и трансформацию рельефа, убывая по мере приближения к равновесному состоянию
Шум	Стохастическая составляющая внешних воздействий и внутренних процессов переноса (турбулентные пульсации, случайные столкновения частиц), способная инициировать переходы между метастабильными морфологическими конфигурациями вблизи критических порогов
Энтропия (системы)	Термодинамическая мера необратимости процессов рельефообразования; в ОГМС определяется балансом внутреннего производства при диссипации и внешних потоков через границы системы
Память	Совокупность медленно изменяющихся характеристик субстрата (степень консолидации, гранулометрический состав, микрорельеф поверхности), отражающих историю предшествующих воздействий и определяющих текущие транспортные свойства
Ресурс	Ограниченный внешний энергетический или вещественный бюджет, доступный для процессов рельефообразования (кинетическая энергия потока, импульс ветра, гравитационный потенциал), распределяемый между конкурирующими морфологическими элементами
Конкуренция	Взаимодействие морфологических элементов или отдельных ОГМС за общий ресурс переноса, приводящее к перераспределению потоков вещества и селективному развитию наиболее эффективных транспортных каналов при соблюдении общего баланса
Отбор (термодинами-ческий)	Термодинамически обусловленное саморазвитие и сохранение морфологических конфигураций в ОГМС, обеспечивающих при данных граничных условиях оптимальное соотношение между эффективностью транспорта и затратами энергии на преодоление сопротивления

2. Вариационная формулировка геоморфологической динамики. Центральным элементом методологии может стать переход от феноменологических законов к вариационным принципам. Эволюцию рельефа можно описать через поиск экстремумов функционалов энергии или

производства энтропии при заданных ограничениях. Это позволит предсказывать оптимальные конфигурации дюнных полей, профили склонов дюн и барханов, распределение эрозионных форм без детального моделирования всех микропроцессов переноса песка.

3. *Единый вариационный функционал с ограничениями*. Формализация геоморфологической эволюции требует построения обобщенного функционала действия, интегрирующего различные компоненты системы. Этот функционал должен включать высотное поле как основную переменную, литологические характеристики субстрата и потоки вещества и энергии. Существует теоретическая возможность сформулировать единую целевую функцию, которая одновременно учитывает минимизацию потенциальной энергии рельефа, максимизацию эффективности транспорта седиментов и соблюдение балансов массы. Решение такой оптимизационной задачи может равновесную форму рельефа при заданных условиях и ограничениях.

4. *История развития и память системы*. Текущая скорость эрозии и аккумуляции должна зависеть не только от современных условий, но и от интегральной истории воздействий через весовую функцию, убывающую со временем. Памяти фактически отражает влияние предшествующих состояний системы на её текущую эволюцию, а фрактальная размерность и спектральные характеристики рельефа служат количественными индикаторами накопленной памяти о прошлых процессах.

5. *Ресурсные ограничения и конкуренция систем*. Суммарная транспортная способность системы ограничена доступной энергией потока, которая распределяется между конкурирующими процессами пропорционально их эффективности. При этом дефицит субстрата кардинально меняет морфологию и скорость эволюции рельефа.

6. *Литологическая гетерогенность и структурный контроль*. «Геоморфологический потенциал» может быть формализован через пространственно-распределенные параметры устойчивости к эрозии, анизотропию проницаемости и тектонические граничные условия. Каждой литологической единице присваивается тензор эродируемости, определяющий анизотропию скорости денудации по разным направлениям. Разломы и линеаменты вводятся как разрывы или резкие градиенты в полях параметров, создающие преимущественные пути дренажа и границы морфологических доменов.

Предложенная методологическая рамка (рисунок 1.3) позволяет синтезировать достижения отечественной системной геоморфологии с современными разработками в области физики неравновесных процессов, вариационного исчисления и вычислительной геоморфологии. Именно вариационный подход способен обеспечить фундаментальное понимание геоморфологических процессов через раскрытие их термодинамической обусловленности. Эволюция рельефа в этом отношении представляет собой неизбежное следствие действия универсальных принципов минимизации свободной энергии и максимизации производства энтропии в открытых диссипативных системах, что детерминирует формирование самоподобных структур различных иерархических уровней от элементарных эрозионных борозд до континентальных дренажных систем. Реализация новой методологии требует междисциплинарной интеграции и развития математических методов для работы с мультимасштабными, стохастическими, нелинейными системами, обладающими памятью. Подобный комплексный подход позволит перейти от качественных интуитивных гипотез к предсказательной геоморфологии как формализованной науки об эволюции земной поверхности под влиянием экзогенных, эндогенных и антропогенных факторов.



Рисунок 1.3 – Методологическая рамка исследований эоловых морфолитосистем

1.4 Состояние проблемы эолового морфолитогенеза и осадконакопления в постледниковых материковых обстановках высоких широт

Важной методологической особенностью исследования является обязательное совместное рассмотрение в рамках геоморфологических исследований не только закономерного сочетания **форм** земной поверхности и литодинамических **потоков**, но и геологического **субстрата**, его истории и структуры [Флоренсов, 1971, 1978] (триединая сущность «результат–процесс–вещество» в рамках морфолитогенеза по [Симонов и др., 1998]). По мнению Н.А. Флоренсова [1976] любой экспонированный геологический субстрат в любых природных условиях неизбежно преобразуется в различные формы рельефа. В более широкой трактовке В.О. Таргульяна [2019] указано, что если любая активная природная среда контактирует с твердофазным неинертным субстратом, то в его приповерхностном слое неизбежно начинается экзогенез. Поэтому в данном разделе основное внимание уделяется парагенетическим связям эоловых осадков и рельефа, возникающих в составе различных геологических формаций.

Связь древних материковых дюн с покровным оледенением впервые была подробно показана П.А. Тутковским [1899, 1910], который на многочисленных примерах и результатах собственных исследований в Полесье показал, что по всей периферии позднеплейстоценового ледникового покрова *во время отступания* формировалась зона *развевания* (*«пояс песчаных пустынь»*), которая при удалении от фронта ледника сменялась зоной *навевания* эоловой пыли и образования лёсса. По мнению П.А. Тутковского эоловая переработка «скоплений песка флювиогляциального происхождения» в «зоне зандрового ландшафта» происходила в условиях очень сухого и резко-континентального климата под влиянием теплых и сухих ледниковых фенов, приводивших к росту испарения, на фоне обилия холодных талых вод. При этом по мере отступания покровного ледника происходил резкий переход от обстановки приледниковых тундр к степным ландшафтам.

Описанное П.А. Тутковским специфическое сочетание климатических условий, форм рельефа, отложений и ландшафтов приледниковых областей было названо В. Лозински *«перигляциальным»* [Lozinski, 1909, 1912]. В. Лозински, во многом опираясь на результаты исследований острова Медвежий шведского геолога Ю. Андерсона, выделил ряд признаков, характерных для перигляциальной зоны периода плейстоценовых оледенений, среди которых холодный и сухой климат, широкое распространение активных катабатических (стоковых) ветров, скудная тундровая растительность и развитие морозного (криогенного) выветривания

[Lozinski, 1912; French, 2000]. В настоящее время термином *«перигляциальный»* характеризуют *любые холодные внеледниковые условия* [French, 2000; Ballantyne, 2018; Murton, 2021], что несколько размывает его первоначальное значение. Поэтому в контексте данной работы более применима изначальная трактовка, которая соответствует конкретной обстановке осадконакопления (формации).

Идеи П.А. Тутковского получили развитие в работах немецких [Soergel, 1919, 1925] и российских [Соболев, 1924a, 1924b, 1925; Мирчинк, 1928; Москвитин, 1940] исследователей. В России, в частности, Д.Н. Соболев [1924b] на примере Русской равнины и Фенносандии впервые выделил перигляциальную эоловую формацию, включающую области эолового сноса и эолового отложения (лёссовую область) и состоящую в *«тесной генетической связи с расположенною за нею ледниковою формацией»* [Соболев, 1924b, с. 32][1] Он впервые подробно описал механизм и условия формирования и переноса субаэральных осадков по аналогии с полярными областями, для которых при общей сухости климата характерны морозное выветривание зимой и активная водная эрозия летом. Именно активное воздействие механического морозного выветривания песчаных толщ, отложенных ранее водно-ледниковыми потоками, по Д.Н. Соболеву, приводило к образованию большого количества мелко раздробленного материала и пыли, которые легко переносились ветром, формируя лёссовые толщи в пределах сухих степей. Высказывается также предположение о существенной роли снежного покрова степей в удержании переносимого материала. Д.Н. Соболев прямо указывает, что единый песчаный пояс, тесно связанный с поясом конечных морен, простирается *«с замечательным постоянством»* [1924b, с. 15] от побережья Западной Европы до Урала, представляя собой, как нетрудно заметить, полную аналогию выделенного гораздо позже Европейского песчаного пояса (*ESB*) [Koster, 1988; Zeeberg, 1998; Дренова, 2000]. Помимо гляциальной и эоловой формаций Д.Н. Соболев выделяет и флювиомариническую формацию, которая также генетически связана с воздействием покровного оледенения.

С другой стороны, Б.Л. Личков, не отрицая в целом наличия эолового рельефа в Полесье, подверг обоснованной критике представления П.А. Тутковского о существовании здесь пустынных условий. На основе собственных полевых исследований он пришел к выводу, что *«обширные песчаные накопления говорили как раз не о пустыне, а о явлении прямо противоположном – обилии вод, растекавшихся по широким пространствам у края ледника»* [Личков, 1928b, с. 41]. Б.Л. Личков показал, что обширные «долинные зандры» (или «долинно-зандровые аллювиальные равнины» по [Герасимов, Марков, 1939a]) сложены преимущественно осадками водного генезиса в результате стока ледниковых вод по широким долинам среднего Днепра и Припяти [Личков, 1928b]. Однако, при всей убедительности полученных результатов, можно согласиться с Р.К. Баландиным [1983], что сток во время таяния ледников носил временный характер. Соответственно, периодически осушающиеся песчаные пространства вполне могли подвергаться активному развеванию, о чем и свидетельствуют сохранившиеся параболические дюны, ошибочно считавшиеся П.А. Тутковским барханами [Герасимов, Марков, 1939a]. Натурно это предположение подтвердил, в частности, Б.Ф. Земляков,

[1] Стоит отметить, что еще до работ Д.Н. Соболева действительный член ИРГО И.К. Вислоух [1914] для Кондинской низменности выделил: I северный пояс типично ледникового рельефа, в отложениях которого встречаются ледниковые валуны и зандровые неслоистые пески; II средний пояс экстра-гляциальных слоистых и хорошо перемытых песков, слагающих чередующиеся гривы; III южный пояс покровных супесей и лёссовидных суглинков. Однако результаты не были опубликованы и в дальнейшем в ходе более поздних исследований Б.Ф. Петрова [1934] предложенная схема не нашла подтверждения.

обнаружив широкое развитие водных отложений в ядре параболических и грядовых дюн Ветлужско-Волжского района [Земляков, 1931, 1935].

Позднее Г.И. Горецкий [1958] при описании половодно-ледниковых («просхозогляциальных») осадков в пределах перигляциальной зоны вернулся к обсуждению проблемы «долинных зандров» Б.Л. Личкова, указав на сложность их отделения от перигляциального аллювия. Эту особенность также отметил Ю.М. Васильев [1973, 1980] на примере долины Волги, где единственным маркирующим признаком, отличающим флювиогляциальные отложения от перигляциального аллювия, является наличие эрратического материала (при условии, что осадконакопление происходит за пределами оледенения в ранее сформированных долинах). Интересную особенность при изучении перигляциального аллювия равнинных рек выделил Г.В. Холмовой [1988, 2000] – для фации половодий (паводков) характерно появление в составе слабо карбонатных негумусированных суглинков и супесей, а также «облекающее настилание» на склоны и более древние поверхности без следов размыва в основании. При этом, по Ю.М. Васильеву [1980], накопление констративного перигляциального аллювия происходит в первую половину оледенения, включая период ледникового максимума, после чего при сокращении ледника начинается врез и углубление долин с накоплением аллювия по инстративному типу.

Современное представление о перигляциальной зоне, составляющее определенный компромисс для ранее предложенных взглядов, дано в обобщающей статье геологов ВСЕГЕИ [Заррина и др., 1961]. Под перигляцициальной зоной здесь понимается обширная территория, находящаяся в условиях холодного ледникового климата, где широко развита многолетняя мерзлота, активны процессы морозного выветривания и значительно изменен гидрологический режим рек. В перигляциальной зоне образуется *«закономерная совокупность различных генетических типов отложений … (половодно-ледниковых, делювиальных, пролювиальных), характеризующихся общностью процессов происхождения и распространения»*, включая *«образования, которые возникают в подстилающих перигляциальные толщу отложениях под влиянием мерзлоты»* [Заррина и др., 1961, с. 55].

В пределах перигляциальной зоны Западной Сибири авторы [Заррина и др., 1961] выделяют две группы фаций:

- водную – озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные осадки приледниковых бассейнов, а также аллювиальные осадки подпруженных приустьевых частей речных долин и дельт;
- субаэральную – сложный комплекс аллювиальных, делювиальных, солифлюкционных, эоловых, лёссовых и других отложений, сформировавшихся, в конечном счете, в результате криогенных процессов, эолового переноса (первичные лёссовидные породы), а также процессов облёссования (вторичные лёссовидные породы).

Фациальная смена, по мнению исследователей [Заррина и др., 1961], происходит следующим образом – вблизи края ледника преобладают флювиогляциальные отложения, далее они сменяются озерно-ледниковыми ленточными осадками, переходящие в мелководные песчаные ритмично слоистые фации, которые, в свою очередь, в дальнейшем подвергаются процессам эрозии (эоловой, физической, морозной и др.) и облёссования (рисунок 1.4).

Несколько позже, на основе результатов собственных работ на юге Западной Сибири и в Казахстане, а также подробного обзора исследований в России, Европе и Северной Америке И.А. Волков [1965, 1971] также пришел к выводу о закономерной генетической связи флювиогляциальных, эоловых и лёссовых отложений. Он предложил выделение формаций

четвертичной системы по признаку *«совместного залегания, парагенеза определенных комплексов отложений, формировавшихся в условиях, отражающих определенную природную обстановку»* [Волков, 1971, с. 228], что полностью соотносится с определением, которые было предложено ранее Зарриной с соавторами [1961]. При этом размещение основных типов парагенезов четвертичных континентальных отложений, по мнению И.А. Волкова, связано с тремя седиментационными зонами – *ледниковой, приледниковой и внеледниковой*. Такой подход закономерно привел автора к аналогичному делению перигляциальной зоны на две формации:

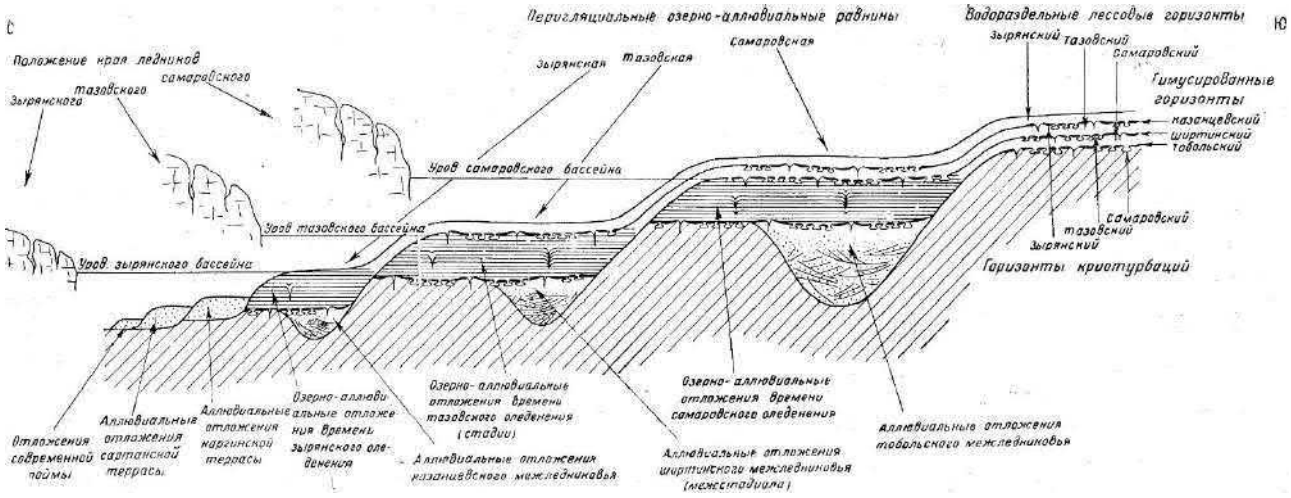


Рисунок 1.4 – Схема расположения края ледников, уровней подпрудных бассейнов и стратиграфического сопоставления перигляциальных водных осадков, региональных горизонтов криотурбаций, погребенных почв и лёссов [Заррина и др., 1961]

- единую континентальную внеледниковую субаквальную (пресноводную) формацию, включающую отложения водного генезиса (речные и озерные) приледниковой и внеледниковой зон (за исключением озерно-ледниковых, флювиогляциальных и зандровых отложений ледниковой формации);
- общую субаэральную формацию, включающую отложения различного генезиса (зандровые, речные, прибрежно-озерные, прибрежно-морские, древние эоловые и т. д.) приледниковой и внеледниковой зон, претерпевшие эоловую и иную субаэральную переработку.

Накопление отложений, по И.А. Волкову [1971], имело выраженный этапный характер:

- на первом этапе происходило надвигание льда и формирование отложений ледниковой формации;
- на втором этапе во время таяния льдов формировались различные водные отложения;
- на третьем этапе происходило формирование субаэральных отложений в результате активизации различных денудационных процессов (рисунок 1.5).

Ю.М. Васильев [1980] в рамках перигляцальной зоны выделял широкий ряд связанных между собой генетических типов отложений, в составе которых выделятся как водные, так и субаэральные осадки (рисунок 1.6). Особо выделяется большое развитие в перигляциальной зоне процессов дефляции и аккумуляции эоловых накоплений – лёссов и песчаных массивов. Эоловой переработке, по мнению Ю.М. Васильева [1980], подвергались аллювиальные, флювиогляциальные, эллювиальные и морские осадки (при осушении морских бассейнов). Также отмечается, что перигляциальная зона включает единый парагенетический ряд

одновозрастных отложений с ледниковой и аридной формациями. При этом в первую половину ледниковья прослеживается связь флювиогляциальных отложений с перигляциальным аллювием, а во вторую – морены с субаэральными и делювиальными осадками.

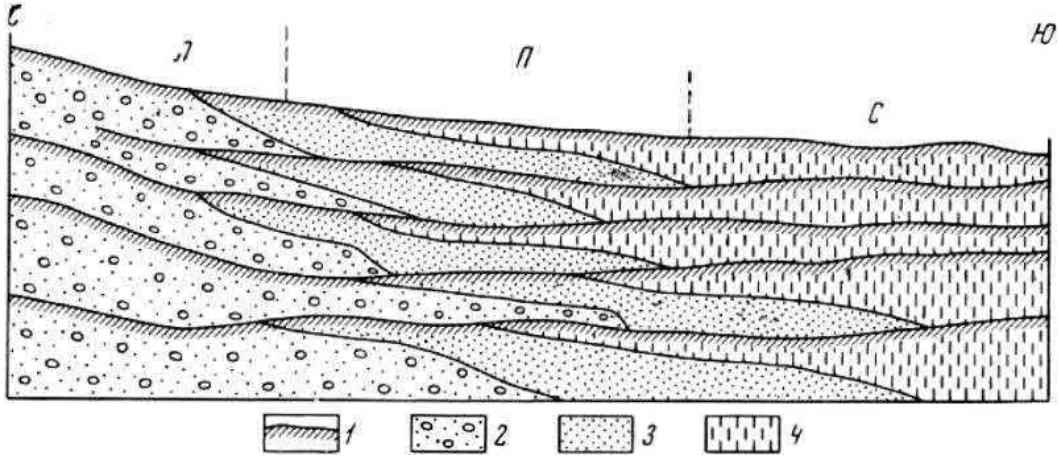


Рисунок 1.5 – Структура толщи осадочных континентальных четвертичных отложений равнин умеренного пояса северного полушария: Л – ледниковая формация; П – субаквальная (пресноводная) формация; С – субаэральная формация. 1 – почвы, горизонты выветривания, отложения межледниковий и интерстадиалов; отдельные этапы формирования формаций: 2 – ледниковой, 3 – субаквальной, 4 – субаэральной [Волков, 1971]

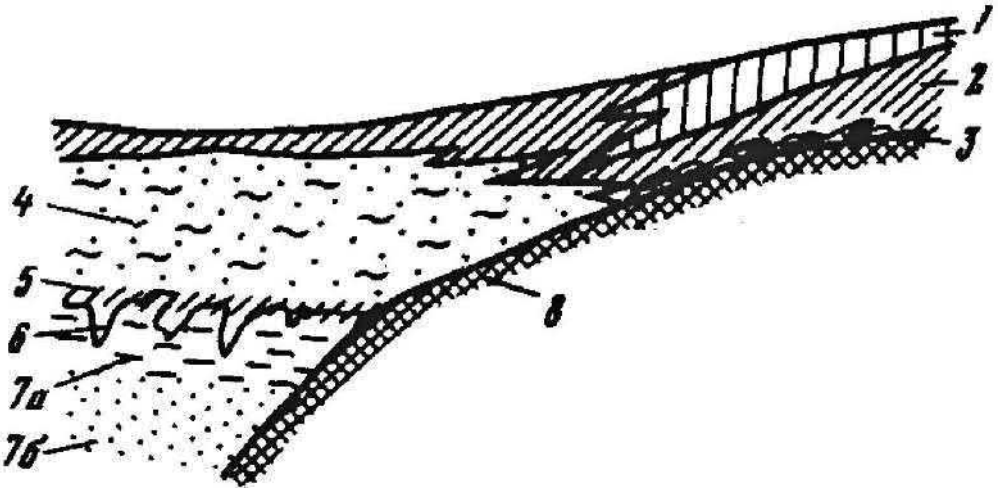


Рисунок 1.6 – Соотношение генетических типов отложений перигляциальной зоны: 1 – эоловый лёсс; 2 – делювиальные суглинки и пески; 3 – солифлюкционные образования; 4 – перигляциальный аллювий – суглинки и пески; 5 – ископаемая почва на аллювии; 6 – криогенные нарушения; 7 – межледниковый аллювий: а – пойменные и старичные иловатые суглинки, б – русловые пески; 8 – коренные породы [Васильев, 1980]

В.И. Астахов [1999] на примере Среднего Приобья и бассейна Печоры выделяет эоловые пески как в составе ледниковой, так и субаэральной (лёссово-озерной) формаций. Согласно приводимым схемам (рисунки 1.7), в первом случае эоловые пески связаны с флювиогляциальными и озерными (или морскими) осадками и могут напрямую перекрывать морену. Во втором случае (рисунок 1.8) показан непрерывный переход псевдоморфоз по сингенетическим ледяным жилам вверх по разрезу от пойменного аллювия (33 тыс.л.н. и древнее) к лёссово-озерной тоще (25 тыс.л.н. и моложе), что означает смену флювиальных процессов эоловой и озерной седиментацией в условиях вечной мерзлоты [Астахов, 1999].

Отмечено, что субаэральные осадки с линзами водных отложений (на примере Аганского увала) имеют плащеобразное залегание и могут выше по склону непосредственно перекрывать отложения конечной морены, достигая мощности 2-3 м.

Представления различных авторов о континентальных формациях даны в таблице 1.3.

Таблица 1.3 – Новейшие континентальные формации равнин (по [Холмовой, 2013], с изменениями и дополнениями

<table>
<tr><th rowspan="2">Автор</th><th colspan="4">Континентальная формация</th></tr>
<tr><th>Ледниковая</th><th>Субаэральная</th><th>Аллювиальная</th><th>Лимническая</th></tr>
<tr><td>П.А. Тутковский [1899, 1910]</td><td>Ледниковая зона</td><td>Зона развевания
Зона навевания</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>И.К. Вислоух [1914]</td><td>I северный пояс типично ледникового рельефа</td><td>III южный пояс покровных супесей и лёссовидных суглинков</td><td colspan="2">II средний пояс экстра-гляциальных песков</td></tr>
<tr><td>Д.Н. Соболев [1924a, 1924b, 1925]</td><td>Ледниковая</td><td>Перигляциальная эоловая</td><td colspan="2">Флювиомариническая</td></tr>
<tr><td>В.А. Обручев [1927]</td><td>Ледниковая</td><td>Субаэральная</td><td>Аллювиальная</td><td>Озерная</td></tr>
<tr><td>Н.И. Николаев [1947, 1948]</td><td>Ледниковых областей</td><td colspan="3">Равнинных внеледниковых областей
Пустынных областей</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Н.И. Николаев [1962]</td><td colspan="4">Ледниковые и перигляциальные формации субполярных областей</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="3">Гумидных и субнивальных (внеледниковых), пустынных (аридных) и полупустынных областей</td></tr>
<tr><td>Н.М. Страхов [1960]</td><td>Ледовые</td><td colspan="3">Гумидных равнин</td></tr>
<tr><td>В.А. Зубаков [1966]</td><td>Криогенные: ледниковые</td><td colspan="3">Перикриогенные: лёссовая, перигляциальная</td></tr>
<tr><td>Е.П. Заррина и др. [1961]</td><td></td><td>Субаэральная</td><td colspan="2">Водная</td></tr>
<tr><td>И.В. Попов [1961]</td><td>Гляциальная (нивальная)</td><td colspan="3">Перигляциальная, внеледниковая умеренная, пустынная, внеледниковая гумидная</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Ю.В. Крылков [1965]</td><td rowspan="2">Ледниковая</td><td colspan="3">Лёссовая, перигляциальная, аридная.</td></tr>
<tr><td colspan="3">Умеренно-гумидных равнин. Умеренно-тропических равнин</td></tr>
<tr><td rowspan="2">В.И. Попов [1966]</td><td colspan="3">Молассовидные:</td><td>Озерные: пелитовая, силицитовая, карбонатная</td></tr>
<tr><td>Сероцветная (ледовая)</td><td colspan="2">Сероцветная (умеренно-климатическая), зелено-красноцветная, темно-пестроцветная</td><td></td></tr>
<tr><td>К.И. Лукашев [1971]</td><td>Ледниковых областей</td><td colspan="3">Перигляциальных областей</td></tr>
<tr><td>И.А. Волков [1971]</td><td>Ледниковая</td><td>Субаэральная</td><td colspan="2">Субаквальная (пресноводная)</td></tr>
<tr><td>Ю.М. Васильев [1980]</td><td>Ледниковая</td><td colspan="3">Перигляциальная;
Аридная</td></tr>
<tr><td rowspan="2">В.Е. Хайн [1973]</td><td colspan="2">Покровно-ледниковая формация</td><td colspan="2">Каолиново-кварцево-песчаная</td></tr>
<tr><td></td><td>Лёссовая субформация</td><td colspan="2">Красноцветная формация</td></tr>
<tr><td>В.Е. Хайн [1980]</td><td></td><td></td><td colspan="2">Озерно-аллювиальная сероцветная;
Пустынно-озерная красно- или пестроцветная</td></tr>
<tr><td>А.В. Матвеев [1976]</td><td>Гляциогенная (ледниковая)</td><td colspan="3">Криогенная;
Термогенная</td></tr>
</table>

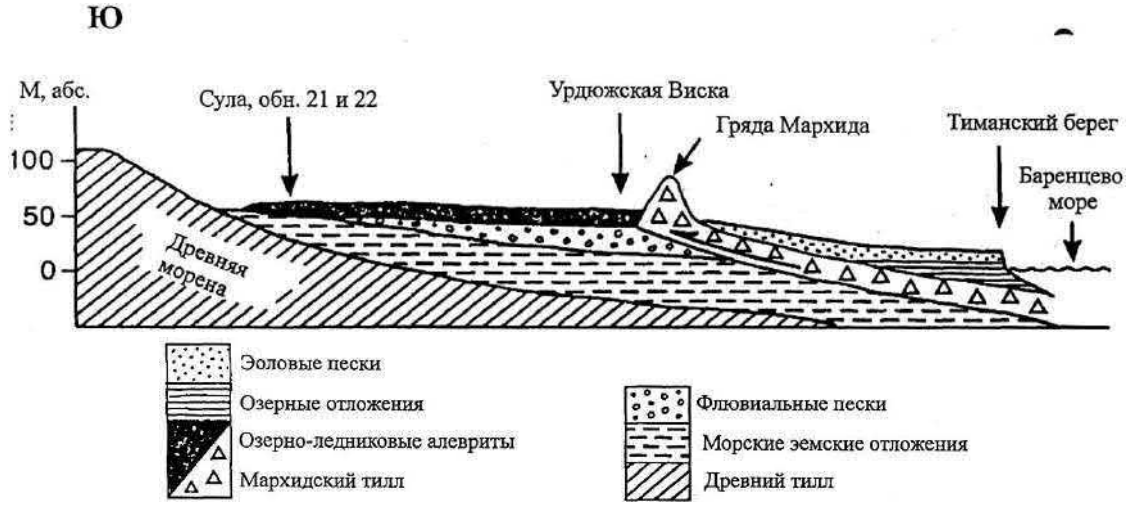


Рисунок 1.7 – Идеализированный меридиональный профиль от Баренцева моря до правобережья р. Сулы [Астахов, 1999]

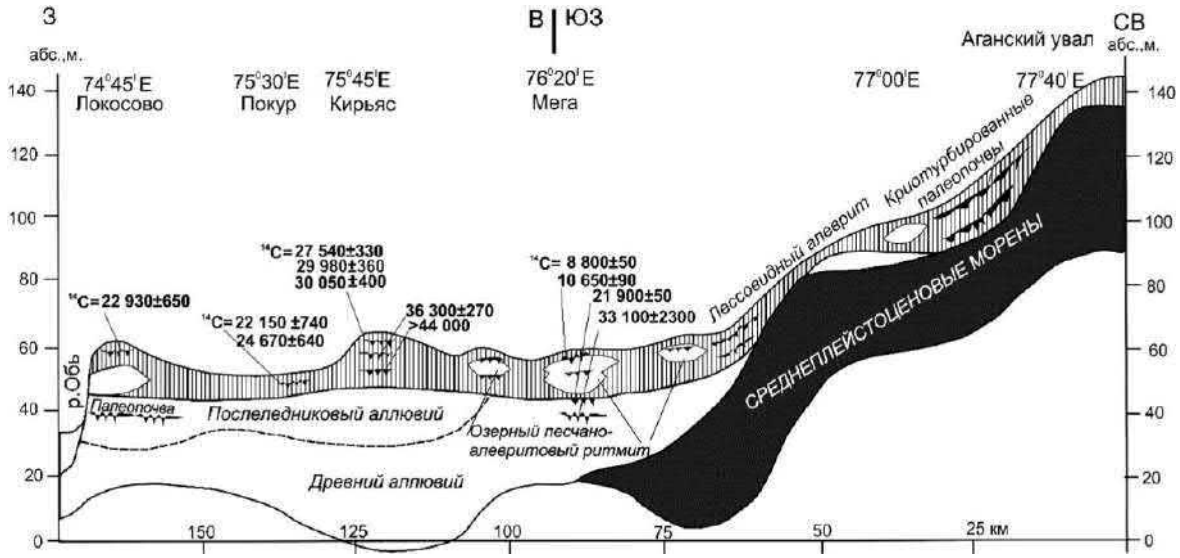


Рисунок 1.8 – Субаэральная толща на широтном отрезке Оби – облекающие рельеф лёссовидные алевриты с погребенными почвами и линзами озерных алевро-песчаных ритмитов (радиоуглеродные даты даны по [Палеогеография..., 1980], скважины – по данным Тюменской экспедиции «Главтюменьгеологии», схема – по [Астахов, 1989])

В качестве примера противоположной точки зрения можно привести выводы И.П. Герасимова и А.А. Величко [Палеогеография Европы..., 1982], которые, опираясь на представление о лёссе как о почве особо континентальных условий [Герасимов, 1962], считали, что условия для лёссообразования, как и сама лёссовая область, возникают вне прямой зависимости от оледенения, хотя оледенение, по их мнению, и могло усиливать лёссонакопления в определенных районах. Тем не менее, при описании «эпохи формирования лёссов» отмечаются типичные перигляциальные условия – преобладание тундрово-степного почвенно-растительного комплекса, резко континентальные условия, общее понижение температуры и сильное сокращение осадков. При этом и по времени эпоха лёссообразования соотносится с холодной (ледниковой) эпохой [Величко, 1968]. Позднее, по итогам работ на севере Западной Сибири, А.А. Величко [Velichko et al., 2011] фактически согласился с идеей П.А. Тутковского о том, что именно приледниковая (т.н. «холодная») пустыня могла являться источником материала для лёссовых областей, гипотетически распространив эту

парагенетическую связь для времени конца последнего ледникового периода на другие регионы Евразии (рисунок 1.9).

В силу своей уникальности и интразональности, северные материковые дюны в высокоширотных районах Европы, Северной и Южной Америки являются популярным объектом исследований разнообразной тематики у зарубежных ученых [McKee, 1979; Pye, Tsoar, 2009; Goudie, 2013; Lancaster et al., 2013; Livingstone, Warren, 2019; Lancaster, 2023], в частности:

- значительное количество работ посвящено геологическим и палеогеографическим вопросам происхождения эоловых отложений в контексте климатических изменений и формирования рельефа в конце неоплейстоцена и начале голоцена;
- сформирована обширная база данных абсолютных датировок эоловых отложений по всем континентам, включая Анатрктиду (>5700 люминесцентных и >500 радиоуглеродных дат);
- на примере песчаных дюн проводятся многочисленные исследования первичных сукцессионных изменений растительности, расширяющих научное понимание закономерностей смены и восстановления растительных сообществ в неустойчивых и экстремальных условиях арктического климата;
- появление огромного объема разнородных дистанционных данных (аэрофотоснимки, космоснимки, лидарная съемка) стимулирует разнообразные исследования динамики природных процессов в пределах массивов подвижных песков (скорость перемещения дюн, интенсивность эоловой аккумуляции, активность зарастания дюн и др.).

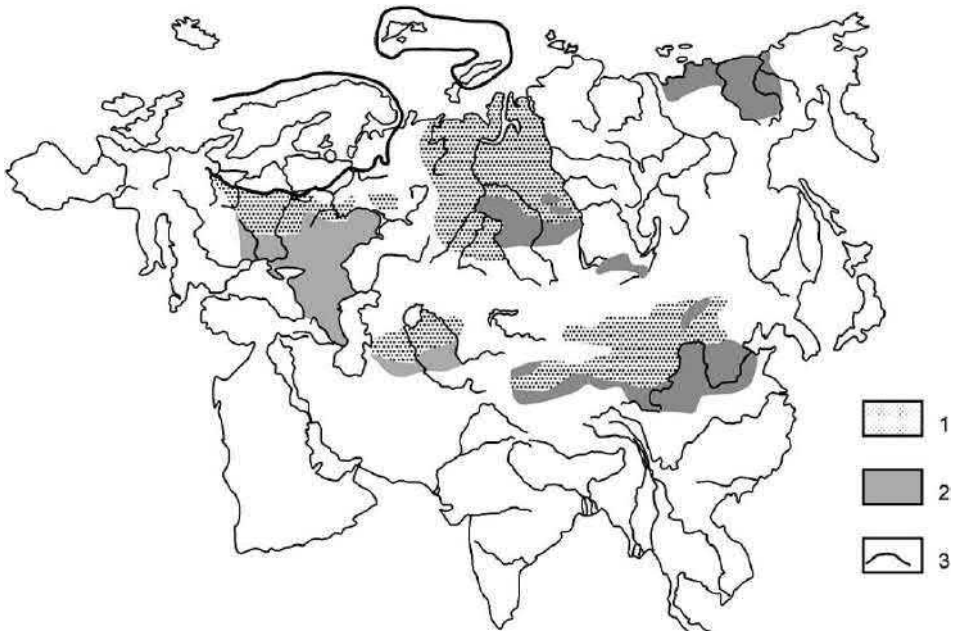


Рисунок 1.9 – Лёссовые равнины и пустыни Северной Евразии во время последнего ледникового максимума: 1 – песчаные пустыни; 2 – участки лёссовой аккумуляции; 3 – границы Валдайского (Сартанского) оледенения [Velichko et al., 1997]

Начиная с работ Зоргеля [Soergel, 1919], парагенетическое сочетание осадков ледниковой и перигляциальной зон фактически является основной принципиальной схемой осадконакопления, которая используется при изучении песчаных отложений в различных странах (Германии, Польши, США и др.) [Flint, 1971; Cegla, 1972; Jahn, 1975; Sugden, John, 1976; Embleton, King, 1977; Koster, 1988, 2009; Wolfe, 2013]. Так, в перигляциальной зоне Польши выделяется экстрагляциальная подзона формирования субаэральных отложений, которые дополнительно подразделяются на три группы фаций [Brodzikowski, Loon van, 1987]:

- подвижных песков (*drift sands*), которые образуют материковые (*inland*) дюны, формирующиеся как вблизи ледника (прогляциальные условия), так и на значительном удалении от его периферии (200-400 км), в частности, на поверхности террас в долинах стока ледниковых вод;
- покровных песков (*coversands*), которые образуют плащеобразные накопления субгоризонтальных волнистослоистых песков и алевритов, нивелирующих неровности рельефа; отложения формируются в зоне влияния достаточно сильных для переноса песчаного материала ветров при определенном влиянии увлажнения приповерхностного слоя;
- лёссов (*loess*), постепенно сменяющих по латерали фации покровных песков по мере отдаления от края ледника и уменьшения скорости ветра; лёссы имеют неоднородную мощность, неравномерную слоистость и частые деформации, что может указывать на неустойчивое распределение плотности из-за различий увлажнения (рисунок 1.10).

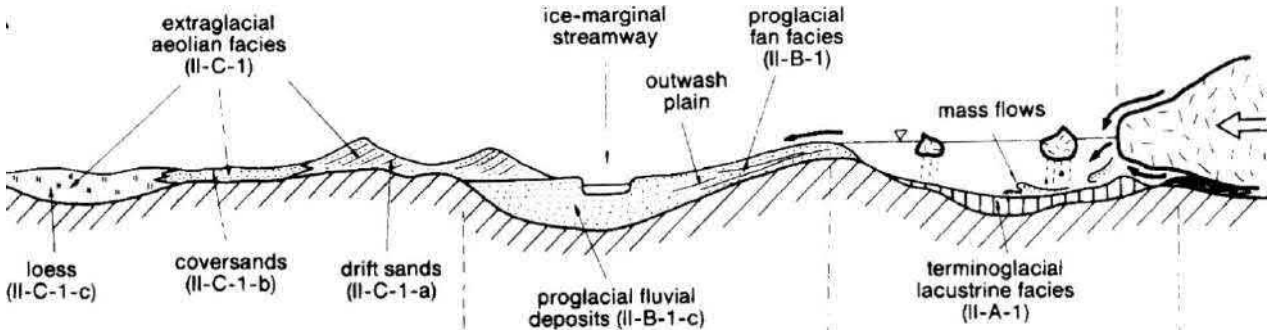


Рисунок 1.10 – Принципиальная схема осадконакопления в перигляциальных условиях [Brodzikowski, Loon van, 1987]

Схематичная модель эолового осадконакопления в перигляциальных условиях показана в работе [Schwan, 1986]. Здесь учитывается сезонность освещения и увлажнения, а также расстояние от источника исходного песчаного материала (рисунок 1.11).

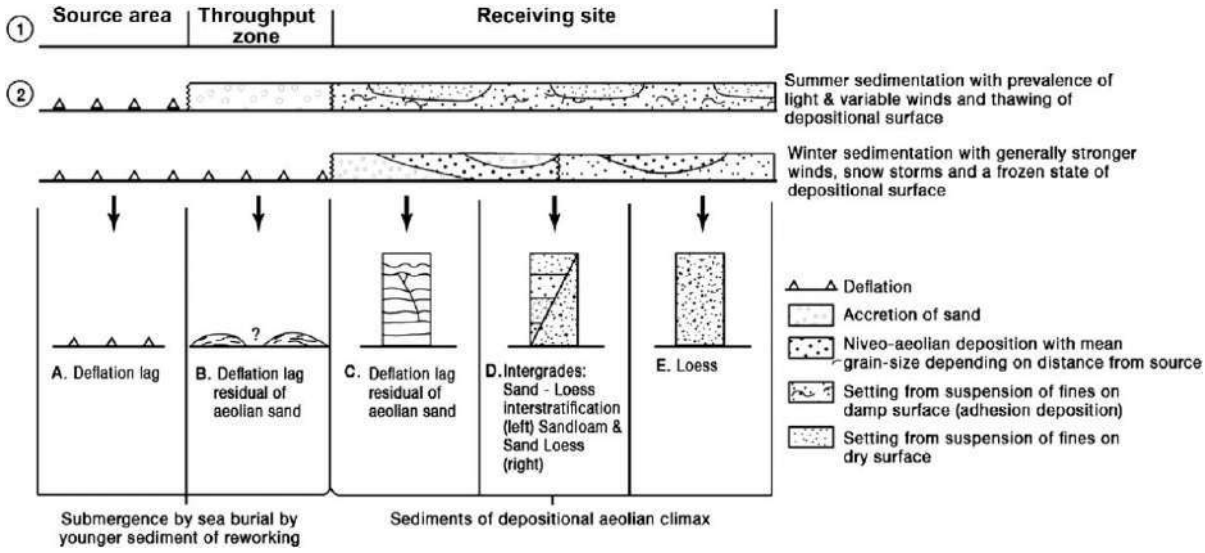


Рисунок 1.11 – Принципиальная схема сезонного эолового осадконакопления в перигляциальных условиях [Schwan, 1986]

Пространственная и парагенетическая связь эоловых и водно-ледниковых отложений подтверждается также результатами исследований для условий горного оледенения Западной Монголии [Lehmkuhl et al., 2016]. На примере нескольких ключевых участков показано, что эоловые осадки приурочены к террасам, сложенным флювиогляциальными и аллювиальными

осадками, которые непосредственно примыкают к отложениям конечной морены (рисунок 1.12). Примечательно, что именно эоловые отложения, имеющие ясное распространение, морфологию и стратиграфию, рассматриваются авторами в качестве основного маркера для идентификации различных стадий плейстоценового оледенения.

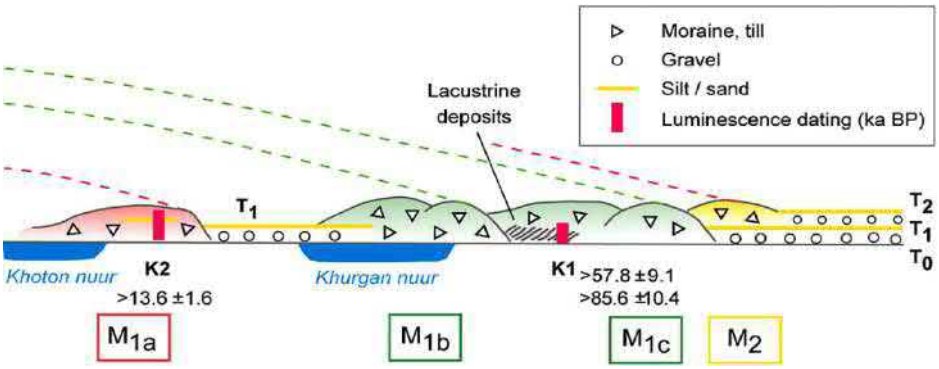


Рисунок 1.12 – Принципиальная схема, демонстрирующая фактическую связь конечных морен, речных террас и эоловых равнин в районе оз. Хурган-Нуур, Монголия [Lehmkuhl et al., 2016]

Интегральное представление хронологической смены основных рельефообразующих процессов при переходе от перигляциальных к межледниковым условиям приведено в работе Г.Ш. Валиуллиной [2011] (рисунок 1.13). Автор отмечает, что в перигляциальной обстановке происходило интенсивное образование продуктов морозного выветривания (криоэлювия) и его активное перемещение под действием различных процессов – эоловых, нивальных, склоновых и др. В межледниковье из-за развития почвенно-растительного покрова происходило затухание процессов эрозии и аккумуляции с последующей консервацией образованных форм.

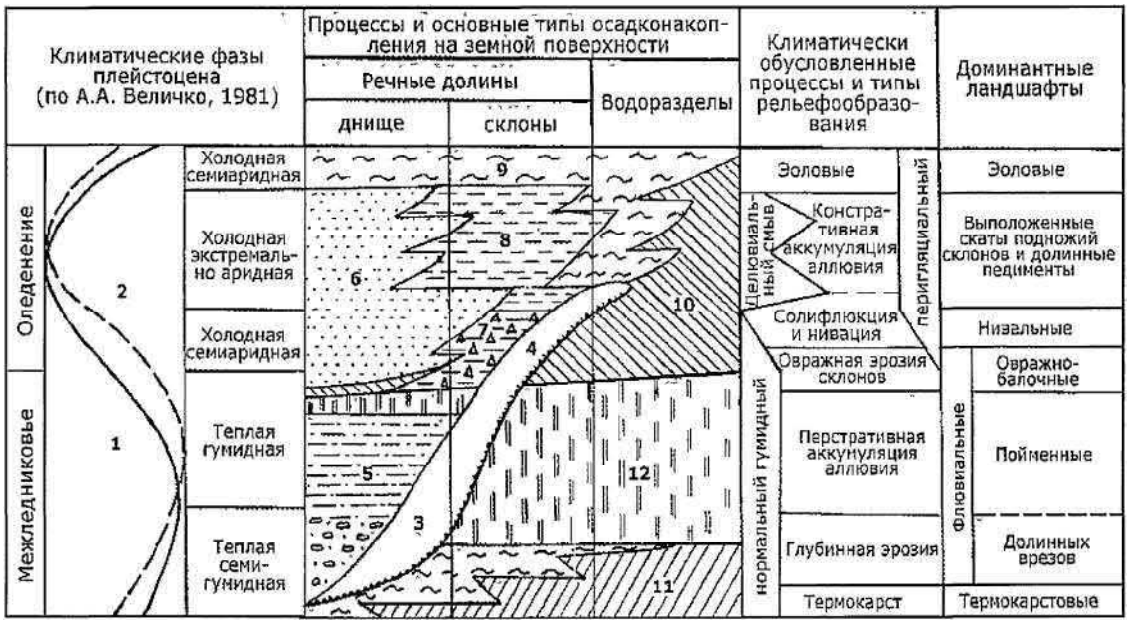


Рисунок 1.13 – Климатические ритмы плейстоцена и спектр экзогенных рельефообразующих процессов в эпоху межледниковья-оледенения: 1 – теплообеспеченность; 2 – влагообеспечнность; 3 – эрозия в долинах рек; 4 – линейная эрозия на склонах; 5 – накопление гумидного аллювия; 6 – накопление перигляциального аллювия; 7 – солифлюкция и нивация; 8 – делювиальный смыв; 9 – эоловый, включая лёссонакопление и облёссование; 10 – образование криоэлювия; 11 – термокарстовой планации; 12 – образование зональных межледниковых почв [Валиуллина, 2011]

Развивая представления П.А. Тутковского [1910] и К.К. Маркова [1928a, 1928b], И.А. Волков предположил [1971], что накопление четвертичных эоловых наносов происходило в относительно короткие периоды активизации субаэральных процессов, которые повсеместно проявлялись во вторую половину соответствующей ледниковой стадии. Лучше всего сохранились признаки аридизации климата последней ледниковой эпохи, следствием чего являются обширные поля эоловых песков и покровы лёссовых отложений в пределах равнин умеренного пояса всего северного полушария. Условия аридизации, как считал И.А. Волков [1971], возникали вследствие *повышения испарения* при низких температурах, но довольно значительном количестве осадков. Можно продолжить мысль и предположить, что повышению испарения способствовали сильные теплые ветра («ледниковые фены» по П.А. Тутковскому), которые могли формироваться вблизи сохраняющегося некоторое время после начала потепления ледника.

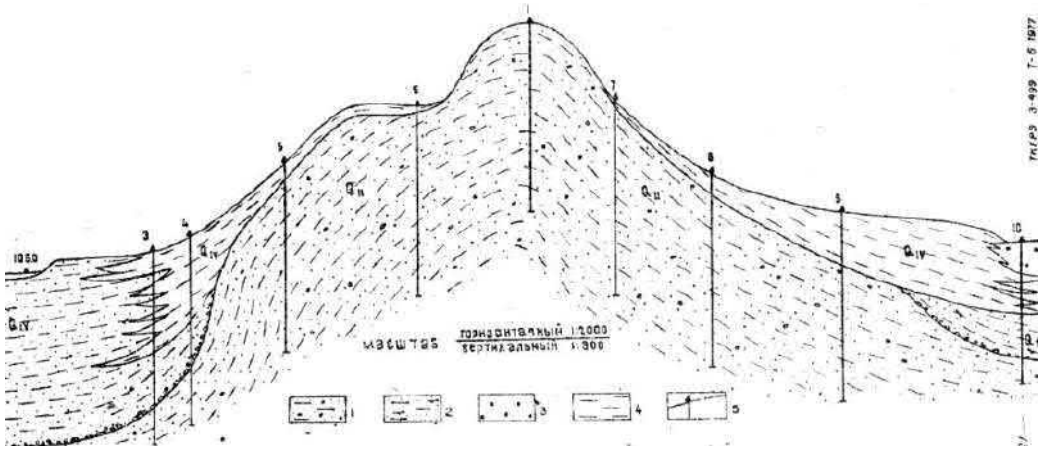
Аналогичный механизм формирования древних материковых дюн в бассейне Агана, Пура и Таза независимо предложил А.А Земцов [1962]. По его мнению, сначала во время распада тазовского ледника (позднеледниковье) в условиях преобладания водных обстановок по его периферии образовывались обширные зандровые поля (по аналогии с периодом «обилия вод» Б.Л. Личкова [1928b] и «веком обилия вод» Г.Ф. Лунгерсгаузена [1955]). По мере отступания фронта ледника, сток воды сокращался, а подпрудные водоемы естественным образом осушались. Далее наступал период активизации эоловых процессов, которые протекали на фоне сурового и холодного климата, что, в частности, подтверждается многочисленными ископаемыми следами вечной мерзлоты в отложениях зандровых полей. Таким образом, особенностью пространственного распространения древних эоловых форм рельефа является их приуроченность:

- к приледниковым зандровым полям, окаймляющим холмисто-моренные гряды;
- к побережьям крупных озер или долинам современных рек, протекающим по зандровым или озерно-аллювиальным равнинам [Земцов, 1976].

В первом случае песчаные раздувы на севере Западной Сибири нередко отмечаются вблизи характерных холмов, имеющих относительные превышения до 30-40 м и покрытых, как правило, в верхней части валунно-галечниковыми плащами [Ломаченков, 1953]. На примере междуречья Оби и Таза показано, что участки развевания на слонах холмов имеют вогнутую форму, глубина составляет 0,3-0,8 м, линейные размеры - 60×120 м [Кисляков, Кузин, 1958]. Различные эоловые формы (мелкие ячейки, мелкие гряды, пятна дефляции) осложняют также поверхность холмов неправильной формы на Нумтовской возвышенности, сложенной флювиогляциальными песками [Богоявленский и др., 1979]. Типичный разрез подобного холма показан на рисунке 1.14а. Аналогичная ситуация фиксируется и в других регионах, в частности, эоловый рельеф приурочен к полосе конечно-моренных образований в районе Чудского озера (рисунок 1.14б).

Во втором случае на примере Центральной Якутии показано, что эоловые образования приурочены к области миграции древних рек (Пралены и Правилюя). Кроме того, перевеванию подвержены аллювиальные и озерные песчаные толщи, накопленные в перигляциальных условиях обширного замкнутого пресноводного бассейна (блокирование стока Лены ледниками и моренами реконструируется в районе Жиганска) [Павлов, Максимов, 1981]. Образование эоловых форм и осадков в Якутии в целом В.В. Колпаков связывал с перигляциальной зоной покровных оледенений, состоящей из отдельных изолированных эоловых провинций [Колпаков, 1973, 1982; Волкова, Кулькова, 1999].

а)



б)

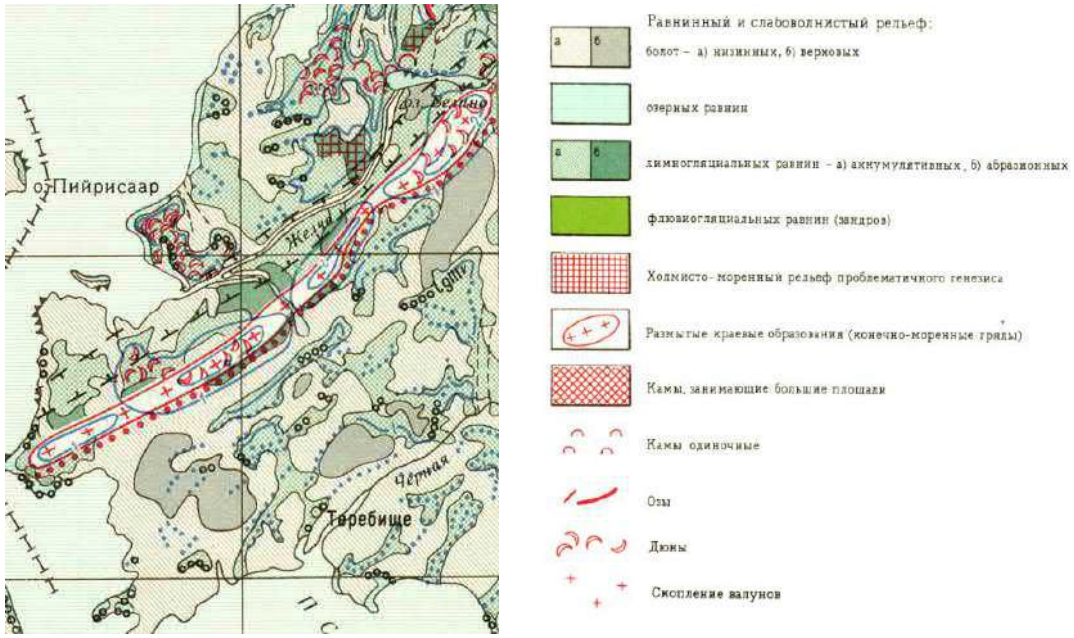


Рисунок 1.14 – а) Схематичный разрез холма в приосевой части Сибирских увалов: 1 – глинистый песок с редкими включениями гравия и гальки; 2 – глинистый песок с растительными остатками; 3 – торф; 4 – песок ожелезненный; 5 – скважина и ее порядковый номер [Кузин и др., 1977]; б) краевой комплекс морен и дюнные поля к востоку от Чудского озера [Лист О-35-XVI..., 1970]

Пространственная смена обстановок субаэрального осадконакопления наглядно демонстрируется примером закономерного сочетания полесий и ополий, которые широкой полосой (150-250 км) пересекают Восточно-Европейскую равнину от бассейна р.Припять на западе до Предуралья на востоке (рисунки 1.15, 1.16) [Абатуров, 1968; Мильков, 1981; Ахромеев, 2008; Матушкин, 2012; Николаев, 2013].

Пояс полесий-ополий формируется по периферии краевой зоны покровных оледенений (Валдайского, Московского, Днепровского) [Абатуров, 1968; Николаев, 2013]. Для полесий характерны флювиогляциальные отложения, залегающие с размывом на моренах соответствующего возраста. Здесь широко распространены различные виды материковых дюн, описанные различными исследователями [Тутковский, 1910; Дренова, 2000]). Ополья, в свою очередь, перекрыты лёссовидными суглинками мощностью от 2 до 6 м (на придолинных склонах (до 12 м), которые по своим физико-химическим, структурным и текстурным свойствам приближаются к типичным лёссам [Абатуров, 1968; Николаев, 2013]. Парагенетическое формирование пояса полесий-ополий происходило под действием интенсивного воздействия ветров западного и юго-западного направления, которые являлись

основным фактором переноса пыли и песчаного материала с территории пониженных аллювиально-зандровых равнин на смежные возвышенности. В процессе аккумуляции лёссово-суглинистый покров претерпевал криогенную трансформацию (формирование псевдоморфоз по повторно-жильным льдам, солифлюкционное оплывание, термокарстовые просадки и т.п.), что явно свидетельствует о перигляциальных условиях осадконакопления [Абатуров, 1968; Николаев, 2013].

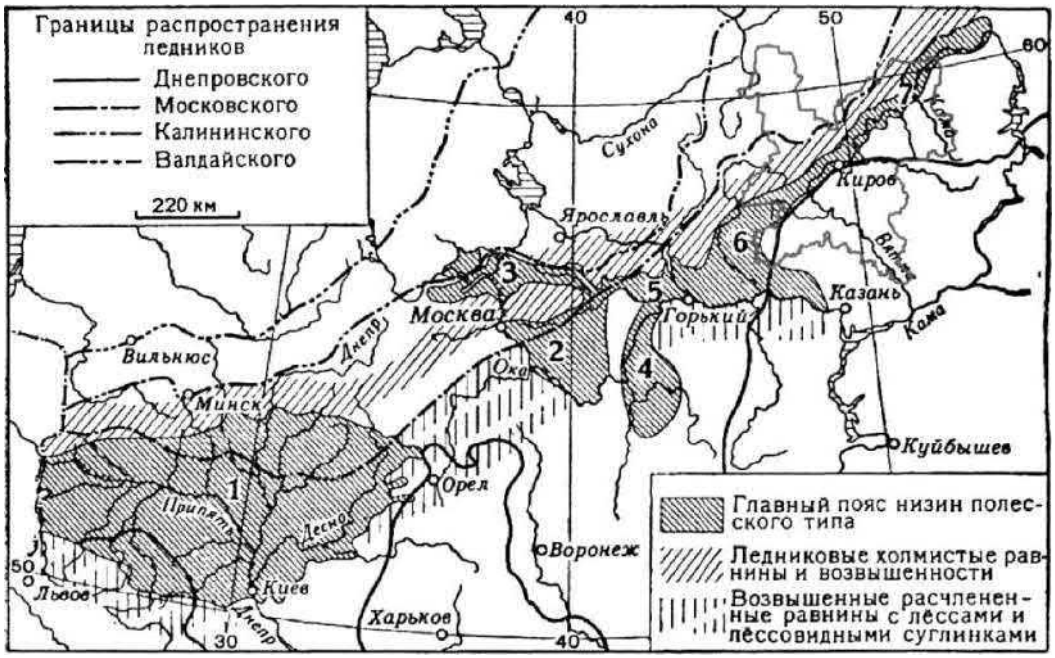


Рисунок 1.15 – Распространение полесий на Русской равнине: 1 – Полёсская низина; 2 – Мещера; 3 – Верхне-Волжская низина; 4 – Окско-Мокшинская низина; 5 – Балахнинская низина; 6 – Ветлужская низина; 7 – Камско-Вятская низина [Абатуров, 1968]

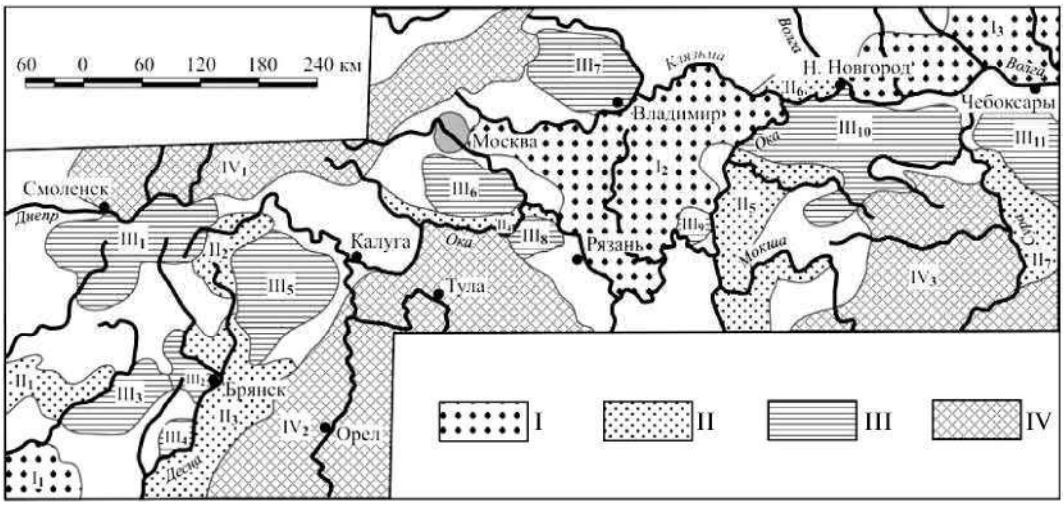


Рисунок 1.16 – Схема полесий-ополий Центральной России: I – полесья аллювиально-зандровых низин: I_1 – Припятское, I_2 – Мещерское, I_3 – Волго-Ветлужское; II – долинно-зандровые полесья: II_1 – Сож-Ипутьское, II_2 – Угринское, II_3 – Деснинское, II_4 – Приокское, II_5 – Окско-Мокшинское, II_6 – Балахнинское, II_7 – Сурское; III – ополья: III_1 – Смоленско-Починковское, III_2 – Брянское, III_3 – Почепское и Стародубское, III_4 – Трубчевское, III_5 – Мещовское, III_6 – Подольско-Коломенское, III_7 – Владимирское, III_8 – Зарайское, III_9 – Касимовское, III_{10} – Арзамасское, III_{11} – Чувашское; IV – возвышенности, примыкающие к поясу полесий-ополий: IV_1 – Смоленско-Московская, IV_2 – Среднерусская, IV_3 – Приволжская [Николаев, 2013]

Как видно из приведенного обзора, в научной литературе преобладает представление о широком распространении эоловых процессов в перигляциальной зоне [Seppälä, 2004]. Однако наличие холодного внеледникового климата является *важным*, но *не обязательным* условием для масштабной активизации ветровой эрозии и аккумуляции. Более того, многие исследователи отмечают, что эоловые отложения формируются не только в эстрагляциальной, но и в прогляциальной зоне [Волков, 1971; Brodzikowski, Loon van, 1987] – эоловая пыль может откладываться и непосредственно на поверхности ледника [Суходровский, 1967; Zdanowicz et al., 1998; Shahgedanova et al., 2013; Кутузов и др., 2014; Kutuzov et al., 2019b, 2019a].

Вместе с тем, исследования показывают [McKee, 1979; Pye, Tsoar, 2009; Goudie, 2013; Livingstone, Warren, 2019; Lancaster, 2023], что эоловая деятельность в умеренных и северных широтах ограничена:

- климатическими условиями (период положительных температур, коэффициент увлажнения), что проявляется в сниженных по отношению к более южным регионам средних скоростях продвижения фронтальных частей активных параболических дюн и расширения котловин выдувания;
- уровнем грунтовых вод, что проявляется в снижении скорости и даже прекращении роста котловин выдувания по мере достижения увлажненных песчаных горизонтов;
- ареалами распространения песчаных отложений преимущественного водного генезиса (аллювиального, озерного, морского, флювиогляциального);
- активностью растительного покрова, что приводит к стабилизации боковых частей параболических дюн в таежных и лесотундровых условиях, вплоть до полного естественного зарастания и консервации (стабилизации) подвижных песков;
- районами масштабного механического воздействия на верхнюю часть почвенно-растительного покрова.

Таким образом, для успешного развития материковых дюн *необходимым* условием является наличие интенсивного эолового воздействия, при котором средние скорости ветра стабильно превышают пороговые значения. Подобный сценарий реализуется, в частности, при постоянном (всесезонном) воздействии катабатических ветров [Speirs et al., 2008, 2013]. Повышению интенсивности дефляции способствуют отсутствие крупных препятствий, соответствующая экспозиция склона (навстречу направлению доминирующих ветров) и наличие условий формирования высоких значений барического градиента (побережья крупных рек, озер, морей, орографические границы и др.).

Достаточным условием, по всей видимости, является первоначальное наличие ледниковых обстановок осадконакопления, наиболее значимыми проявлениями которых в рассматриваемом контексте являются:

- формирование толщ водно-ледниковых отложений (зандровых песков [Земцов, 1976], перигляциального аллювия [Горецкий, 1958; Васильев, 1980; Холмовой, 2000], песчаных осадков пресноводных озер и подпрудных водоемов [Павлов, Максимов, 1981; Ахаржанова, 2005]);
- переменный режим увлажнения в процессе дегляциации [Flint, 1947, 1971].

Наличие перечисленных факторов и условий характерно для северной части Западной Сибири. Тем не менее, территория характеризуется слабой изученностью, несмотря на наличие общих наблюдений А.А Земцова [1962, 1976] и упрощенной концепции смены обстановок осадконакопления И.А. Волкова [1971]. Среди основных проблем, которые требуют более подробного рассмотрения, можно отметить:

- распространение – единое детальное представление о пространственном распространении эоловых форм рельефа и отложений на севере Западной Сибири отсутствует, большинство сведений разрознено встречаются в геологических отчетах и публикациях как дополнительный фактический материал;

- возраст – за исключением ограниченного набора датировок (в основном радиоуглеродных), приуроченных к наиболее северным районам (Ямал, Гыдан), большая часть территории не охвачена абсолютным датированием (утверждение справедливо как для эоловых, так и для подстилающих их отложений);

- генезис – до настоящего времени встречаются различные варианты генетической интерпретации покровных песчаных отложений, а генетическая взаимосвязь с водно-ледниковыми осадками требует актуализации, поскольку основная часть исследований предшественников проведена 60-70 лет назад;

- современная динамика – в литературе отсутствуют примеры исследований современной естественной динамики эоловых форм рельефа на севере Западной Сибири; антропогенная динамика также детально не рассматривается, несмотря на ежегодный официальный учет площадей нарушенных земель.

В целом, можно констатировать, что единое представление об истории, закономерностях и фундаментальных причинах возникновения, развития и сохранения уникальных эоловых форм рельефа на севере Западной Сибири на текущий момент фактически отсутствует.

Изучение эоловых форм рельефа в целом и материковых дюн в частности в настоящее время носит междисциплинарный и разноплановый характер. В обобщающих монографиях [Pye, Tsoar, 2009; Lancaster et al., 2013; Livingstone, Warren, 2019] рассматривается широкий круг вопросов, связанных с физическими основами перемещения песка и пыли в воздушном потоке, формированием аккумулятивных и дефляционных форм рельефа, математическим моделированием эоловых процессов, дистанционным мониторингом, стратиграфией и историей развития эоловых форм (в т.ч. на других планетах), а также с антропогенным воздействием и устойчивостью в условиях климатических изменений.

В данной работе в качестве основы для разработки дизайна исследования выбрана программа комплексных исследований природного феномена эолового рельефообразования в холодных условиях, предложенная M. Seppälä [1975] и E. Koster [1988] (рисунок 1.17). Программа сохраняет свою актуальность до настоящего времени, позволяя обеспечить системное и всеохватное рассмотрение различных аспектов эоловой деятельности. Подобный подход выходит за рамки традиционных представлений аридной геоморфологии, что дает возможность рассмотреть объект исследования в общем физико-географическом, палеогеографическом и геоэкологическом контексте каждой конкретной территории. Среди ключевых блоков предложенной программы можно выделить следующие:

1. Картографирование форм активного и стабилизированного эолового рельефа – точная и детальная локализация объектов исследования на основе полевых и дистанционных методов в пределах всей рассматриваемой территории позволяет выделить основные пространственные закономерности их распределения, которые определяются особенностями рельефообразующих процессов. Картографирование является основой для выбора ключевых и наиболее репрезентативных участков для подробных наземных исследований.

2. Совместное изучение морфологического и литологического строения эолового рельефа – установление на основе максимального широкого набора фактических данных достоверных и устойчивых признаков геологической и геоморфологической диагностики

объектов исследования в нетипичных северных условиях позволяет выявить ведущие региональные черты развития эолового рельефообразования и избежать двойного трактования в сложных и неоднозначных случаях. Морфология и литология является наиболее надежным базисом для дальнейших (палео)реконструкций, моделирования и прогнозирования (морфолитогенетический подход, обосновывающий неделимое рассмотрение триедой сущности *«осадочные породы → рельефообразующий процесс → форма рельефа»*, детально рассматривается в работах Ю.Г. Симонова [Симонов и др., 1998]).



Рисунок 1.17 – Программа комплексных исследований эоловых морфолитосистем в холодных условиях по [Seppälä, 1975; Koster, 1988] с изменениями

3. Восстановление истории развития эолового рельефа и рельефообразующих отложений – привлечение современных геохронологических методов позволяет установить последовательность формирования и характер взаимоотношения объектов исследования со всеми остальными формами рельефа рассматриваемой территории. В данной работе уделено повышенное внимание рельефу и отложениям покровных оледенений на севере Западной Сибири, поскольку к ним вплоть до настоящего времени сохраняется неоднозначное отношение в современной научной литературе. Верифицированная и детализированная хронология развития рельефа позволяет установить устойчивые парагенетические ассоциации различных типов отложений, что существенно упрощает задачи (палео)реконструкции и взаимной диагностики условий осадконакопления.

4. Изучение основных климатических факторов развития эоловых процессов – доступность исходных данных метеонаблюдений и достаточно хорошая теоретическая проработка физических основ эолового переноса позволяет довольно точно оценить современный потенциал развития эоловой деятельности для любой по площади территории. Количественная оценка климатических факторов (прежде всего различных параметров ветрового режима и эвапотранспирации) дополняет и верифицирует результаты дистанционного и наземного мониторинга динамики эолового рельефа, а также служит основой для определения рисков и прогнозирования развития ветровой эрозии.

5. Изучение природных и социально-экологических условий развития эоловых процессов – вовлечение эоловых отложений и форм рельефа в различные экологические цепочки, а также в процесс хозяйственного освоения делает их полноценным и самостоятельным агентом, который играет важную роль в обеспечении геоэкологической устойчивости территории. В процессе анализа и разработки способов решения проблем техногенной нарушенности территории, загрязнения воздуха мелкими фракциями песка и пыли, восстановления растительности на участках добычи ОПИ необходимо учитывать физико-химические свойства эоловых и парагенетически связанных с ними пород.

Для изучения эолового рельефа на севере Западной Сибири подобный подход применяется впервые. Однако успешный опыт аналогичных работ в других высокоширотных регионах распространения материковых дюн показывает перспективность внедрения именно междисциплинарного подхода (детальное описание методов исследований приведено в Приложении А). В целом, это повышает степень актуальности и практикоориентированности исследований, но, с другой стороны, приводит к определенному увеличению их трудоемкости и длительности. Тем не менее, ключевые блоки фундаментальных исследований реализованы в той мере, которая обеспечивает возможность построения достаточно развернутых, полных и логически непротиворечивых эмпирических обобщений – основного результата процесса познания в естествознании по В.И. Вернадскому [1988].

1.5 Концепция криогидроэолового морфолитогенеза в постледниковых материковых обстановках севера Западной Сибири

Результаты современных исследований показывают повсеместное распространение эоловых процессов («всюдность», по [Чичагов, 2011]), при этом в семиаридных, субгумидных, гумидных и криоаридных районах эоловые агенты большую часть года неактивны. В остальное время они находятся в состоянии постоянной конкурентной борьбы за доступный субстрат. Конкуренция с другими агентами приводит в тому, что, например, водная эрозия и дефляция на одной и той же территории нередко проявляются совместно [Ларионов, 1993].

В работе [Field et al., 2009] на концептуальном уровне предложено два подхода к формализации водно-эолового взаимодействия:

- климатический – активность взаимодействия здесь определяется количеством осадков (максимальная – в семиаридной зоне), при этом авторы не учитывают криоаридную зону со сниженной долей осадков, и не вводят более релевантные климатические показатели эвапотранспирации или дефляционного потенциала ветра (рисунок 1.18);
- мультимасштабный – наиболее активным взаимодействием, по мнению авторов, характеризуется ландшафтный уровень (10^3-10^5 м), при этом наиболее востребованы для конкурирующих экзогенных агентов осадки песчано-алевритового гранулометрического состава (рисунок 1.19).

В исследовании [Field et al., 2009] отмечено, что в зоне максимального взаимодействия, особенно в случае нарушения почвенно-растительного покрова, водный и ветровой потоки активно обмениваются материалом. В качестве непосредственного вещественного результата такого взаимодействия потоков можно привести аллювиально-эоловую фацию эоловых отложений, выделяемую при изучении покровных песчаных отложений, в частности, в Северной Европе [Kalińska-Nartiša et al., 2017].

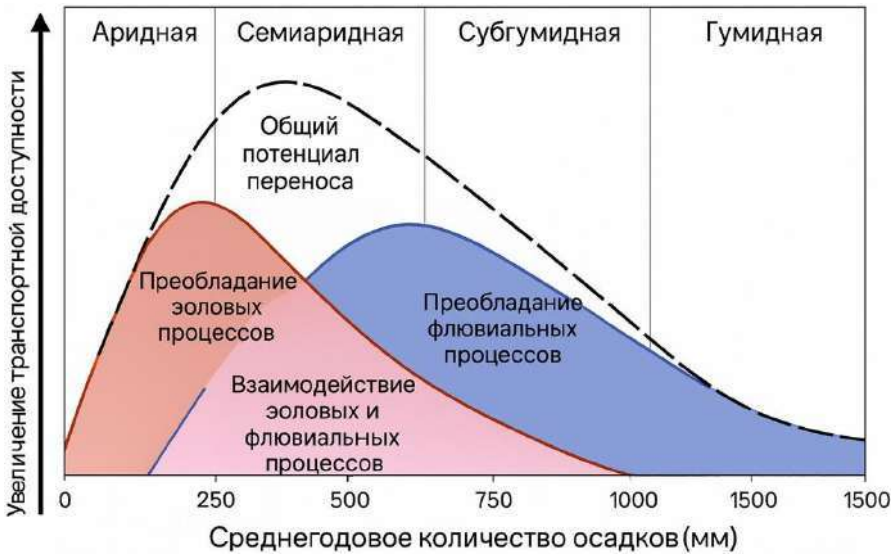


Рисунок 1.18 – Интенсивность взаимодействия эоловых и флювиальных процессов в зависимости от климатических условий [Field et al., 2009]

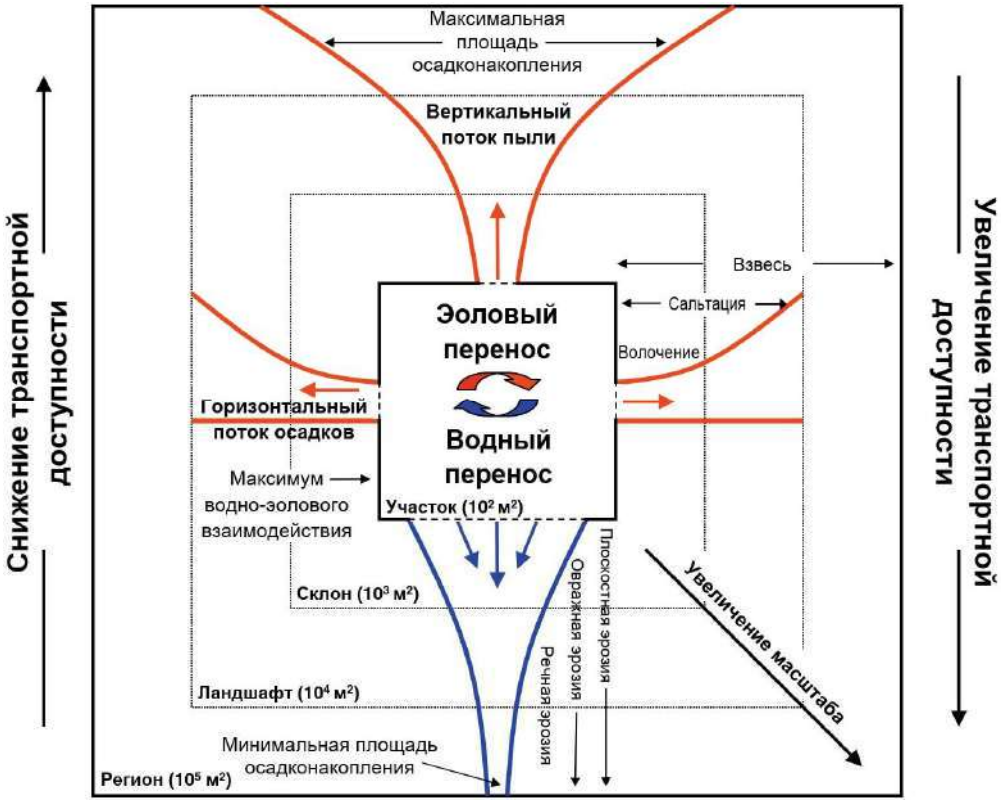


Рисунок 1.19 – Интенсивность взаимодействия эоловых и флювиальных процессов в зависимости от масштабного уровня [Field et al., 2009]

Более сложный тип взаимодействия, который в современной литературе нашел отражение в виде «гляциоэоловой» концепции [Derbyshire, Owen, 2018], определяется периодами глобального похолодания и развития покровных плейстоценовых оледенений. На примере Европы и Северной Америки детально изучены эоловые отложения и формы рельефа в экстрагляциальной и прогляциальной зонах [Brodzikowski, Loon, 1990; Seppälä, 2004; Kutuzov et al., 2019]. Влияние оледенения в этом отношении проявляется сразу по нескольким направлениям [Derbyshire, Owen, 2018]:

- накопление пылеватых и тонкозернистых частиц как непосредственно на поверхности ледника (осаждение из атмосферы), так и в результате водно-ледникового переноса (осаждение в подпрудных водоемах);

- формирование устойчивого барического градиента и, как следствие, развитие катабатических ветров, обладающих значительным дефляционным потенциалом вне зависимости от времени года (особенно в период дегляциации).

Авторы «гляциоэоловой» концепции [Derbyshire, Owen, 2018] детально не раскрывают роль водно-ледниковых потоков при формировании материковых дюн, которые упоминаются только в рамках литературного обзора. Основное внимание уделяется мелкодисперсному материалу и его непосредственному переносу ветром на дальние расстояния (на примере European Sand Belt и других районов древней эоловой аккумуляции). Тем не менее «гляциоэоловую» концепцию можно рассматривать как современное переосмысление более ранних представлений в четвертичной геологии об отнесении эоловых отложений материковых дюн к общему ряду сопряженных гляциогенных образований [Brodzikowski, Loon, 1990].

Критическое обобщение существующих теоретических исследований и результатов собственных многолетних исследований позволяют сформулировать концепцию *криогидроэолового рельефообразования* в *постледниковых материковых обстановках* севера Западной Сибири. Необходимость разработки концепции, помимо фундаментального геоморфологического значения, обусловлена необходимостью повышения детальности и достоверности прогнозирования ответной реакции северных эоловых морфолитосистем на масштабное антропогенное воздействие в связи с длительным освоением месторождений нефти и газа. Кроме того, критически важной является оценка устойчивости эолового рельефа в условиях долгосрочных климатических изменений, которые наиболее активно проявляются в арктических условиях.

В рамках данной концепции используются научно обоснованные методологические допущения, о том, что эоловый рельеф на севере Западной Сибири является:

- составной частью открытой иерархически организованной эоловой морфолитосистемы, т.е. развивается и сохраняет устойчивость непосредственно в результате ветрового воздействия (отражает его интенсивность и длительность);

- составной частью ледниковой формации – развивается в постледниковой обстановке и имеет генетическую связь с песчаными водно-ледниковыми осадками происхождения;

- результатом конкурентного водно-эолового взаимодействия, т.е. имеет неразрывную связь с процессами водной денудации и аккумуляции песчаного материала в условиях гумидного и криоаридного климата.

Результаты многочисленных исследований [Земцов, 1976; Сизов, 2015; Зыкина и др., 2017; Сизов, Лобжанидзе, 2022; Сизов, 2025b] показывают, что *эоловая морфолитосистема*, развивающаяся в *постледниковых материковых обстановках* (ЭМПМО) севера Западной Сибири, выражена на трех иерархических ***уровнях***:

- макроуровень – зона распространения покровного оледенения;

- мезоуровень – зандровые равнины, долины стока ледниковых вод, прибрежные зоны ледниково-подпрудных водоемов, речные террасы и дельты современных рек;

- микроуровень – эоловые массивы, включающие котловины выдувания, параболические дюны и участки оголенных развеваемых песков.

Пространственные ***границы*** ЭМПМО на *макроуровне* совпадают с границами распространения покровных оледенений среднего и позднего неоплейстоцена [Сизов, 2021]

(рисунок 1.20). На *мезоуровне* границы выделяются на основе детальной палеогеографической интерпретации геологического и геоморфологического строения территории [Земцов, 1976]. На *микроуровне* основой для выделения границ служит ландшафтная индикация хвойных лишайниковых редколесий [Сизов и др., 2017].

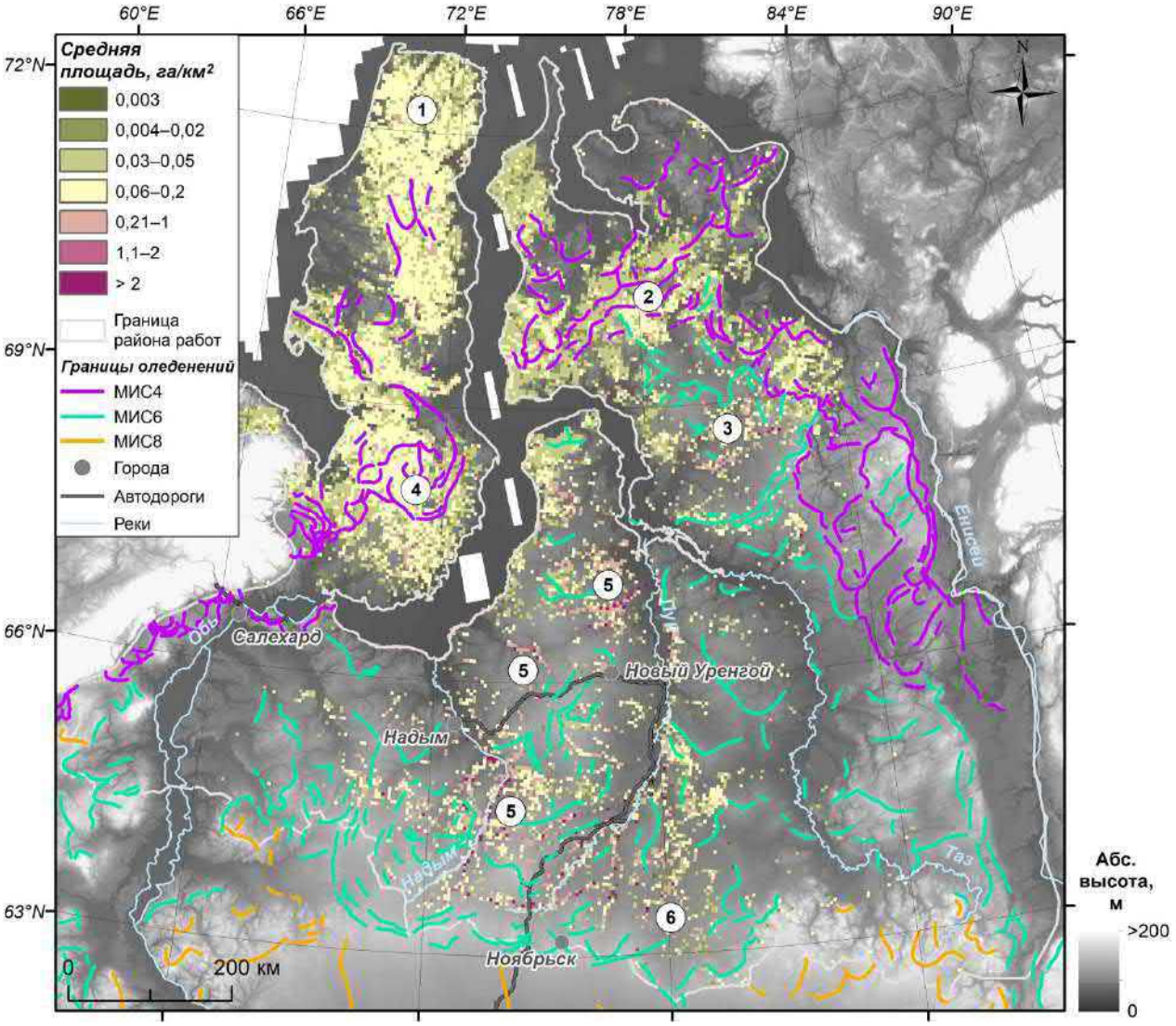


Рисунок 1.20 – Пространственное соотношение оголенных эоловых песков [Сизов, Лобжанидзе, 2022] и конечно-моренных гряд [Сизов, 2021]: 1) древняя дельта р.Обь; 2) зандровые отложения к югу от конечной морены раннезырянского оледенения; 3) водно-ледниковые отложения в бассейне р.Мессояха; 4) водно-ледниковые отложения в зоне конечной морены карского (раннезырянского) оледенения; 5) переотложенные водно-ледниковые отложения в долинах современных рек (Надым, Ныда, Табъяха и др.); 6) зандровые отложения тазовского оледенения на водораздельных равнинах (МИС – морская изотопная стадия)

По вертикали нижняя граница ЭМПМО прослеживается в зоне контакта эоловых песков с нижележащими водными или водно-ледниковыми осадками [Земцов, 1962; Nazarov et al., 2022]. Верхняя граница ЭМПМО на участках оголенных песков непосредственно контактирует с нижней границей атмосферы, либо, в случае стабилизации подвижных песков почвенно-растительным покровом, проходит по контакту с иллювиально-эллювиальным горизонтом подзолов [Сизов, 2015].

Таким образом, обобщенная ***геоморфологическая структура*** ЭМПМО состоит из следующих зон накопления и переноса песчаного материала:

- зоны аккумуляции водно-ледниковых осадков (исходного субстрата) – включает пояс краевых ледниковых образований, зандровые равнины и ложбины стока талых ледниковых вод, а также участки развития временных ледниково-подпрудных водоемов [Sizov, 2021];
- транзитной зоны переноса и трансформации (переотложения) исходных водноледниковых осадков – включает речные долины более молодого по отношению к оледенению возраста (в т.ч. современные) [Зыкина и др., 2017];
- зоны аккумуляции производных эоловых осадков – для дюнной фации (параболические дюны, периферические валы и поперечные дюны котловин выдувания) охватывает водораздельные равнины и прибрежные участки реки и озер, для аллювиально-эоловой фаций (перевевание на отмелях) охватывает прибрежные участки водоемов; для покровной фации отмечается практически повсеместное (плащеобразное, «всюдное») распространение [Forman et al., 2002; Астахов, Назаров, 2010].

При строгом энергетически обусловленном формационном подходе к рассмотрению ЭМПМО можно выделить всего три базовых условия, которые необходимы для ее формирования, ***развития и сохранения устойчивости***:

1) наличие *внешнего действия* в виде устойчивого притока свободной энергии ветра – достигается за счет активного (т.е. превышающего критический порог) ветрового воздействия, создаваемого, в частности, барическим градиентом в периоды смены глобальных климатических фаз потепления и похолодания (в конце неоплейстоцена градиент был обусловлен фронтом отступающего льда) [Сизов, 2025b];
2) отсутствие значимого *противодействия* со стороны растительности (*положительная обратная связь сильнее всех отрицательных) – решающее значение имеет* переменный гидрологический режим водных объектов, препятствующий развитию растительного покрова на прибрежных отмелях (режим обусловлен краткосрочными речными паводками и долгосрочными регрессиями ледниково-подпрудных озер и морских бассейнов);
3) наличие *доступного субстрата* в виде песчаных осадков водно-ледникового и водного генезиса – развеванию преимущественно подвергаются устойчивые к физическому выветриванию монокварцевые («зрелые») пески, которые в пределах рассматриваемой территории характеризуются широким пространственным распространением на всех геоморфологических уровнях [Sizov et al., 2020].

В рамках устойчивого развития ***внутренние*** процессы (функционирование) ЭМПМО совместно определяются процессами:

- физического переноса песчаного материала водным потоком;
- физического переноса песчаного материала воздушным потоком;
- физического выветривания песчаного материала в условиях криолитозоны;
- биологической стабилизации эолового рельефа растительностью;
- антропогенной трансформации песчаного материала и форм рельефа в результате прямого механического воздействия [Жеребятьева, Сизов, 2022; Сизов, 2025a].

Выходные литодинамические потоки ЭМПМО определяются особенностями перераспределения тепла и влаги в пределах эоловых массивов, выражающихся в формировании особых эолово обусловленных ландшафтных (геоботанических, зоологических, почвенных) ассоциаций [Сизов и др., 2017; Soromotin et al., 2024].

Ранее проведенные исследования [Сизов, 2025b] позволили выделить основные количественные показатели ***функционирования*** (динамики) ЭМПМО (таблица 1.4), которые достаточно точно и достоверно определяются в ходе регулярных дистанционных и наземных наблюдений. Сравнительный анализ количественных показателей за различные временные периоды в полной мере обеспечивает возможность применения балансовых методов при выявлении особенностей и параметров внутренних и внешних связей ЭМПМО [Кашменская, 1980]. Стоит отметить, что морфометрические и морфодинамические параметры эоловых форм рельефа являются основным способом выражения и индикатором ***обратных связей*** в ЭМПМО. Примеры положительных и отрицательных зависимостей показаны на рисунках 1.21, 1.22.

Таблица 1.4 – Количественные показатели динамики ЭМПМО

№	Показатель	Единица измерения
1.	Мощность и разнообразие различных фаций эоловых отложений	м
2.	Относительная высота поперечных дюн и аккумулятивных валов по периферии котловин выдувания	м
3.	скорость смещения поперечных дюн и аккумулятивных валов по периферии котловин выдувания	м/год
4.	Суммарная доля площади оголенных песков	%
5.	Динамика площади оголенных песков	га/год
6.	Линейные и угловые параметры котловин выдувания (площадь, периметр, глубина, наклон, ориентировка продольной и поперечной осей)	га, км, м, °, °
7.	Динамика эоловых наносов в пределах и по периферии котловин выдувания (межгодовая, сезонная)	см/год
8.	Динамика уровня грунтовых вод (межгодовая, сезонная) в верхней части эоловой толщи и скорость заболачивания территории	см/год
9.	Динамика зарастания подвижных песков	га/год
10.	Динамика промерзания и оттаивания верхней части эоловой толщи	см
11.	Динамика площади участков с механическими нарушениями почвенно-растительного покрова	га/год

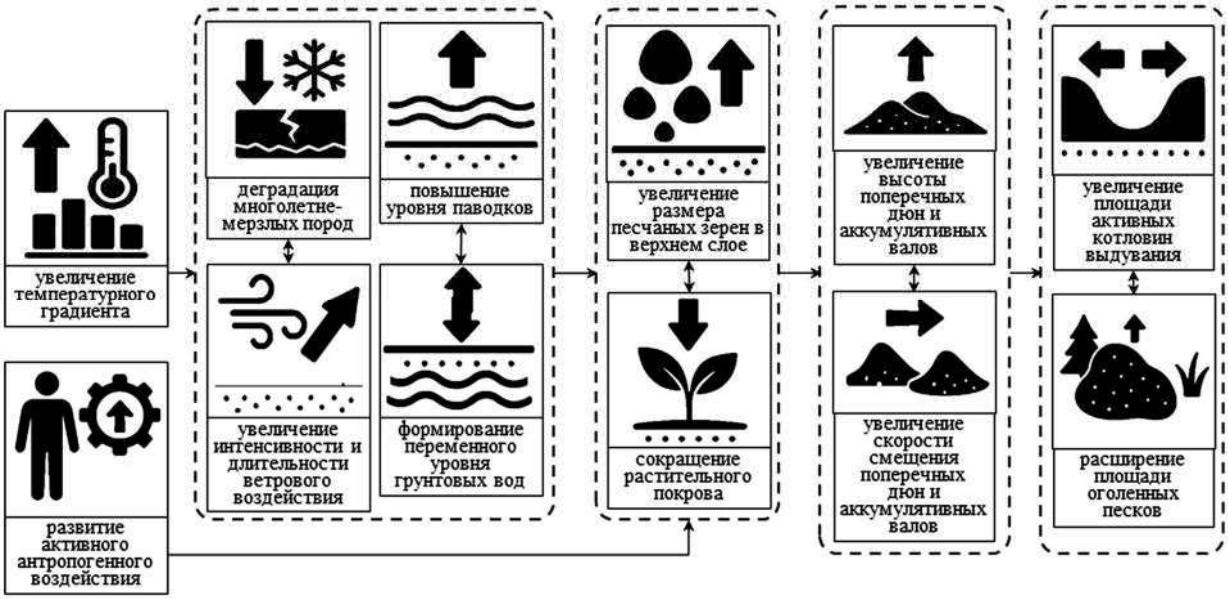


Рисунок 1.21 – Пример положительной обратной связи в ЭМПМО

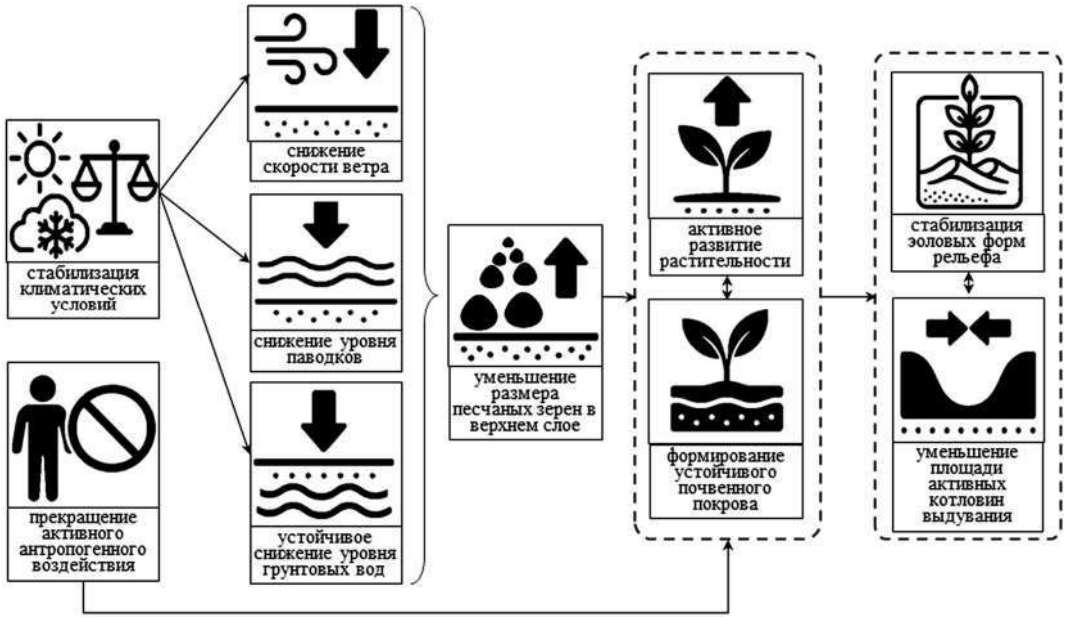


Рисунок 1.22 – Пример отрицательной обратной связи в ЭМПМО

Геолого-геоморфологической основой физической ***устойчивости*** ЭМПМО (возможности долгосрочного сохранения эоловых форм и их геоморфологической памяти) в рамках одного эрозионно-аккумулятивного цикла являются:

- отсутствие естественных площадных эрозионных агентов на фоне устойчивости кварцевых зерен к выветриванию (физическому, криогенному);
- отсутствие иных по отношению к эоловым условий для площадной аккумуляции осадочного материала (за исключением биогенных остатков на участках заболачивания);
- промывной водный режим песчаной тощи в гумидных климатических условиях значительного переувлажнения территории;
- низкий биопродуктивный потенциал песчаных пород, сдерживающий их долгосрочное закрепление почвенно-растительным покровом;
- кратковременный и локальный характер антропогенного (механического) воздействия [Сизов, 2025а].

Важно отметить, что физическая устойчивость ЭМПМО является основным ***геоэкологическим свойством***, которое используется человеком в рамках хозяйственной деятельности [Sizov et al., 2022; Kuklina et al., 2023; Сизов и др., 2023]:

- прямо – посредством размещения объектов инфраструктуры в пределах эоловых массивов и в качестве строительного материала;
- косвенно – посредством механического переноса эолового песчаного материала в пределы неустойчивых геоморфологических систем (мерзлые болота, поймы рек) для создания искусственного каркаса устойчивости.

Пространственное развитие ЭМПМО в пределах рассматриваемой территории ***ограничивает*** высокая степень неоднородности гранулометрического состава, увлажнения и промерзания приповерхностного слоя. Широкое распространение ледниковых и водно-ледниковых отложений суглинистого и глинистого состава создает условия для переувлажнения замкнутых понижений и выровненных водораздельных равнин. На участках заболачивания происходит аккумуляция органических осадков, локальному развеванию здесь подвергаются только вершины минеральных бугров и гряд пучения (литопальса) [Сизов и др., 2021]. Длительное сезонное промерзание верхней части грунтовой толщи существенно

сокращает период активного эолового переноса в течение года. В результате естественные анизотропные барьеры (ледниковые гряды, торфяные болота, участки развития многолетней мерзлоты) препятствуют формированию протяженных непрерывных зон эоловой дефляции и аккумуляции [Sizov, 2021].

Полученные результаты позволяют представить полный криогидроэоловый эрозионно-аккумулятивный цикл развития ЭМПМО в виде серии последовательных этапов, которые предполагают:

1) формирование в ледниковых обстановках исходной толщи водно-ледниковых криогенно выветрелых («зрелых») песков на водораздельных равнинах и пологих склонах (криогенный этап эрозии и аккумуляции);

2) размыв и переотложение в водных обстановках исходной водно-ледниковой толщи с дальнейшей аккумуляцией фации «холодного» аллювия в пределах террасового комплекса всех основных рек (водный этап эрозии и аккумуляции);

3) активизацию эоловой деятельности (дефляция и последующая аккумуляция дюнной, покровной и аллювиально-эоловой фаций) на водораздельных равнинах, пологих склонах и речных террасах во время климатических изменений на фоне повышенного уровня водности и переменного гидрологического режима водных объектов (водно-эоловый этап эрозии и аккумуляции).

4) криогенную трансформацию, стабилизацию и консервацию (длительное сохранение) эоловых массивов путем формирования специфического сочетания почвенно-растительного покрова (лишайниковые редколесья на подзолах), отдельные эпизоды вторичной локальной активизации при благоприятных условиях (эолово-криогенно-биологический этап аккумуляции).

При формировании и развитии ЭМПМО этапы 1 и 2 являются необходимыми, а 3 и 4 – достаточными. В рамках открытой геоморфологической системы этапы 2 и 3 могут развиваться одновременно на различных участках в зависимости от локального сочетания соответствующих рельефообразующих факторов. Дополнительно

Выделенные этапы эрозионно-аккумулятивного цикла развития ЭМПМО на севере Западной Сибири могут быть привязаны к абсолютной геохронологической шкале. Этому способствует накопленный к настоящему времени существенный массив абсолютных датировок эоловых песков, а также подстилающих и перекрывающих их четвертичных отложений различного генезиса [Астахов, Назаров, 2010; Sizov et al., 2020]. Геохронологические ***этапы*** развития ЭМПМО включают:

I. Ледниковый этап (МИС-6/4): формирование обширных зандровых и озерно-ледниковых аккумулятивных песчаных равнин.

II. Водный внеледниковый этап (МИС-5/3): речное переотложение водно-ледниковых песчаных отложений, аккумуляция «холодного» аллювия в речных долинах.

III. Водно-эоловый этап (МИС-2): формирование котловин выдувания и параболических дюн во время глобального климатического перехода от потепления к похолоданию и от похолодания к потеплению (эоловая активизация не ранее 34 тыс л.н.; стабилизация – не позднее 12 тыс л.н.).

IV. Эолово-биологический этап (голоцен): повсеместно затухание эоловых процессов на фоне развития процессов заболачивания и почвообразования (начиная с 12-11 тыс. л.н. до настоящего времени); эпизодическая эоловая активизация в результате локального сочетания благоприятных условий и антропогенного воздействия.

Объединение двух концепций «водноэоловой» и «гляциоэоловой») в рамках общего криогидроэолового взаимодействия представляется органичным шагом, поскольку на завершающем этапе покровных оледенений высвобождается значительный объем энергии не только воздушных, но и водных потоков. Период «обилия вод» в процессе дегляциации отмечали многие ученые за последние более чем вековую историю изучения последствий покровных оледенений, в т.ч. в Западной Сибири [Лунгерсгаузен, 1955; Земцов, 1962].

Для западносибирских равнинных условий критически важным представляется учет геоморфологической памяти, которая обеспечивает устойчивую во времени парагенетическую связь различных типов рельефа и накопленного субстрата. В этом отношении разнообразные парагенетические связи структурных элементов безусловно выступают одним из ключевых объектов системного анализа, а саму геоморфологическую систему следует рассматривать как историко-генетическую [Асеев, 1987]. Именно введение времени как дополнительной переменной позволяет в рамках единого эрозионно-аккумулятивного цикла выделить все этапы преобразования песчаных осадков, которые могут быть значительно разнесены по временной шкале, но при этом сохранять явную парагенетическую связь.

Выявление механизма рельефообразования Н.А. Флоренсов считал наиболее сложным, поскольку «одна и та же приближенная к поверхности структура субстрата … может породить разные морфологические образования и быть как доведена до высокой конформности внешних очертаний внутренним формам субстрата, так и уведена очень далеко от них» [Флоренсов, 1978, стр. 28]. Перспективной теоретической новаций в рамках предложенной концепции может стать развитие вариационного подхода к строгой формализации процесса саморазвития и саморегуляции открытой ЭМПМО. Вариационный подход позволяет прямо задать критерии оптимизации всей открытой системы в целом, на основе которых могут быть строго выведены морфологические параметры рельефа (высота дюны, уклоны наветренного и подветренного склона, величина междюнного расстояния и др.) в зависимости от различных режимов и типов потока [Phillips, 2021]. Это открывает широкие возможности для применения численных методов при решении как прямой (расчет морфометрии рельефа по параметрам потока), так и обратной (реконструкция потока по параметрам рельефа) задачи. Ключевое преимущество вариационного подхода состоит в том, что он позволяет описать геоморфологические механизмы с помощью универсальных физических законов и принципов, повышая таким образом уровень формализации и общенаучной универсальности в геоморфологии.

Успешные примеры реализации вариационного подхода при моделировании процессов водной и ветровой эрозии [Huang, Nanson, 2000; Courrech du Pont et al., 2014] явно демонстрируют высокий потенциал разработки данного направления. Применительно к открытой ЭМПМО в качестве фундаментального принципа саморазвития и саморегуляции можно предложить *эффективную минимизацию свободной энергии* ветрового потока совокупностью эоловых и генетически сопряженных с ними форм рельефа.

Таким образом, основным результатом проведенного исследования является детальное представление о единой концепции *криогидроэолового* рельефообразования. Концепция предполагает рассмотрение эоловых морфолитосистем, развивающихся *в постледниковых материковых* обстановках севера Западной Сибири, в качестве открытых иерархически организованных геоморфологических систем, в которых эоловые процессы функционально объединяют и завершают эрозионно-аккумулятивный цикл трансформации песчаных осадков, инициируемый рельефообразующим воздействием покровного оледенения.

Разработанная концепция позволяет интегрировать существующую методологию открытых систем, формационный подход, а также предложенные ранее концепции водно-

эолового и гляцио-эолового взаимодействия. Принципиальное отличие предлагаемой концепции от существующих теоретических разработок определяется включением:

- дополнительного промежуточного внеледникового этапа водного транзита исходных водно-ледниковых песчаных осадков;
- положения о вторичной водно-эоловой активизации в рамках одного эрозионно-аккумулятивного цикла (ледниковый этап необходим только в начальной фазе цикла).

Геоморфологической основой ***пространственно-временной организованности*** ЭМПМО, как способности сохранять определенный режим (порядок смены функциональных состояний) в определенных пространственных границах и временных рамках (устойчивость), является:

- длительное сохранение физико-химических свойств «зрелых» водно-ледниковых песчаных осадков (исходного субстрата), благодаря их устойчивости к физическому и криогенному выветриванию;
- устойчивая генетическая взаимосвязь процессов водно-ледникового, водного и эолового рельефообразования, обеспечивающих последовательное (каскадное) преобразование песчаного материала (исходного субстрата);
- *эффективная минимизация свободной энергии* ветрового потока всей совокупностью эоловых форм рельефа как фундаментальный физический вариационный принцип саморазвития и саморегуляции (динамического баланса) открытой эоловой морфолитосистемы.

Подобное разделение в полной мере отвечает требованиям системной формализации и соответствует рабочей формуле формационного анализа «субстрат – механизм – результат» [Флоренсов, 1978, стр. 29]. Детальное теоретическое обоснование реализации вариационного подхода в рамках предложенной концепции приводится в следующем разделе.

1.6 Принцип конкурентного эолового морфолитогенеза

Строгий подход к формализации эолового рельефообразования на основе вариационных принципов неравновесной термодинамики. Предлагаемый подход базируется на следующих аксиоматических утверждениях, вытекающих из второго начала термодинамики:

1) Неизбежность диссипации: любой литодинамический поток обязательно рассеивает свободную энергию в соответствии с принципом возрастания энтропии.
2) Неизбежность аккумуляции: переносимый материал неизбежно депонируется в зонах локального минимума энергии системы, либо экспортируется за пределы рассматриваемого домена.
3) Неизбежность динамического равновесия: открытая геоморфологическая система эволюционирует к состоянию, где градиент целевого функционала $\mathcal{F}$ обращается в нуль при балансе потоков вещества и энергии.

В контексте теории диссипативных структур И. Пригожина [Prigogine, 1977; Nicolis, Prigogine, 1989], эоловый морфолитогенез представляет собой спонтанное нарушение симметрии в открытой системе вдали от равновесия. Ключевые следствия данного подхода:

- упорядоченные структуры (дюны) возникают как термодинамически оптимальные каналы диссипации энергии ветрового потока;
- нелинейность взаимодействия «поток-форма» обеспечивает бифуркационные переходы между морфологическими режимами;
- конкуренция между различными модами диссипации определяет селекцию доминирующих пространственных масштабов.

Устойчивое существование и развитие определенной эоловой формы рельефа термодинамически обусловлено её способностью:

- избирательно ассимилировать долю свободной энергии потока, соответствующую собственной диссипативной мощности, минимизируя внутренние потери энергии;
- канализировать избыточную энергию во внешнюю среду, максимизируя скорость её рассеяния;
- реализовывать данные процессы эффективнее конкурирующих геоморфологических систем (определяет особенности площадного распределения).

Данный подход условно можно назвать как ***принцип энергетически избирательного конкурентного рельефообразования***.

Физически корректная целевая функция для ЭМПМО, учитывающая принципом наименьшего действия (ПНД), нелинейную термодинамику (импорт/экспорт энтропии), прямые/обратные связи и конкуренцию за ограниченный ресурс, может быть представлена в следующем виде (расшифровка членов дана в таблицах 1.5, 1.6):

$$F_i = \langle \tau_i q_i \rangle \; + \; T\left(J_{S,i}^{\text{out}} - J_{S,i}^{\text{in}}\right) \; - \; T\sigma_i^{\text{flow}} \; - \; T\sigma_i^{\text{mem}} \; + \; \eta\,\rho_i^{\alpha} \; - \; \gamma\,\rho_i^{\beta}. \qquad (1)$$

$$F \; = \sum_{i=1}^{K} F_i \qquad (2)$$

$$\sum_{i=1}^{K} R_i \; = \; R_0, \;\; R_i \; = \; \chi_i \cdot R_0, \;\; \sum_{i=1}^{K} \chi_i \; = \; 1, \;\; 0 \; \leq \; \chi_i \; \leq \; 1 \;\; (\lambda) \qquad (3)$$

В уравнении (1) член ⟨τq⟩ трактуется как *усредненная граничная мощность механического воздействия на единицу площади* (удельный поток работы через границу контрольного объёма), строго выводимая из баланса механической энергии. Данная постановка является вариационным критерием мощности/эксергии с термодинамическими и ресурсными ограничениями. Это не классическое гамильтоново действие, но корректный вариационный принцип для открытых диссипативных систем. Максимизация полезного эффекта достигается при учёте энтропийного обмена и внутренних потерь; члены с η, γ агрегируют положительные/отрицательные связи. В термодинамическом чтении $T\sigma_i^{\text{flow}}$ и $T\sigma_i^{\text{mem}}$ – неотрицательные, тем самым обеспечивается второй закон. При *фиксированной силе* (заданное τ): *минимум сопротивления* ⇔ **максимум** ⟨τq⟩; при *фиксированном потоке* (задано q): *минимум сопротивления* ⇔ **минимум** внутренних потерь $T\,\sigma^{\text{flow}}+T\,\sigma^{\text{mem}}$.

Уравнение (2) показывает суммирование по акторам.

Уравнение (3) показывает глобальное ограничение ресурса. **О**бщий внешний ресурс R_0 (ветровой импульс, расход воды, бюджет энергии, время/пропускная способность и т.п.) делится между акторами долями χ_i. λ — множитель Лагранжа для бюджетного ограничения (математическое выражение конкуренции за ресурс различных геоморфологических систем).

Предложенная целевая функция представляет собой **обобщённый термодинамический потенциал** для открытых диссипативных геоморфологических систем, интегрирующий:

- **полезную работу системы** ⟨τq⟩ – произведение движущей силы на поток;
- **энтропийный баланс** – разность экспорта и импорта энтропии через границы
- **внутреннюю диссипацию** – потери в потоке (σ^{flow}) и структурные изменения с памятью (σ^{mem})
- **нелинейные обратные связи** – самоусиление ($\eta\rho^{\alpha}$) и самоограничение ($\gamma\rho^{\beta}$)

Таблица 1.5 – Расшифровка членов уравнения

Обозначение	Единицы	Что это	Как читать в модели
$\langle \tau_i q_i \rangle$	Вт·м$^{-2}$	Средняя по времени/режимам мощность взаимодействия «движущая сила × поток»	**ПНД/эффект**: чем больше, тем выше внешний полезный эффект при прочих равных. При фиксации требуемого эффекта эквивалентно минимизации внешней работы (знак можно инвертировать при выборе «минимизировать сопротивление». Далее q понимается как скорость у границы либо любая наблюдаемая, приведённая к эквивалентной скорости так, чтобы ⟨τq⟩ имело единицы Вт·м$^{-2}$
$T\left(J_{S,i}^{\text{out}} - J_{S,i}^{\text{in}}\right)$	Вт·м$^{-2}$	Энтропийный обмен	Позволяет учесть энтропийный поток через границы подсистемы; знак согласуется с направлением потока (при разнородных границах заменить на $\sum_b T_b J_{S,b}$, где T_b – температура на границе b, $J_{S,b}$ – соответствующий энтропийный поток)
$T\sigma_i^{\text{flow}}$	Вт·м$^{-2}$	Внутренняя диссипация потоков	Внутреннее производство энтропии – потери на трение, турбулентность, столкновения и пр.; ≥ 0
$T\sigma_i^{\text{mem}}$	Вт·м$^{-2}$	Диссипация «памяти/структуры»	Потери, связанные с медленной эволюцией структуры (уплотнение, цементация, биокорка, инерция формы); всегда ≥ 0
$\eta\, \rho_i^{\alpha}$	как у F	Сводный вклад **положительных связей**	Самоусиление/кооперация (например, канализация потока, эффект масштаба); обычно $\alpha \geq 0$ (размерность η Вт·м$^{-2}$)
$\gamma\, \rho_i^{\beta}$	как у F	Сводный вклад **отрицательных связей**	Самоограничение/стабилизация (лавины, насыщение, обратные связи); обычно $\beta > \alpha$. (размерность γ Вт·м$^{-2}$)
R_0, R_i, χ_i	ресурс, доли	Общий ресурс и его распределение	Конкуренция реализуется через $\sum_i R_i = R_0, R_i = x_i R_0, \sum_i x_i = 1$
λ	–	Множитель Лагранжа	Множитель для глобального ограничения
F, F_i	как у F	Целевая функция (суммарная / по актору)	В оптимизации используйте $max\, F$ или $min(-F)$ формулировки «минимизировать сопротивление»)

Формальное выражение принципа через вариационный функционал $\mathcal{F}[\rho, q, \tau]$ демонстрирует, что его минимизация при заданных ограничениях автоматически обеспечивает баланс между поступлением вещества ρ и энергетическим обменом между напряжением сдвига ⟨τq⟩ и диссипативными компонентами $T(\sigma + J_S)$.

Анализ градиента целевого функционала $\partial\mathcal{F}/\partial\rho$ позволяет выделить три необходимых условия инициации дюнообразования:

– динамическое условие: превышение критического порога скорости ветра, обеспечивающее положительную обратную связь в системе ($\gamma > \gamma_{cr}$, где γ – коэффициент связи между потоком и формой);

– ресурсное условие: наличие мобильного песчаного материала ($\lambda > 0$, где λ – множитель Лагранжа для ресурсного ограничения).

– морфологическое условие: отсутствие стабилизирующих факторов поверхности (η, $\delta < \eta_{max}$, где η, δ – параметры шероховатости и связности субстрата).

При одновременном выполнении данных условий градиент $\partial\mathcal{F}/\partial\rho < 0$, что инициирует автокаталитический рост плотности форм ρ и формирование устойчивого дюнного рельефа. Нарушение любого из условий блокирует процесс рельефообразования.

Таблица 1.6 – Подробная расшифровка обозначений

Обозначение	Единицы	Физический смысл
F_i	как у цели	Вклад актора i в целевую функцию
F	как у цели	Суммарная целевая функция
$\langle \tau_i q_i \rangle$	Вт·м$^{-2}$	Полезный эффект (сила×поток), удельная мощность диссипации
τ_i	Н·м$^{-2}$	Движущая сила актора
q_i	м^2·с$^{-1}$, м^3·с$^{-1}$	Ответный поток актора
T	К	Температура соответствующей границы
$J_{S,i}^{in}$	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Импорт энтропии
$J_{S,i}^{out}$	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Экспорт энтропии
σ_i^{flow}	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Производство энтропии потоком
σ_i^{mem}	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Производство энтропии структурой
σ_i^{prod}	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Полное производство энтропии
$\dot{S}_{sys,i}$	Вт·м$^{-2}$·К$^{-1}$	Скорость изменения энтропии системы
I_i	—	Индекс устойчивости
η	—	Вес положительных связей
γ	—	Вес отрицательных связей
ρ_i	—	Интенсивность/порядок актора (масштаб/размер, доля покрытия и т.п.)
α	—	Показатель положительных связей
β	—	Показатель отрицательных связей
R_0	ед. ресурса	Общий ресурс системы
R_i	ед. ресурса	Ресурс актора i
χ_i	—	Доля актора ($0 \leq \chi_i \leq 1$)
λ	—	Множитель Лагранжа для глобального ограничения
K	—	Число акторов/подсистем

Для практического применении целевой функции необходимо детализировать:

- конкретный физический смысл τ, q (ветровой импульс/расход воды/транспорт и т.п.) и способ усреднения $\langle \cdot \rangle$.
- модели для σ^{flow} и σ^{mem} (например, квадратичные формы, зависящие от J и внутренних переменных памяти).
- выбор показателей α, β и коэффициентов η, γ под предметную область.

Важно отметить, что правила знаков для $J_{S,i}^{\mathrm{out}}$, $J_{S,i}^{\mathrm{in}}$ устанавливается согласно принятой конвенции (приоритет роста или убывания энтропии). В данной функции (1) $J_{S,i}^{\mathrm{out}} > 0$ при **экспорте** энтропии из системы и $J_{S,i}^{\mathrm{in}} > 0$ при **импорте** энтропии в систему, поэтому в целевой функции используется $T\left(J_{S,i}^{\mathrm{out}} - J_{S,i}^{\mathrm{in}}\right)$ (вознаграждается экспорт).

Целевая функция позволяет предложить очевидный индекс устойчивости ЭМПМО (I_i) вида:

$$I_i = \left(J_{S,i}^{\mathrm{out}} - J_{S,i}^{\mathrm{in}}\right) / \sigma_i^{\mathrm{prod}} \tag{4}$$

где: σ_i^{prod} – **внутреннее производство энтропии** в ячейке (например, вязко-турбулентная диссипация, соударения зёрен, «память формы» и т.д.), ≥ 0 (Вт·м$^{-2}$К$^{-1}$);

$J_{S,i}^{\mathrm{out}}$, $J_{S,i}^{\mathrm{in}}$ – **обмен энтропией через границы** ячейки (например, турбулентный тепловой поток, перенос влаги/аэрозолей и др.) (Вт·м$^{-2}$К$^{-1}$).

Для открытой системы (ячейка дюны, участок русла и т.п.) верен локальный баланс энтропии (связь с балансовым законом): $\dot{S}_{sys,i} = \sigma_i^{prod} + J_{S,i}^{in} - J_{S,i}^{out} \Rightarrow I_i = 1 - \dot{S}_{sys,i}/\sigma_i^{prod}$, где $\sigma^{prod} = \sigma^{flow} + \sigma^{mem}$.

Интерпретация значений:

- $\mathbf{I_i \approx 1}$: квазистационарное состояние системы ($\dot{S}_{sys,i} \approx 0$), локальный **гомеостаз/устойчивость** (баланс производства и экспорта энтропии).
- $I_i < 1$: **накопление энтропии** внутри системы ($\dot{S}_{sys,i} > 0$) → рост беспорядка/нагрева/разрушения структуры (деградация).
- $I_i > 1$: **уменьшение энтропии** внутри системы **(**экспорт наружу) ($\dot{S}_{sys,i} < 0$) → охлаждение/упорядочивание; длительно возможно лишь при подпитке эксергией/ресурсом извне или при наличии запасённой «структурной энергии».

При $\sigma^{prod} \to 0$ необходима регуляризация вида:

$$I_i = \left(J_S^{out} - J_S^{in}\right)/(\sigma^{prod} + \epsilon) \quad (6)$$

Для карт классификации устойчивости предлагается использовать интервалы со смещением:

- $I < 0{,}8$ – «энтропийное накопление», деградация, накопление беспорядка
- $0{,}8 \leq I \leq 1{,}2$ – «квазистационарно», баланс производства и экспорта
- $I > 1{,}2$ – «сверх-экспорт», активный вынос энтропии, требует внешней подпитки.

Поскольку индекс устойчивости I характеризует систему в динамике, его оценка должна производиться с учетом изменения состояния системы во времени. Физический смысл имеет не абсолютное значение индекса, а его тренд (постоянное значение, уменьшение или увеличение), который является индикатором стадии развития системы (рост или снижение диссипации).

Минимальные условия корректности применения предлагаемого вариационного подхода в геоморфологии предполагают:

1) ***Адекватный выбор контрольного объёма.*** Пространственный (дюна, рукав дельты, участок берега и т. п.) и временной (час, день, месяц и т.д.) масштаб усреднения должен обеспечивать либо квазистационарность системы ($\dot{S}_{sys} \approx 0$), либо явный учёт нестационарности через параметры устойчивости. Контрольный объём выбирается соответственно характерным масштабам процесса.

2) ***Размерную согласованность потоков.*** Все потоки должны быть приведены к единой размерности – удельной мощности диссипации ($Вт \cdot м^{-2}$). При различных формах представления потоков (объёмный расход, массовый перенос) требуется корректный пересчёт к эквивалентным интенсивностям на границах системы.

3) ***Термодинамическую консистентность.*** Чёткое разделение обменной и производственной компонент энтропии. Обменные потоки определяются только через границы системы ($J_{S,i}^{out}$, $J_{S,i}^{in}$), производство – исключительно внутренними процессами ($\sigma^{prod} = \sigma^{flow} + \sigma^{mem} \geq 0$). При неоднородных граничных условиях необходима корректная пространственная интеграция ($\sum_b T_b J_{S,b}$).

4) ***Конститутивные соотношения.*** Наличие определяющих уравнений связи между обобщёнными силами и потоками ($q = Q(\tau, \ldots)$) – линейных вблизи равновесия или нелинейных в общем случае. Характер этой связи определяет режим оптимизации: минимизация диссипации при фиксированных потоках или максимизация переноса при фиксированных силах.

5) ***Явные ограничения системы***. Формализация ресурсных ограничений через интегральные условия на доступную энергию, массу или время воздействия ($\sum_i R_i = R_0$). Эти ограничения должны отражать реальные физические лимиты системы – энергетический бюджет, седиментационную ёмкость, частоту экстремальных событий.

Таким образом, корректность применения вариационного подхода требует строгого соблюдения термодинамической согласованности, адекватного выбора масштабов и явной формулировки всех ограничений системы.

Примеры возможного применения вариационных принципов на основе единой системы обозначений для различных геоморфологических процессов показаны в таблице 1.7.

Ключевые принципы расширенного применения вариационного подхода включают:

- единую структуру описания – ОГМС могут быть описаны триадой: *«сила → поток → диссипация»*, что позволяет применять вариационные принципы к различным процессам;
- нелинейность откликов – связь между силами и потоками практически всегда имеет пороговые эффекты начала движения и насыщения при высоких напряжениях;
- масштабную инвариантность – одинаковые математические формулировки работают от микроформ рельефа до континентальных систем при правильном выборе характерных масштабов и параметров усреднения;
- двойную диссипацию – разделение на мгновенную диссипацию в потоке (σ^{flow}) и структурную диссипацию с памятью (σ^{mem}) имеет критическое значение для описания эволюции ОГМС;
- наличие ресурсных ограничений – физические лимиты на доступную энергию, массу или пространство формируют граничные условия для вариационной задачи и определяют режимы функционирования системы;
- конкурентную самоорганизацию – взаимодействие между элементами системы (акторами) определяет пространственную структуру и временную динамику через перераспределение ограниченных ресурсов.

Важно отметить, что существует два уровня ограничений, которые должны учитываться при применении вариационного подхода.

1. Феноменологические (геоморфологические) ограничения, которые отражают *специфику геосистем* и преодолеваются расширением физического содержания модели без изменения математической структуры.

- *экстремальная нестационарность* – при импульсных воздействиях (паводки, сели, штормовые нагоны) с характерными временами меньше времени релаксации системы классическая формулировка неприменима. Требуется либо явное включение временных производных в функционал действия, либо сегментация процесса на квазистационарные интервалы с отдельной оптимизацией;
- *термохимическая активность* – в системах с существенными градиентами температуры (мерзлотные процессы) или активными химическими реакциями (карст, выветривание) энтропийная формулировка недостаточна. Необходим эксергетический анализ, учитывающий качество энергии, либо учет химических потенциалов (расширение энтропии);
- *пространственная* нелокальность – когда взаимодействие элементов системы не ограничено ближайшими соседями – перенос волновой энергии через акваторию, гидравлическая связность разветвлённой сети – локальные вариационные принципы теряют адекватность. Решение через введение интегральных ядер в определяющие соотношения или формулировку задачи в терминах нелокальных функционалов.

Таблица 1.7 – Универсальная параметризация геоморфологических систем

Геосистема	**Движущая сила (напряжение, градиент)** (τ)	**Поток (отклик системы)** (q)	**Ресурсные ограничения (энергии, массы)** (R_0)	**Механизмы диссипации** (σ^{flow} - в потоке (мгновенная); σ^{mem} - структурная (с памятью))	**Конкурентные взаимодействия**
Эоловые дюны	Касательное напряжение ветра на поверхности песка	Удельный расход песка в сальтации и крипе	• Кинетическая энергия ветрового потока • Доступный объём песчаного материала • Временная экспозиция ветра	Поток: Аэродинамическое трение, турбулентная диссипация Память: Гравитационная реорганизация склонов, уплотнение песка	Дюны ↔ растительный покров Барханы ↔ соседние формы Активные ↔ стабилизированные участки
Речные русла	Донное касательное напряжение потока	Удельный расход наносов (влекомые + взвешенные)	• Гидрологический режим • Поступление наносов с водосбора • Энергия потока на участке	Поток: Вязкое трение, турбулентность Память: Формирование излучин, перестройка поперечного профиля	Рукава ↔ пойменные массивы Плёсы ↔ перекаты Основное русло ↔ протоки
Дельты рек	Комбинированное воздействие: • Речной напор • Волновое напряжение • Приливный градиент	Распределение водно-седиментационных потоков по рукавам	• Суммарный твёрдый сток реки • Волновая энергия акватории • Приливная энергия • Пространство аккомодации	Поток: Гидравлические потери в рукавах Память: Консолидация отложений, проградация/деградация	Активные рукава ↔ отмирающие Субаэральная ↔ субаквальная дельта Устьевые бары ↔ каналы
Береговая зона	Радиационное напряжение волн	Вдольбереговой поток наносов	• Поток волновой энергии • Запас пляжевого материала • Частота штормов	Поток: Обрушение волн, придонное трение Память: Формирование равновесного профиля	Мысы ↔ бухты Пляжи ↔ клифы Природные ↔ техногенные участки
Склоновые системы	Гравитационная составляющая + поровое давление	Скорость массового переноса: • Крип • Солифлюкция • Оползание	• Интенсивность осадков • Циклы промерзания-оттаивания • Потенциальная энергия рельефа	Поток: Вязкопластическая деформация Память: Изменение прочностных свойств, формирование поверхностей скольжения	Эрозионные формы ↔ аккумулятивные Растительность ↔ обнажённый грунт Талики ↔ мёрзлые участки
Ледниковые системы	Градиент потенциала: • Гидростатическое давление • Гравитационный потенциал поверхности	Расход льда (деформация + скольжение)	• Баланс массы (аккумуляция - абляция) • Геотермальный поток • Топография ложа	Поток: Вязкая деформация льда, трение о ложе Память: Эрозия ложа, формирование подледниковой гидросети	Основной ледник ↔ притоки Области питания ↔ абляции Холодное ↔ тёплое основание

- *пространственная нелокальность* – когда взаимодействие элементов системы не ограничено ближайшими соседями – перенос волновой энергии через акваторию, гидравлическая связность разветвлённой сети – локальные вариационные принципы теряют адекватность. Решение через введение интегральных ядер в определяющие соотношения или формулировку задачи в терминах нелокальных функционалов.

2. Фундаментальные (математико-физические) ограничения, которые связаны с базовой структурой уравнений и требуют модификации самого математического аппарата вариационного исчисления. Вариационный принцип теряет применимость при следующих физических условиях:

- ***турбулентные течения с сильной завихренностью*** – в трехмерной турбулентности поле скоростей принципиально непотенциально. Вихревые структуры делают невозможным представление движения через градиент скалярной функции даже на малых временных масштабах.
- ***системы с неголономными ограничениями*** – когда связи зависят от скоростей и не могут быть проинтегрированы до геометрических соотношений (качение без проскальзывания, частично открытый шлюз), стандартный принцип Гамильтона дает физически некорректные результаты даже на гладких участках траектории.
- ***материалы с эффектами памяти*** – в средах, где текущее состояние определяется всей историей деформирования (пластичность, вязкоупругость, фазовые переходы в грунтах), локальное описание через мгновенные координаты и скорости принципиально недостаточно.

Указанные ограничения могут усиливать друг друга, поэтому при вариационном моделировании реальных геоморфологических систем требуется принимать во внимание весь комплекс ограничений.

В целом, вариационный принцип в классической форме сохраняет универсальность только для ограниченного класса систем – гладких, интегрируемых, без памяти и локально безвихревых. Для большинства реальных физических процессов могут применяться обобщенные вариационные формулировки. Феноменологические ограничения снимаются *расширением класса допустимых функционалов* без выхода за рамки вариационного формализма. Каждое расширение добавляет новые физические степени свободы, сохраняя экстремальную природу принципа организации системы. В сложных системах с *фундаментальными ограничениями* вариационная математика остаётся *структурной основой* моделирования, при этом различные функционалы (траекторий, управления и др.) адаптируются к конкретным режимам системы.

В методологическом плане оптимальная стратегия геоморфологических исследований состоит в комбинировании различных подходов (таблица 1.8):

- эмпирический – обеспечивает привязку к реальности и даёт калибровку модели;
- балансовый – описывает механизмы, состояние и динамику системы;
- статистический – выявляют закономерности в условиях неопределенности;
- вариационные – раскрывают фундаментальные организующие законы.

Таким образом, предложенная целевая функция представляет собой *универсальный теоретический каркас* для объяснения эолового морфолитогенеза через фундаментальные принципы неравновесной термодинамики, который при корректной интерпретации и детализации членов уравнения (τ, q, J_S, σ^{flow}, σ^{mem}, R_0) и при верно выбранных масштабах/ограничениях потенциально может быть применен для анализа *большинства ОГМС*.

Таблица 1.8 – Сравнительный анализ методологических подходов в геоморфологии

Основа метода	Прямые наблюдения и измерения в поле, эксперименты (эмпирический подход)	Законы сохранения массы, энергии, импульса (балансовый подход)	Вероятностные распределения, корреляции, регрессии (статистический подход)	Экстремальные принципы, оптимизация функционалов (вариационный подход)
Предсказательная способность	Низкая за пределами наблюдений	Хорошая для известных условий	Средняя, вероятностная	Высокая для новых условий
Объяснительная сила	Описывает "что", но не "почему"	Объясняет механизмы	Выявляет закономерности	Объясняет организующие принципы
Требования к данным	Большой объём наблюдений	Начальные и граничные условия	Репрезентативные выборки	Минимальные требования
Универсальность	Локальная, региональная	На уровне фундаментальных законов	Зависит от условий	Высокая обобщающая способность
Работа с неопределённостью	Плохо учитывает	Детерминистский	Включает	Требует модификаций
Вычислительная сложность	Простые формулы	Высокая для сложных систем	Средняя	Часто эффективная
Мульти-масштабность	Привязана к масштабу	Сложности с апскейлингом	Масштабная инвариантность	Естественная связь масштабов
Нелинейные эффекты	Плохо улавливает	Может включать	Описывает статистически	Включает
Пороговые явления	Фиксирует эмпирически	Требует специальных условий	Хорошо описывает	Требует модификаций
Историческая контингентность	Прямо наблюдается	Сложно учесть	Частично учитывается	Требует модификаций
Практическая применимость	Непосредственная	Инженерные расчёты	Оценка рисков	Концептуальное планирование
Примеры использзования	Локальные инженерные задачи Валидация других моделей Мониторинг конкретных объектов Первичная оценка процессов	Расчёт переноса массы и энергии Инженерное проектирование Краткосрочные прогнозы Детерминированные системы	Оценка геологических рисков Анализ пространственных паттернов Работа с неполными данными Вероятностные прогнозы	Поиск равновесных состояний Долгосрочная эволюция систем Теоретическое обоснование Экстраполяция за пределы опыта

явное преимущество; нейтральная позиция; существенный недостаток

Научной новизной функции является:

– *унификация разномасштабных процессов* – единая математическая структура описывает системы от песчаных дюн до ледниковых покровов через универсальную параметризацию;

– *двухуровневая диссипация* – явное разделение мгновенных потерь энергии и долговременных структурных изменений, что критично для эволюционирующих ландшафтов;

– *индекс устойчивости* – количественная мера термодинамической устойчивости морфологических структур;

– *интеграция конкуренции* – учёт перераспределения ограниченных ресурсов между элементами системы через множители Лагранжа.

Дальнейшая детализация целевой функции потенциально позволит связать *классическую механику и неравновесную термодинамику* для геоморфологических систем, позволяя:

- предсказывать долговременную эволюцию форм рельефа за пределами эмпирических наблюдений;
- определять условия устойчивости форм рельефа и критических переходов;
- объяснять самоорганизацию различных форм рельефа через экстремальные принципы;
- связывать микропроцессы с макроповедением через термодинамическую согласованность

Прикладной потенциал целевой функции может быть реализован в рамках:

- *оценке геоморфологических рисков* – определение критических значений индекса устойчивости для прогноза оползней, селей, береговой эрозии;
- *оценке климатической адаптации* – моделирование отклика геоморфологических систем на изменение внешних воздействий (осадки, температура, уровень моря);
- *инженерная геоморфологии* – оптимизация природно-технических систем (дамбы, каналы, берегоукрепление) с учётом процессов термодинамической самоорганизации.

Предложенный функционал требует обязательной *экспериментальной калибровки* коэффициентов η, γ и показателей α, β для конкретных геоморфологических систем.

Таким образом, ***фундаментальный вклад*** принципа энергетически избирательного конкурентного рельефообразования в теоретическую геоморфологию обеспечивается путем использования универсальных физических принципов для описания и объяснения физической сущности наблюдаемых геоморфологических процессов и явлений в ОГМС через синтез вариационных механизмов и неравновесной термодинамики (обмен/производство энтропии, конкуренция, обратные/прямые связи, память формы). Неизбежность установления динамического равновесия, диссипации энергии и аккумуляции вещества в ОГМС не постулируется априорно, но строго выводится из экстремальных свойств целевого функционала. Данный подход открывает перспективы количественного прогнозирования эволюции ЭМПМО в условиях климатических и антропогенных изменений.

В целом, концепция криогидроэолового рельефообразования в постледниковых материковых обстановках севера Западной Сибири на основе принципа энергетически избирательного конкурентного рельефообразования содержит все необходимые элементы, соответствующие современному уровню теоретических обобщений в геоморфологии:

- формализация – предложен обобщенный функционал, объясняющий эоловый морфогенеза через фундаментальные принципы неравновесной термодинамики,
- детерминизм – учтена роль стохастических процессов и возможность бифуркаций, ведущих к альтернативным путям развития ОГМС (стабилизация, вторичная активизация);
- мультимасштабность – показано, как согласуются эволюционные ряды разных иерархических уровней и как учитывается проявление процессов на различных масштабах;
- эмпирическая верификация – результаты наблюдений (показаны в следующих главах 2-6) имеют универсальный характер для регионов со сходными природными условиями и ограничениями.

1.7 Выводы по главе 1

Основным результатом исследований является ***концепция криогидроэолового морфолитогенеза***, рассматривающая эоловые морфолитосистемы постледниковых регионов севера Западной Сибири как от*крытые иерархически организованные геоморфологические*

системы, в которых эоловые процессы функционально объединяют и завершают эрозионно-аккумулятивный цикл трансформации песчаных осадков, инициируемый рельефообразующим воздействием *покровного оледенения*.

Концепция интегрирует методологию открытых геоморфологических систем Р. Чорли и О.В. Кашменской, формационный подход Н.А. Флоренсова, а также концепции водно-эолового (J.P. Field) и гляцио-эолового (E. Derbyshire, L.A. Owen) взаимодействия рельефообразующих потоков. Научная новизна предложенной концепции определяется введением промежуточного внеледникового этапа водного транзита исходных водно-ледниковых песков и обоснованием нелинейного характера вторичной водно-эоловой активизации в рамках одного эрозионно-аккумулятивного цикла.

В рамках концепции показано, что геоморфологической основой *пространственно-временной организации* ЭМПМО, как способности сохранять определенный режим в определенных пространственных границах и временных рамках, является:

- широкое распространение и длительное сохранение физико-химических свойств «зрелых» водно-ледниковых песчаных осадков (исходного субстрата), благодаря их устойчивости к физическому и криогенному выветриванию;
- устойчивая генетическая взаимосвязь процессов водно-ледникового, водного и эолового рельефообразования, обеспечивающих последовательное (каскадное) преобразование песчаного материала (исходного субстрата) при отсутствии иных стабилизирующих песчаную поверхность факторов;
- эффективная минимизация свободной энергии ветрового потока всей совокупностью эоловых форм рельефа как фундаментальный физический вариационный принцип саморазвития и саморегуляции открытой эоловой морфолитосистемы.

Теоретическим ядром концепции является ***принцип конкурентного морфолитогенеза***, формализованный через обобщенный вариационный функционал на основе универсальных физических принципов. Экстремум функционала при ресурсных ограничениях определяет неизбежное динамическое равновесие системы, диссипацию энергии и аккумуляцию вещества определенной формы. Впервые развитие ЭМПМО теоретически представлено как термодинамически детерминированный процесс минимизации свободной энергии ветрового потока совокупностью форм рельефа при заданных граничных условиях и ресурсных ограничениях.

Таким образом, концепция криогидроэолового морфолитогенеза в постледниковых материковых обстановках севера Западной Сибири синтезирует теоретические достижения отечественной геоморфологии с современными принципами неравновесной термодинамики и вариационными подходами. Она содержит все необходимые элементы, соответствующие современному уровню теоретических обобщений в геоморфологии: формализация, детерминизм, мультимасштабность, эмпирическая верификация. Предлагаемый теоретический подход потенциально открывает перспективы количественного прогнозирования эволюции ЭМПМО в условиях климатических и антропогенных изменений.

2 РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИКОВОГО ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (МОРФОЛОГИЯ, МОРФОМЕТРИЯ, МОРФОДИНАМИКА)

2.1 Типология и классификация форм эолового рельефа

В первых детальных классификациях дюнного рельефа [McKee, 1979; Федорович, 1983] авторы независимо приходят к общему выводу о том, что все разнообразие наблюдаемых форм определяется несколькими факторами:

- режимом ветров – который зависит от типа общей и частной циркуляции атмосферы и определяется сочетанием таких параметров как скорость и направление (с усреднением за определенные временные интервалы);
- наличием орографических препятствий – которые характеризуются типом рельефа и особенностями рельефообразующих пород для каждой конкретной территории (углы наклона, перепады относительных высот, экспозиция склонов относительно направления активных ветров, устойчивость к дефляции и др.);
- активностью растительного покрова – которая определяется зональными климатическими и геоботаническими особенностями, в т.ч. температурным режимом, характером увлажнения, длительностью вегетационного периода, видовым составом различных ярусов растительности и др.

В зависимости от доминирования ветров одного или нескольких направлений выделяют следующие простые (базовые) типы дюн: барханы (*barchan dune*), поперечные дюны (барханные цепи или гряды) (*crescentic dune transverse ridge, barchanoid ridge*), линейные дюны (*linear dune)* и пирамидальные (циркульные, звездообразные) дюны (*star dunes*) (рисунок 2.1).

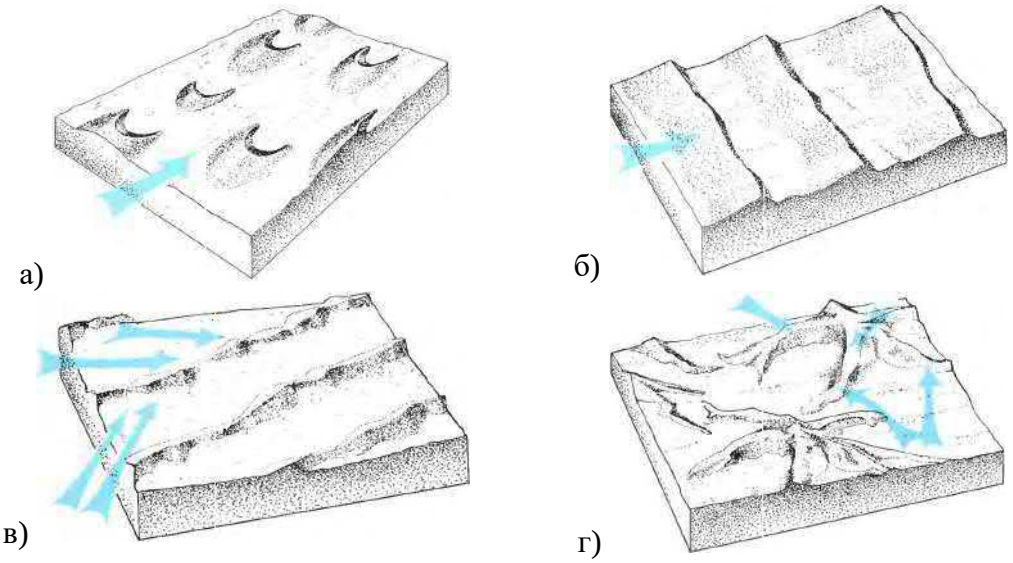


Рисунок 2.1 – Основные типы простых (базовых) дюн: а) барханы; б) поперечные дюны; в) линейные дюны; г) пирамидальные (звездчатые) дюны [McKee, 1979]

Указанные типы незакрепленных (*free, self-accumulated*, по [Pye, Tsoar, 2009; Livingstone, Warren, 2019]) дюн образуются из мелкозернистого песка без дополнительного влияния растительности или орографических барьеров, их устойчивые признаки и отличительные морфологические особенности довольно подробно описаны многими авторами для различных пустынных регионов Земли, Марса, Венеры и др. [Pye, Tsoar, 2009; Fenton et al., 2013a; Goudie,

2013; Lancaster, 2023]. На рисунке 2.2 наглядно показаны основные варианты соотношений вариативности направлений ветра и мощности песчаных отложений, которые определяют формирование различных типов простых подвижных дюн.

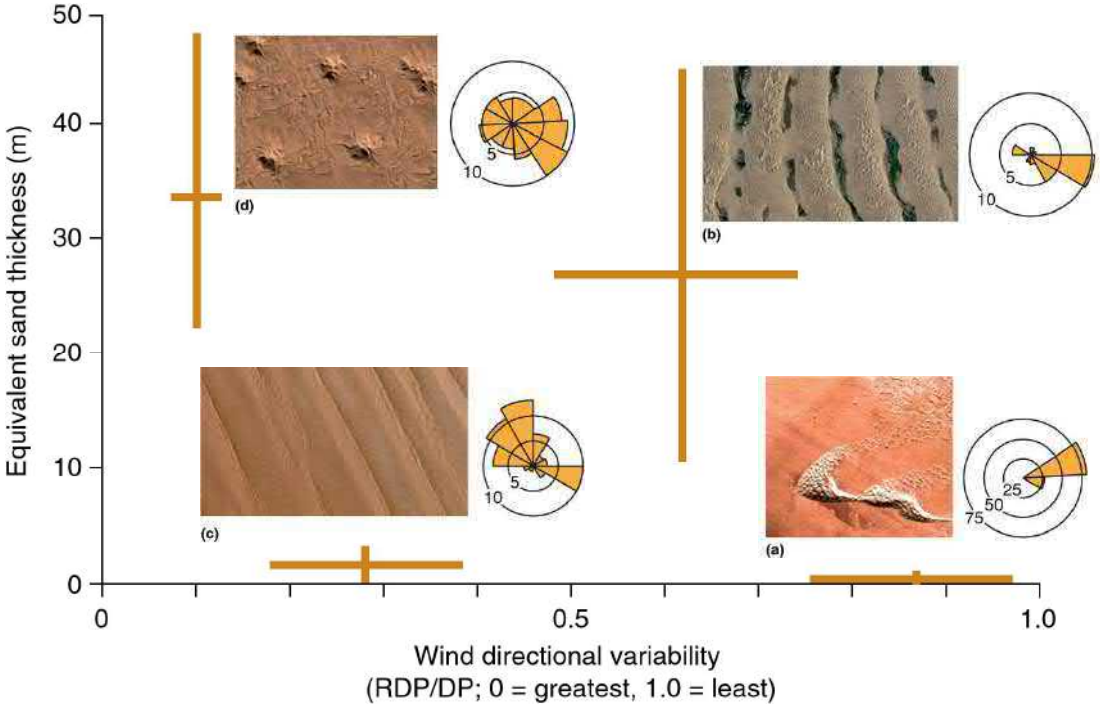


Рисунок 2.2 – Зависимость типа дюн от изменчивости направления ветра (соотношение RDP/DP) и мощности песчаных отложений (эквивалентная толщина переносимого песка). Примеры дюн: a) мегабарханы на западе Марокко; b) поперечные дюны в Китае; c) линейные дюны в Аравии; d) звездчатые дюны в Алжире (космическая съемка ©Digital Globe/Maxar) [Wasson, Hyde, 1983; Andreotti et al., 2009]

Воздушный поток, насыщенный песчаным материалом, реагирует на появление любого вида орографических препятствий на своем пути [Федорович, 1983]. Интенсивность и скорость переноса при этом могут меняться, что приводит к выпадению песка и формированию отдельного класса дюн, включающего:

- дюны, которые формируются перед препятствием (*echo dunes*). Как показывают эксперименты в аэродинамической трубе скорость ветра начинает падать на расстоянии, которое в 3,3 раза больше высоты препятствия, достигая минимума на расстоянии, равном ¾ высоты препятствия [Tsoar, 1983]. В то же время анализ материалов аэрофотосъемки показал, что в случае наличия крупных преград (горные хребты) рисунок песчаного рельефа начинает меняться уже за 50-100 км [Федорович, 1983];
- дюны, которые формируются на наветренных склонах и вершине препятствия (*climbing dunes, cliff-top dunes*). Многочисленные наблюдения показывают, что песок может накапливаться на наветренных склонах крутизной до 60°, при этом не обязательно должно происходить разрушение преграды, как предполагали Федорович и Дженнингс [Jennings, 1967; Федорович, 1983; Pye, Tsoar, 2009];
- дюны, которые формируются в ветровой тени препятствия (lee dunes, falling dunes) [Bagnold, 1941; Smith, 1954; Grolier et al., 1974; Allen, 1982; Howard, 1985]. Размер препятствия в данном случае не играет особой роли, это может быть крупный валун, останец или горный хребет. Наиболее крупные дюны, формирующиеся в ветровой тени гор, описаны в Ливии, Калифорнии, Перу и некоторых других пустынных регионах мира [Bosworth, 1922; Kádár, 1934; Grolier et al., 1974; Mainguet, Callot, 1978; Smith, 1978, 1982; Howard, 1985].

В некоторых случаях вокруг небольших препятствий или водных объектов (озер) могут формироваться ореолы рассеивания песка или глинистого материала, которые некоторые исследователи называют «лунообразными» дюнами (*lunette dunes*).

В гумидных (внепустынных) районах значительную роль при формировании и трансформировании дюнного рельефа могут играть растительность и условия увлажнения [Wasson, Hyde, 1983; Thomas, Tsoar, 1990]. Растительность фактически выступает как активное препятствие, которое адаптируется к меняющимся условиям ветрового воздействия, стремясь нивелировать его и физически закрепить подвижные песчаные частицы. Увеличение влажности песчаного субстрата (при высокой норме осадков или повышения уровня грунтовых вод) напрямую ограничивает его подвижность в отдельные периоды.

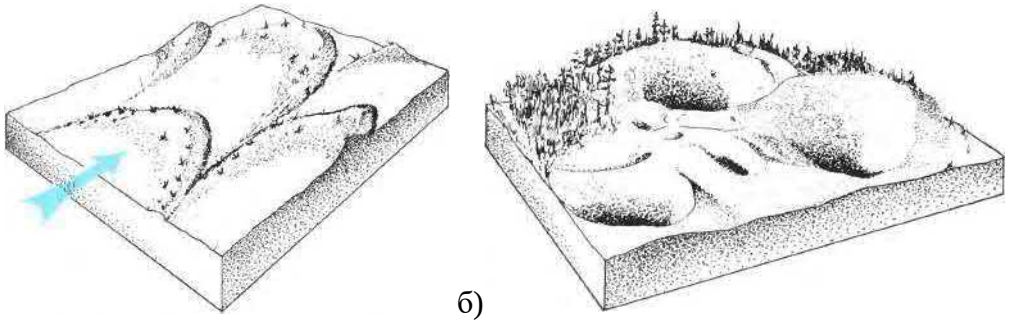
Отдельные растения (деревья и кустарники) способны создавать преграду, способствуя аккумуляции песка, который будет откладываться одновременно на наветренном склоне, вершине бугра и на его подветренном склоне. В результате образуются специфичные формы полностью или частично заросших бугристых песков (*hummock dune*) (в зарубежной литературе встречаются также и другие названия – *hedgehogs, shadow dunes, coppice dunes, nebkhas, rebdou* [Melton, 1940; Guilcher, Joly, 1954; Ranwell, 1972; Cooke, Warren, 1973, p. 317; P. A. Hesp, 1981; Lancaster, 1989, p. 42]). Высота бугров как правило не превышает 10 м, а диаметр – 100 м., при этом наиболее часто встречаются бугры высотой до 3 м и диаметром 1-8 м [Tinley, 1985; Illenberger, 1988, p. 226]. Морфология дюн вариативна и зависит от формы, плотности и высоты закрепляющей растительности.

В случае доминирования ветров одного направления формируются линейные параллельные дюны, нижняя часть склонов которых закреплена растительностью (*vegetated linear dune*). Предполагается [Tsoar, Møller, 1986; Thomas, Tsoar, 1990] что перемещение песка вдоль гребня дюн может происходить как постепенно с привносом материала из междюнных понижений, так и более быстро в случае близкого расположения источника песка. Корме того, не исключается смена климатических условий и переход от стадии активного формирования к стадии зарастания.

Несколько гипотез существует также и для объяснения процесса формирования куполообразных дюн (*dome dunes*), которые особенно распространены в пустынях Китая и Саудовской Аравии [Holm, 1953; Zhenda, 1984]. Их размеры варьируют от 1 до 60 м по высоте и от 10 до 1000 м в диаметре [Pye, Tsoar, 2009]. Не смотря на существующую дискуссию, форма и развитие наиболее распространенных небольших куполообразных дюн на побережьях контролируются, по всей видимости, совместным воздействием растительности и влажности грунтов [McKee, 1979].

Простые параболические дюны (*parabolic dunes*) [Solger, 1908] имеют в плане U- или V-образную форму с двумя протяженными рукавами (рогами), направленными против ветра (в отличие от классических барханов) (рисунок 2.3а). Параболические дюны выделены впервые Зольгером в 1908 г. на территории Германии и в целом наиболее характерны для гумидных внепустынных областей [Hack, 1941; Marín et al., 2005; Hugenholtz et al., 2008]. В центральной части параболической дюны формируется активная (движущаяся) песчаная гряда с крутой подветренной (*slip face*) и пологой наветренной сторонами (в зарубежной литературе встречаются различные термины для ее обозначения – *precipitation ridge, retention ridge, long-walled transgressive ridge*) [Cooper, 1958; McKee, 1979; Thom et al., 1981]. По краям высота дюны минимальна, здесь ее продвижение блокируется растительностью [Melton, 1940; Hack, 1941; Landsberg, 1956; Jennings, 1957].

Скорость движения параболических дюн составляет в зависимости от природных условий от 0,05 до 30 м/год, в среднем – от 2 до 6 м [Cooper, 1958; Pye, Switsur, 1981; Pye, 1982; Marín et al., 2005; Warren, 2013]. При этом, в более северных районах скорость движения ниже по сравнению с южными районами, что закономерно обусловлено менее активным ветровым воздействием и ограниченным сезоном положительных температур. В сухие периоды скорость движения увеличивается, в то время как при увеличении влажности дюна может полностью оставаться стабильной несколько лет подряд [Hugenholtz et al., 2008].



а) б)

Рисунок 2.3 – а) Параболические дюны; б) котловины выдувания [McKee, 1979]

Высота параболических дюн в центральной части может достигать от 10 до 70 м [Goudie, 2013], ширина (расстояние между параллельными боковыми грядами) достигает до нескольких километров, длина – до нескольких десятков километров (соотношение длины и ширины колеблется как правило в интервале от 3 до 10) [Bird, 1974; McKee, 1979; Pye, 1983]. Сложная морфология параболических дюн определяется силой и изменчивостью направления ветра, источником и количеством доступного песка, а также характером растительного ландшафта, по которому движутся дюны (рисунок 2.4) [Aufrère, 1931; David, 1977, 1981]. Отмечается, что сложные параболические мегадюны нередко имеют вторичные формы барханов или поперечных гребней, которые образуются во внутридюнном коридоре дефляции и на наветренном склоне [Pye, 1982].

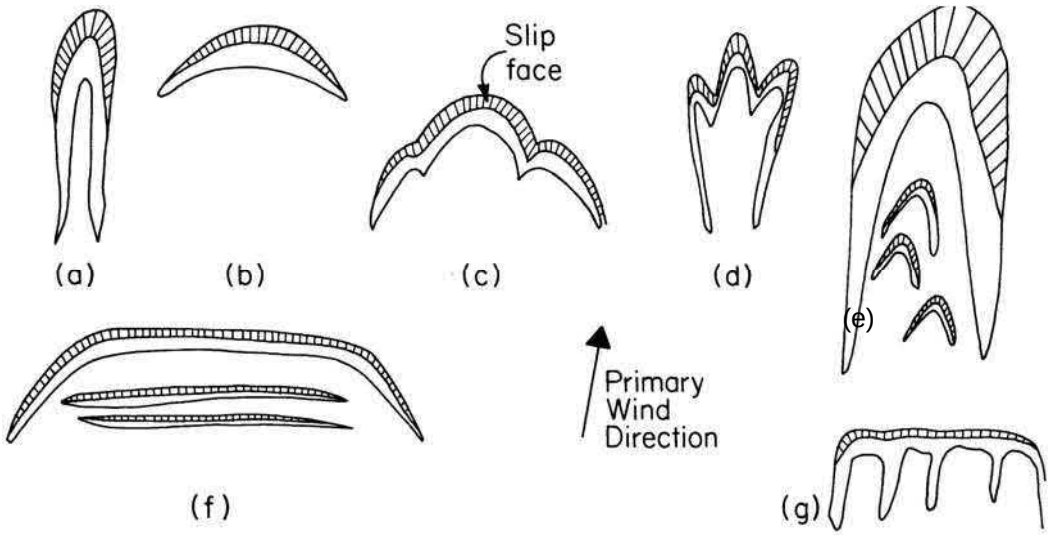


Рисунок 2.4 – Различные виды параболических дюн: a) шпилькovидная (hairpin); b) серповидная (lunate); c) полукольцевая (hemicyclic); d) пальцеобразная (digitate); e) составная (nested); f) трансгрессивная (long-walled transgressive ridge with secondary transverse dunes); g) веерообразная (rake-like) [Verstappen, 1970; David, 1981; Pye, 1982; Filion, Morisset, 1983])

Существует несколько моделей формирования параболических дюн, применимых к различным природным условиям [Anthonsen et al., 1996; Durán, Herrmann, 2006; Ardon et al., 2009; Pelletier et al., 2009; Baas, Nield, 2010]. По одной из них [Durán, Herrmann, 2006] параболическая дюна образуется путем инверсии классического бархана по мере изменения условий увлажнения (что характерно, в частности, для прибрежных обстановок). Согласно результатам натурных наблюдений для начала формирования параболической дюны достаточного любого нарушения почвенно-растительного покрова (лесной пожар, вытаптывание, механическое воздействие, эрозия и др.) в условиях достаточного ветрового потенциала. После этого с участка оголенного песка начинается вынос материала, который откладывается по его периферии, образуя постепенно перпендикулярный ветру аккумулятивный вал, который по мере накопления начинает продвигаться вперед [Федорович, 1983]. При этом скорость ветра на наветренном склоне по направлению к гребню увеличивается [Landsberg, Riley, 1943; Olson, 1958; Pye, 1983; Pye, Tsoar, 2009]. В результате, с одной стороны образуется котловина выдувания (*blowout dune*), рост которой ограничен глубиной залегания грунтовых вод, а по направлению ветра, в случае если песчаного материала оказывается достаточно, формируется дугообразный песчаный вал, составляющий фронтальную (активную) часть параболической дюны (рисунок 2.3б). В случае если в регионе активны ветра нескольких направлений, то песчаные валы начнут расходиться из центра котловины в противоположные стороны, образуя комплексную концентрическую (циркульную) дюну (рисунок 2.5).

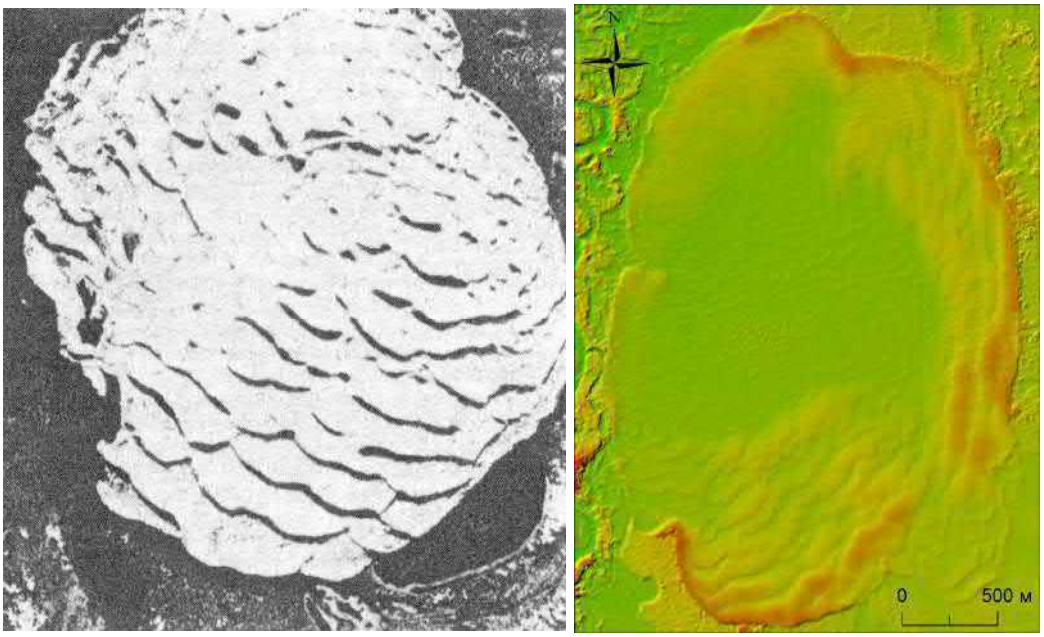


Рисунок 2.5 – Комплексная концентрическая (циркульная) дюна
(а – по [Федорович, 1983]; б – ЦМР ArcticDEM © Maxar/PGC)

В целом, существующие классификации (отечественные и зарубежные) [Федорович, 1983; Pye, Tsoar, 2009; Livingstone, Warren, 2019] при незначительных отличиях демонстрируют общий принципиальный подход к типологизации форм эолового рельефа, который учитывает особенности ветрового режима, наличие препятствий и зональные условия территории. Для детального представления сохраняет свою актуальность классификация Б.А. Федоровича [1983] (рисунок 2.6).

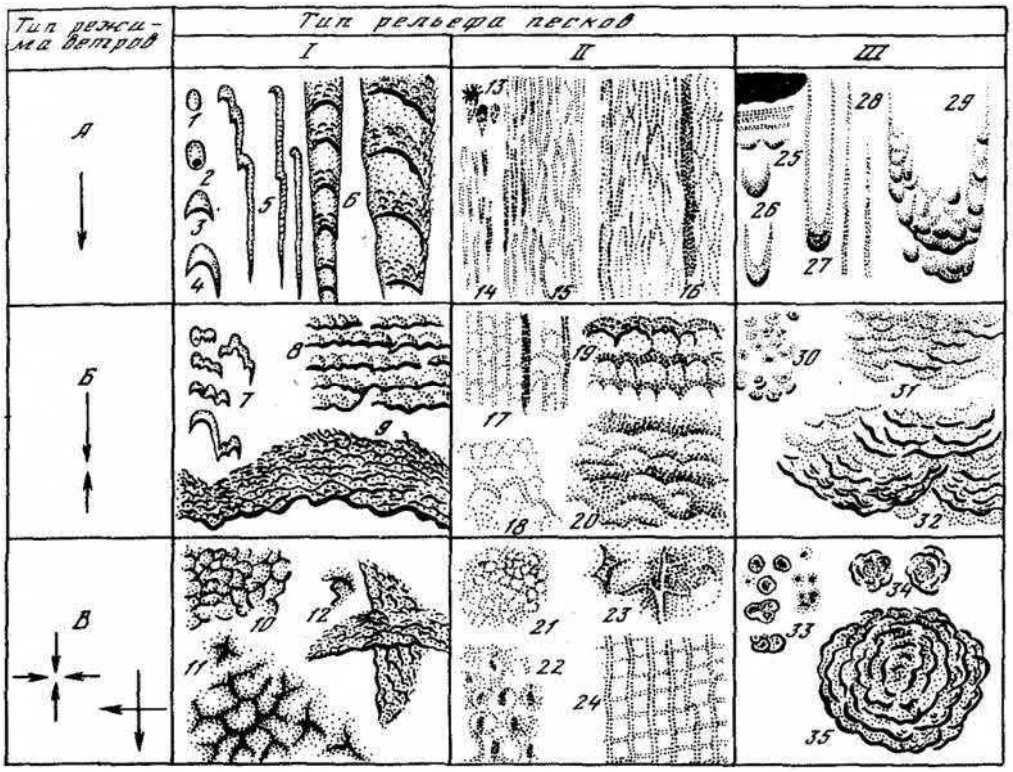


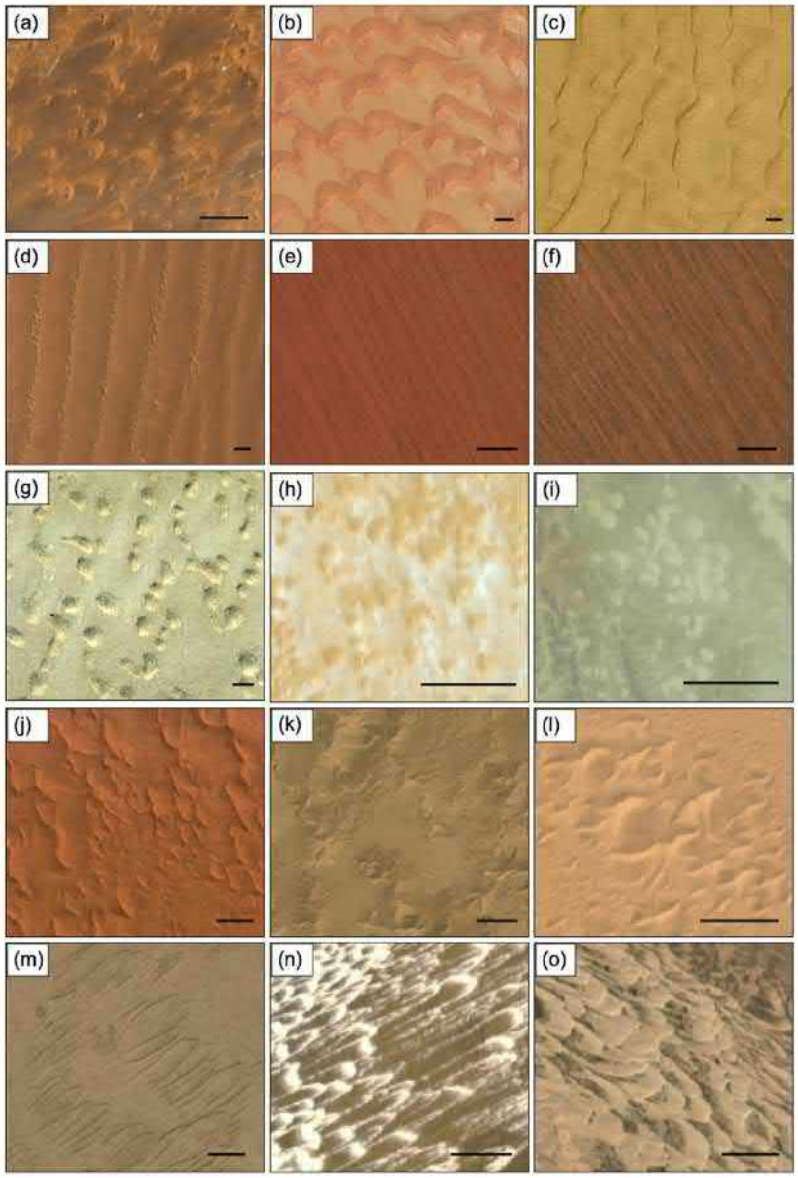
Рисунок 2.6 – Основные формы рельефа песков (разных категорий величин) связанные с режимом ветров и зональностью:
I – барханные пески пустынь. А: пассатный тип (при ветрах одного или близких направлений): 1 – песчаный щит; 2 – то же, с воронкой (эмбриональный бархан); 3 – серповидный симметричный бархан; 4 – несимметричный бархан; 5 – продольные ветру барханные гряды; 6 – комплексные продольные барханные гряды («китовые спины»); *Б – муссонно-бризный тип (при ветрах противоположных направлений):* 7 – групповые барханы; 8 – простые барханные цепи; 9 – комплексные барханы и барханные цепи; *В – конвекционный и интерференционный типы (при системе равномерных ветров и при ветрах поперечных направлений):* 10 – циркульные барханы; 11 – то же, пирамидальные; 12 – то же, скрещенные комплексные. *II – полузаросшие пески пустынь. А:* 13 – прикустовые косички; 14 – мелкие грядки; 15 – грядовые пески; 16 – грядово-крупногрядовые пески; *Б:* 17 – грядово-лунковые пески; 18 – лунковые пески; 19 – граблевидные поперечные гряды; 20 – поперечные гряды; *В:* 21 – ячеистые пески; 22 – крупноячеистые пески; 23 – пирамидальные пески; 24 – решетчатые гряды.
III – дюнные внепустынные пески. А: 25 – прибрежные валы; 26 – параболические дюны; 27 – шпилькovидные дюны; 28 – парные продольные дюны; 29 – комплексные параболические дюны; *Б:* 30 – полукруглые мелкие дюны; 31 – то же, крупные; 32 – полукруглые комплексные дюны; *В:* 33 – мелкие кольцевидные дюны; 34 – то же, крупные; 35 – комплексные циркульные дюны. Стрелками показаны преобладающие направления ветров [Федорович, 1983]

Характерные эталоны основных типов эоловых форм на примере дистанционных данных среднего разрешения Landsat приведены на рисунке 2.7. Это позволяет сформировать, с Обобщение накопленного предшественниками опыта позволило сформировать генерализированную схему основных классов и типов эолового рельефа (рисунок 2.8).

При рассмотрении зональности эолового рельефа Б.А. Федорович [1983] отмечает, что его широкое распространение в тундровой зоне соответствует рельефу внетропических пустынь, приводя в качестве примера барханные пески в дельте Лены и грядовые формы поросших песков Большеземельской тундры. В лесной зоне умеренного пояса преобладают параболические дюны, которые в пределах аллювиальных и зандровых равнин являются

преимущественно унаследованными, т.е. сохранившимися со времени активизации эоловой деятельности в прошлом. При этом неравномерность распространения эолового рельефа в северных широтах, по Б.А. Федоровичу [1983], связана преимущественно с крайней неравномерностью распространения рыхлых толщ аллювиальных, дельтовых, озерных, морских, зандровых и иных флювиогляциальных отложений песчаного состава.

Таким образом, материковые дюны умеренного пояса представлены в основном параболическими и комплексными циркульными дюнами (частично или полностью закрепленными растительностью). Размеры комплексных дюн могут достигать 77 км (на юге Кулундинской низменности), составляя в среднем 2-3 км в поперечнике (в зоне тайги) [Федорович, 1983]. В отдельных случаях крупные комплексные дюны (*complex dune*) могут быть осложнены барханоподобными формами, растительно-песчаными буграми, а также смыкаться с заросшими линейными дюнами. В настоящее время многие объекты имеют унаследованный характер.



crescentic dunes
(a) the Bod´el´e Depression (Chad, 17°17′N, 19°15′E),
(b) the Rub' al Khali Sand Sea (Saudi Arabia, 21°44′N, 54°57′E),
(c) the Taklamakan Desert (China, 39°43′N, 86°03′E);
linear dunes
(d) the Namib Sand Sea (Namibia, 24°12′S, 15°07′E),
(e) the Simpson Desert (Australia, 24°45′S, 136°27′E),
(f) the Kalahari Desert (southern Africa, 25°45′S, 19°42′E);
dome dunes
(g) the Taklamakan Desert (China, 40°16′N, 84°11′E),
(h) the Western Desert (Egypt, 24°33′N, 27°09′E),
(i) Mauritania (20°56′N, 15°51′W);
star dunes
(j) the Namib Sand Sea (Namibia, 24°46′S, 15°33′E),
(k) the Kumtagh Desert (China, 39°46′N, 92°45′E),
(l) the Gran Desierto Dune Field (Mexico, 32°11′N, 114°28′W);
parabolic dunes
(m) the Thar Desert (India, 25°06′N, 70°27′E),
(n) the White Sands Dune Field (USA, 32°45′N, 106°13′W),
(o) the Horqin Desert (China, 43°00′N, 119°34′E)

Рисунок 2.7 – Примеры простых (базовых) дюн (по классификации [McKee, 1979] на снимках Landsat-8 (масштаб на каждом примере равен 1 км) [Zheng et al., 2022]

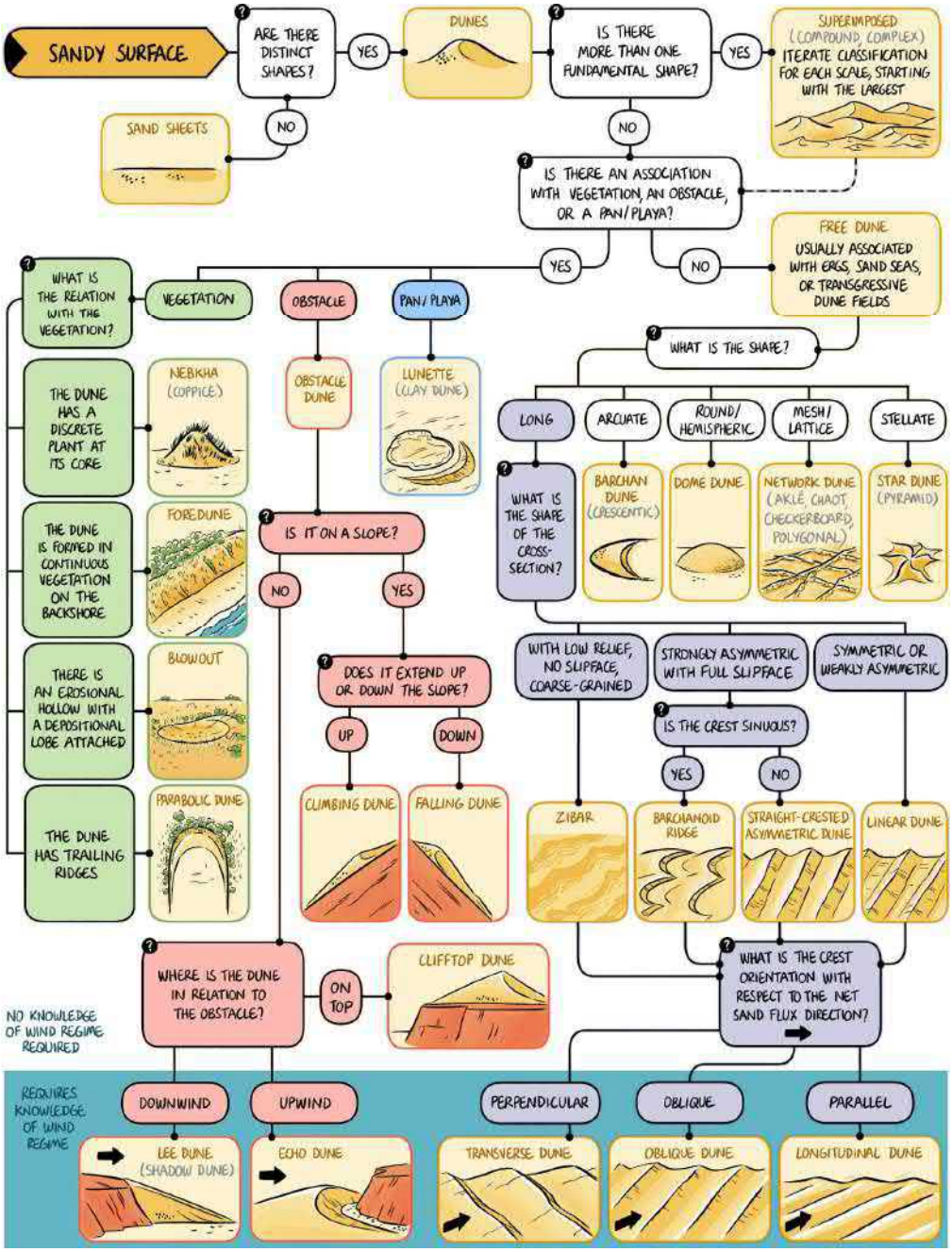


Рисунок 2.8 – Морфологическая классификация дюн [Courrech du Pont et al., 2024]

2.2 Распространение эолового рельефа на севере Западной Сибири

Представляя, вслед за А.А. Величко, север Западно-Сибирской равнины в облике позднеледниковой пустыни [Величко, Тимирева, 2005], логичным будет предположить широкое развитие здесь как древних (реликтовых), так и современных форм эолового рельефа.

Первые описания эоловых форм рельефа в тундре приводятся Б.М. Житковым [1913] по итогам путешествия на Ямал в 1908 г.. В пояснительной записке к картам несколько раз кратко упоминаются специфические песчаные хребты (местное названия «яр-хой») в районе озера Нейто и между р.Юрибей и озерами Ярато (Ярро-то), где формируются своеобразные «котлы выдувания» и «песчаные столы» (рисунок 2.9). Наблюдениями зафиксировано, что *«во время сильных ветров песок несет здесь не хуже, чем в пустынях Закаспийской области»* [Житков, 1913, с. 98], при этом *«в некоторых местах обнажаются целые пространства сыпучих песков*

со столами и мелкими холмами эолового происхождения и грядами, подобными мелким барханам» [Житков, 1913, с. 156].



Рисунок 2.9 – Пустынный пейзаж в высокой тундре (яр-хой) полуострова Ямал [Житков, 1913]

Периодически эоловый рельеф на севре Западной Сибири упоминается в трудах путешественников 1920-30-х гг. Так, Б.Н. Городков [1924] по итогам Западно-Сибирской экспедиции 1923 г. описывает «желтоватые пятна песчаных котлов выдувания» в низовьях Пура, а также «заросшие сосновым бором древние песчаные дюны» в районе оз Пякуто.

Группа древних материковых дюн высотой 7-10 м и протяженность 400-650 м была обнаружена А.Л. Максимовым к северу от г. Сургут во время геологической съемки летом 1929 г. [1930].

Рельеф повышенных над озерно-болотными массивами песчаных островов и грив, сложенных флювиогляциальными песками и осложненных эоловыми процессами (дюнами, законсервированными лесом), кратко описан Б.Ф. Петровым [1934] по итогам Кондинской землеводоустроительной экспедиции 1932 г. в левобережной части р.Конда, по р.Евра и на междуречье рр.Конда и Сатыженско-Леушинский туман.

В 1936 г. в рамках экспедиции Биологического НИИ Томского государственного университета (ТГУ) Л.Н. Ивановский [1939] выделил несколько древних, заросших сосновым лесом дюн в верховьях р.Надым (70-90 км от оз.Нумто), отмечая что некоторые подвергаются процессам развевания в настоящее время. Эти наблюдения в 1937 г. подтвердили М.М. Фрадкин [1939] и Л.П. Шубаев [1948; Васильев и др., 1994], которые в ходе экспедиции Тюменского педагогического института наблюдали в верхнем и среднем течении Надыма активные дюны и погребенный песком сосновый лес.

В ходе геолого-геоморфологических экспедиций ТГУ 1947-1948 гг. в бассейны Агана, Пура и на Пур-Аганский водораздел А.А. Земцов отметил песчаные гряды и холмы, осложненные котловинам выдувания, на поверхности которых отмечены россыпи валунно-галечникового материала и засыпанные на 0,5-1,0 м песком деревья (рисунок 2.10). В обнажениях песчаных возвышенностей («рэпов») им описаны серии погребенных почв, разделенные песками незначительной (0,2-1,0 м) мощности [Земцов, 1961]. Среди собранной коллекции галек Н.А. Нагинский [1953] выделил «ветровики» (ветрогранники) с явными следами эоловой обработки, чем обосновал сильную развевающую деятельность в приледниковой зоне во время распада ледникового покрова. Наибольший процент ветровиков выявлен в полосах размыва зандровых песков (80%) и в приледниковой зоне (55%) [Земцов, 1961], что закономерно отражает последовательность формирования отложений.



Рисунок 2.10 – Развеваемые пески в бассейне р. Аган [Земцов, 1962]

Практически повсеместное фиксирование эолового рельефа происходит в 1950-х и в начале 1960-х гг. в рамках широкомасштабных работ по государственному геологическому картографированию всей территории севера Западной Сибири экспедициями ВАГТ, ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИГРИ, ЗапСибГУ и других организаций. Ниже приводится краткое обобщение некоторых наиболее показательных результатов.

Рекогносцировочные работы в Кондинской низменности выявили наличие специфических линейно вытянутых грив («мавров», по М.Н. Бойцову), сложенных мелкозернистыми горизонтально-слоистыми песками и преобразованных в верхней части процессами ветровой эрозии [Яковлева, 1950; Максименко и др., 1958]. С.В. Яковлева [1950] предположила, что гривы в бассейне р.Салым формировались перед фронтом отступающего ледника в результате размыва талыми водами. Образование хорошо развитых гряд и валообразных дюн в бассейне р. Конды, следующих вдоль озер и речных долин в виде длинных извилистых гряд, Г.Ф. Лунгерсгаузен [1955] отнес к короткой ксеротермической фазе активизации эоловой деятельности, последовавшей после осушения громадных водных пространств, сформировавшихся в «век обилия вод». Он считал, что валообразные дюны изначально созданы доминирующими ветрами юго-восточного направления, но позднее были деформированы и преобразованы в гряды параболической формы западными ветрами. На поверхности гряд образовались мелкие эоловые бугры, серповидные грядки типа барханов высотой до 2-3 м, а также котловины выдувания. Эоловые отложения мощностью до 8-10 м представлены хорошо сортированными мелкозернистыми пылеватыми песками желтого, желтовато-серого и серого цвета [Лист О-42-III,IV,IX,X..., 1998; Лист О-42-I,II,VII,VIII..., 1999]. Содержание алевритовой пыли достигает 15-25%, глинистой фракции – 3-4%, песчаная фракция состоит из зерен диаметром 0,25-0,1 мм. В песках наблюдается субпараллельная горизонтальная или наклонная (до 15°) тонкая слоистость. Степень окатанности песчаных зерен от средней до хорошей, поверхность их, как правило, матовая, иногда со следами «пустынного загара». В минеральном составе эоловых песков отмечается высокое содержание (до 70-80%) кварца, полевые шпаты составляют 10-17% [Лист О-42-III,IV,IX,X..., 1998; Лист О-42-I,II,VII,VIII..., 1999]. Стоит отметить, что аналогичные по строению гривы, осложненные эоловой деятельностью, позднее были также выделены и описаны восточнее Кондинской низменности – в бассейне рр. Бол. Юган и Тым [Земцов, 1976].

По итогам работ в Сургутском полесье в 1950 г. Л.П. Шубаев [1956] пришел к выводу о существенной роли здесь эолового перевевания песков при формировании грив и холмов высотой до 10-12 м. Один из типичных районов развития эолового рельефа отмечается им в

верховьях р.Лямин. Считая Сургутское полесье зандровой равниной, Л.П. Шубаев делает заключение, что развеванию подвергались аллювиальные отложения крупного водотока, пересекавшего водораздел Западно-Сибирской равнины в районе Сибирских Увалов [Шубаев, Мокин, 1951; Шубаев, 1956].

Восточнее, в верховьях Агана и на водоразделе рр. Таз и Вах А.А. Земцов в рамках работы Обской партии Томской комплексной экспедиции ЗапСибГУ 1954-1955 гг. описал заросшие сосновым лесом овальные котловины, по периферии которых расположены холмы и дугообразные валы. Котловины и валы интерпретируются как эоловые образования, при этом высота материковых параболических дюн достигает 10 м (выпуклая сторона обращена преимущественно на восток и имеет наклон 35-45°, в то время склон вогнутой стороны пологий, наклон не превышает 10-15°) [Шацкий, Земцов, 1956; Земцов, 1958]. Сложены дюны тонко- и мелкозернистыми, светло- и желто-серыми песками. Отмечается, что эоловые формы рельефа приурочены к обширным зандровым полям, окаймляющим холмисто-моренные гряды, а также к выровненным участкам первой надпойменной террасы.

В бассейне р. Таз на поверхности зандровых полей отмечены небольшие современные котловины выдувания и раздувы, а также древние дюнные образования, заросшие сосновыми борами и ягельно-брусничным покровом. Мелко-бугристый и резко-холмистый рельеф прослежен в бассейне нижнего течения рр. Ратта и Б. Ширта. Происхождение древних эоловых форм связывается со временем отступания ледника (окончания активного таяния, но до появления растительности) [Кулахметов, 1957; Поплавский, Поплавская, 1957].

На Пур-Тазовском водоразделе зафиксирован дюнный массив с восточной стороны Часельских озер, состоящий из четырех гряд, ориентированных к восток-северо-востоку (рисунок 2.11). Первые две гряды закреплены кедром, третья поросла единичными экземплярами березы, четвертая гряда высотой 5-6 м активно надвигается на лес в восточном направлении. Дюны. Восточнее массива отмечается поле перевеваемых песков с одиноко стоящими деревьями [Суздальский и др., 1955].

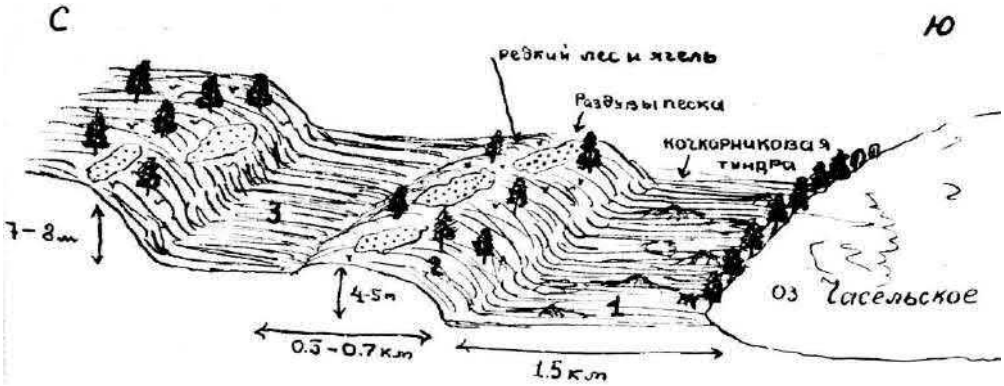


Рисунок 2.11 – Схема развития раздувов песка к северу от оз.Часелькое (т.н. 176-178):
1 – пойма Часельского озера; 2 – древний береговой вал; 3 – древняя терраса
[Суздальский и др., 1955]

В бассейне р.Пур развеваемые пески выявлены на дренированных участках флювиогляциальных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений, приуроченных к водораздельным пространствам и террасам крупных рек и их притоков. В частности, в верховьях р. Трыб-Яха и в районе ур. «Каменная гора» (маршрут №11, т.н. 274-305) описано множество котловин выдувания, размером до 1 км (рисунок 2.12), на поверхности которых наблюдается скопление галек, размером от 0,5 до 20 см. По краям котловин формируются

активные дюны, высотой до 3-3,5 м и эоловые бугры (холмы), высотой до 1-1,5 м [Суздальский и др., 1955]. На вершинах наиболее крупных холмов шурфами вскрываются почвенные горизонты, разделенные полуметровыми прослоями тонкозернистых песков с четкой косой слоистостью эолового типа [Перугин, 1970].



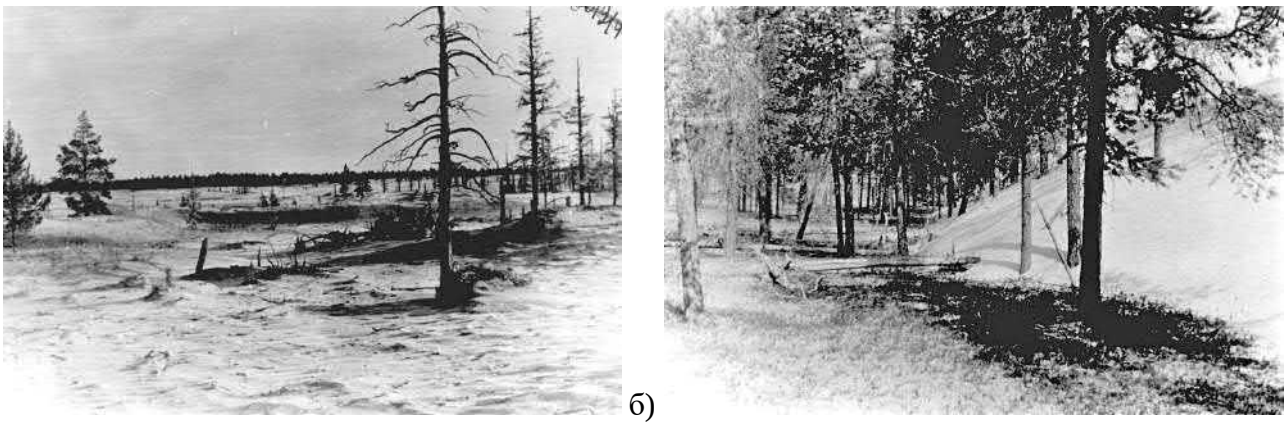
Рисунок 2.12 – Дефляционная котловина «на флювиогляциальных песках» в среднем течении р.Пур [Суздальский и др., 1955]

На водоразделе рр. Надым и Пур эоловые отложения, мощностью 1-2 м, встречены в бассейне р. Ныда. Они представлены мелко- и среднезернистыми песками серого, желтого и светло-серого цвета. В понижениях раздуваемых участков отмечаются скопления гравия и мелких галек [Алявдина и др., 1954]. Южнее котловины выдувания (рисунок 2.13) и «гряды, сложенные песками и напоминающие дюны» [Евсеев, Рейнин, 1958], отмечаются на правобережье р. Бол. Хуху. Кроме того, на местных водоразделах описаны участки мелкобугристого рельефа на песчаных отложениях, который отнесен к результатам древней эоловой деятельности [Чекунова, Миронов, 1954; Евсеев, Рейнин, 1958]. Примечательный участок развевания песков, площадью 70 км^2, выявлен вдоль левого берега р. Правая Хетта. Его образование связывается с существованием ранее поля мертвого льда и временного водоема [Чекунова, Миронов, 1954]

а)  б) 

Рисунок 2.13 – Активно развивающаяся (а) и зарастающая (б) котловины выдувания в бассейне р.Бол.Хуху [Евсеев, Рейнин, 1958]

Повсеместное развитие современных эоловых форм рельефа отмечается в бассейне р. Надым. Наиболее благоприятные условия для развевания складываются на сухих участках второй надпойменной террасы и на междуречьях, приуроченных к камовым повышениям и грядам. Наиболее типичными формами являются кольцевые дюны и протяженные песчаные поля (длина до 18 км и ширина до 5 км). По периферии песчаных полей формируются, как правило, аккумулятивные эоловые валы высотой до 8 м, в центре нередко наблюдаются галечниковые плащи или выходы грунтовых вод, являющиеся базисами эрозии для дефляции (рисунок 2.14). Развевание происходит из центра во все стороны без явного доминирования какого-либо направления ветра. Помимо современных эоловых форм на левобережье р. Агынка отмечается также древняя дюнообразная гряда высотой около 7-8 м, покрытая сосновым лесом и ягелем [Хлебников, Ильина, 1954][1].



а) б)

Рисунок 2.14 – Дефляционное поле (а) и наступление дюны на лес (б) в среднем течении р.Надым [Хлебников, Ильина, 1954]

Отчеты по бассейну р. Полуй [Гройсман, Калашникова, 1953; Кисляков, Кузин, 1958] не содержат прямых упоминаний об эоловых формах рельефа, хотя значительное внимание уделяется линейно-грядовому рельефу, который в отдельных местах осложнен дефляцией. Южнее, в бассейне р. Сорум (правый приток р. Казым), выделяются небольшие (площадью до 0,3 га) дефляционные котловины, развитые на поверхности аллювиально-ледниковых крупных валов и зандров [Животовская, 1955]. Кроме того, отчетливо выраженные дюнные формы рельефа отмечены на левобережье р. Куръёх (правый приток р. Казым) [Буклин, Кравченко, 1951].

Поверхности развевания с эоловыми микроформами рельефа на расстоянии 1-2 м от берега отмечаются вдоль южного и восточного побережья Обской губы, а также в районах мысов Круглый и Парусный [Бойцов, Максименко, 1954; Чочиа и др., 1958; Андреев, Белорусова, 1962]. Здесь описаны эоловые бугры, высотой 0,3-1,5 м и диаметром до 6 м, а также частично заросшие микродюны с ассиметричным профилем, высотой менее 1 м (рисунок 2.15). Дюны формируются под действием доминирующих восточных и северо-восточных ветров [Чочиа и др., 1958].

[1] *«…развеваемые поля отличаются большими размерами и существенным образом видоизменяют местность. Участки интенсивного развевания представляют собою буквально иной мир. Попав на подобный участок, совершенно отвлекаешься от привычных особенностей окружающей местности, вернее и не видишь их, и забываешь о том, что находишься в области вечной мерзлоты и в воне лесотундры»* [Хлебников, Ильина, 1954, с. 114]

а)  б) 

Рисунок 2.15 – Песчаный холм, закрепленный растительностью (а), и микродюны (б) на берегу Обской губы [Кисляков, Кузин, 1958]

В пределах Тазовского полуострова большие площади распространения эоловых форм рельефа (бугров и котловин выдувания) установлены в долинах рр. Собет-Яга, Пойлово-Яха и Хадуттэ, а также в верховьях рр. Хейм-Паюа, Лай-Яга и др. (западный склон главного водораздела полуострова). Высота аккумулятивных бортов участков перевеваемых песков составляет 0,3-5 м. Участки песчаных выдувов достигают площади до 3-4 км^2, в большинстве случаев они покрыты щебенкой и галькой опок, кварца, гранита, диабазов, что является результатом дефляции мелкозернистых песков. Своеобразный рельеф песчаных бугров и гребней описан в верховьях р. Олику-Айва-Яга, где на сильно расчлененной поверхности песчаные холмики высотой 5-7 м образуют вид мелкосопочника [Андреев, Белорусова, 1962].

На Гыданском полуострове участки развевания («язвы дефляции») отмечены на склонах большинства холмов. Эоловая деятельность здесь сочетается с водной эрозией, что создает разнообразные микроформы рельефа в виде пирамид, ложбин, чаш и др. (рисунок 2.16) [Ломаченков, 1953; Тимашков, 1953].

Довольно широкое распространение дефляционных форм отмечается в средней и южной (особенно юго-восточной) частях Ямальского полуострова [Бойцов, Максименко, 1953; Кайялайнен, Кулаков, 1953; Кулаков, 1953]. Участки дефляции, нередко покрытые галькой, гравием и зернами крупного песка, имеют площадь до 100 м2 и глубину 1-1,5 м. Переносимый песок аккумулируется по периферии котловин выдувания в виде дюн вытянутой формы, холмов высотой не более 2-3 м или покровных песков с косой слоистостью. Наиболее интенсивно развеваются бровки речных долин и положительные формы ледникового рельефа [Бойцов, Максименко, 1953; Кулаков, 1953].



Рисунок 2.16 – Развевание песчаных грунтов на водоразделе Гыданской и Обской губ [Ломаченков, 1953, обн. 634]

В научной литературе наиболее последовательно и системно к осмыслению генезиса «парадоксальных» обширных песчаных эоловых ландшафтов в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины подошел А.А. Земцов [1951, 1958, 1962, 1976], который на основе обобщения накопленных к началу 1960-х гг. материалов геологической съемки сформулировал основные аргументы отнесения древних материковых дюн к позднеледниковью [Земцов, 1962]:

- изолированное положение дюн в виде островков (останцов, грив) среди обширных заболоченных пространств;
- налегание мощных реликтовых торфяников на подошвы дюн;
- слабая современная (голоценовая) деятельность ветра;
- полное зарастание древних дюн сосновыми лесами, неоднократно сменявшимися во времени.

В дальнейшем в рамках площадных и локальных инженерно-геологических исследований на севере Западной Сибири в 1960-70-х гг. все выявленные ранее районы распространения современного и древнего эолового рельефа были подтверждены [Трофимов и др., 1969, 1979; Андрианов, 1974; Ландшафты криолитозоны..., 1983]. Так, котловины выдувания размером 0,2-0,5 км в диаметре и глубиной до 3 м были отмечены в пределах надпойменных террас и озерно-аллювиальных равнин бассейна р. Надым [Андрианов, 1974]. Развитие эоловых форм на всех геоморфологических уровнях указано в качестве характерной черты для Полуй-Надымской, Надым-Пуровской, Надымской, Пуровской инженерных областей, а также для южной части Ямальского и северной части Тазовского полуостровов (рисунок 2.17) [Трофимов и др., 1969]. На юге Ямала, в частности, в долине р. Танловаяха выявлены движущиеся дюны высотой до 2,5 м, засыпающие кусты и деревья [Трофимов и др., 1972]. Перевевание грунта наблюдалось к северо-западу от оз. Яррото, в долине р. Юрибей, южнее оз. Нейто. Отмечается, что развитие эоловых форм (массивов выдувания глубиной 0,5-1 м) приурочено к регрессивной пачке морских отложений, слагающих наиболее возвышенные участки рельефа [Трофимов и др., 1972].



Рисунок 2.17 – Песчаные раздувы в верховьях р.Ныда [Трофимов и др., 1969]

В 1970-80-х гг. эоловый рельеф фиксируется работами по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:200000 [Кузин и др., 1977; Долотов, Шелухин, 1981; Никитин и др., 1986]. На Ямале отмечается повсеместное (на различных геоморфологических уровнях) развитие эоловых отложений, представленных мелкозернистыми, хорошо сортированными, массивными или волнистослоистыми песками мощностью до 2-3 м [Долотов, Шелухин, 1981]. Наиболее крупные дефляционные котловины, эоловые холмы и дюны голоценового возраста

выделены в бассейнах рр. Надым, Аган и в других районах, где рельефообразующие осадки представлены песками [Никитин и др., 1986]. Протяженные (длиной до 5 км) песчаные полосы, состоящие из чередующихся котловины выдувания и участков навеянных песков, характерны для второй и третьей надпойменных террас Пура и его притоков (например, в районе урочища «Каменная гора») [Кузин и др., 1977].

Помимо явно выраженного современного и древнего эолового рельефа для севера Западной Сибири характерно повсеместное распространение покровных песков, супесей и суглинков, которые имеют длительную историю изучения. Одно из первых детальных описаний специфических водно-ледниковых и озерно-аллювиальных отложений поздне- и послеледникового времени приведено для участка плоской террасовидной равнины вдоль р. Юрибей на Ямале [Кулаков, 1953]. Отложения, представленные немыми песками с линзами песков и супесей, обогащенных растительным детритом, соотносятся с аллювиальными отложениями «типа Полесий», т.е. их образование связывается с обилием талых ледниковых вод во время дегляциации [Кулаков, 1953].

Аналогичная волнисто- и горизонтально слоистая толща супесей и суглинков, переслаивающихся с песками, отмечается южнее, в районе междуречья Оби и Пура [Чочиа и др., 1958]. Выше она плавно переходит в покровную однообразную толщу облесованных суглинков и супесей палево-серых и палево-желтых цветов, встречающуюся от самых верхних частей водораздельного плато до надпойменных террас [Чочиа и др., 1958]. При чрезвычайно широком распространении толща сохраняет неизменными свои морфологические особенности. Г.И. Лазуков относит начало формирования покровных отложений к окончанию зырянского оледенения, выделяя различные факторы их образования, в т.ч. и эоловый [Чочиа и др., 1958].

Проблема неясного генезиса своеобразных озерно-аллювиальных отложений (лимноаллювия) детально рассматривалась на примере западного побережья полуострова Ямал [Каплянская и др., 1982]. Отложения представлены волнистослоистыми лёссовидными песками и суглинками с включением остатков стеблей трав и грунтовых жилок огибания. Фациальная обстановка накопления связывается с обширными разливами талых вод в приледниковой зоне при возможном участии эолового фактора, который обеспечивал перенос и отложение материала непосредственно в воду (по типу «мокрого лёсса») [Каплянская и др., 1982]. Значительное обогащение данной толщи органическим материалом в виде рассеянных, вертикально стоящих корешков и стебельков трав было отмечено также В.Н. Гатауллиным [1988], который приводит две радиоуглеродные даты (13970±140 и 13830±260 некал. л.н.). По ряду признаков он приходит к выводу, что осадконакопление рассматриваемой толщи, названной им «байдарацким лимноаллювием», происходило в условиях пресноводного бассейна. Альтернативной точки зрения придерживается В.И. Астахов [1999], который по наличию стоячих стеблей трав и корней, плащеобразному залеганию и отсутствию глинистых прослоев относит байдарацкий алеврит к эоловому лёссу, аналогичному едомной свите Восточной Сибири и Аляски. Позднее это предположение подтвердил С. Форман [Forman et al., 2002], выделив две различные пачки эоловых песков – Оленьи (*Oleny Sand*) (возраст 33-25 тыс.л.н.) и Байдарацкие (*Baidarata sand*) (возраст 15,1-12,2 тыс.л.н.).

В настоящее время описываемая толща под названием «байдарацкий эолий» встречается на геологических картах масштаба 1:1000000 третьего поколения [Лист R-42..., 2015; Лист R-43..., 2019; Лист R-44..., 2019]. Имея *«практически повсеместное распространение»*[1], эолий

[1] В объяснительной записке указано, что *«ввиду небольшой мощности … и во избежание информационной перегрузки, эоловые образования показаны на карте фрагментарно»* [Лист Q-44..., 2020].

прерывистым плащеобразным покровом залегает на различных формах и элементах рельефа и практически всегда венчает разрез аллювия второй надпойменной террасы [Лист Q-44..., 2020]. Представлен эолий покровными палевыми, светло-серыми и желто-серыми параллельнослоистыми песками и алевритами без структурно-текстурных признаков водной седиментации, с песчаными и грунтовыми клиньями и псевдоморфозами по ПЖЛ. Мощность отложений достигает 15-16 м, составляя в среднем на водоразделах 4-6 м. Из растительного детрита в эоловых образованиях получены радиоуглеродные датировки от 44 до 11 тыс.л.н., при этом большинство дат в интервале 26-18 тыс.л.н. [Болиховский, 1987; Васильчук, 1992a, 1992b; Назаров, 2011].

Байдарацому эолию соответствует Сеяхинский региональный корреляционный горизонт, представленный лёссовидными алевритами с ледяными жилами и эоловыми песками [Астахов, Назаров, 2010]. Стратотипы горизонта кроме Марресале описаны в большом количестве разрезов на Нижней Оби, Енисее, восточном побережье Ямала и др. Возрастной интервал осадочных образований по результатам радиоуглеродного датирования составляет 28-12 тыс.л.н., по результатам OSL-датирования – 33-13 тыс.л.н. [Астахов, Назаров, 2010].

Южнее эолово-озерная толща детально изучена в долине Средней Оби (разрезы Мега, Локосово, Покур, Кирьяс-1,2) [Земцов, 1976; Астахов, 1989; Астахов, Назаров, 2010]. Она представлена синевато-серыми алевритами, отложенными в закисной, анаэробной среде (тип «мокрого лёсса»), чередующимися с озерными алевритами, мелкозернистыми флювиальными песками и редкими палеопочвами общей мощностью 10-20 м [Астахов и др., 2021]. Покровная формация прослеживается от долины Оби до гребня Аганского увала по высоте (почти повсюду перекрывая краевую морену) и до долины р. Аган по широте. Предполагается, что источником влекомых наносов выступало Сургут-Вахское Полесье, представлявшее собой в конце неоплейстоцена сплошное песчаное поле с многочисленными дюнными формами [Земцов, 1976; Астахов, 1989, 1999]. Важно отметить, что именно выявление субаэральной толщи в долине Средней Оби послужило одним из основных аргументов для пересмотра возраста последней экспансии покровного оледенения на севере Западной Сибири в пользу его увеличения с поздне- до раннезырянского [Астахов, Гросвальд, 1978; Астахов, 1980, 1989].

Наиболее масштабное обобщение для центральной и северной частей Западной Сибири выполнено по результатам морфоскопии кварцевых зерен, отобранных в различных районах равнины [Величко, Тимирева, 2005; Velichko et al., 2011]. Исследование показало, что на всей территории с 20-18 тыс.л.н. до 11-10 тыс.л.н. сложились условия «экстремальной аридизации». Это привело к формированию под доминирующим воздействием эоловых процессов сложного сочетания ландшафтных обстановок, охарактеризованного в целом как «холодная пустыня», когда при общем пустынном и полупустынном облике в долинах крупных рек могла сохраняться древесная растительность (рисунок 2.18). Переход к болотообразованию ориентировочно произошел 10,5-8 тыс.л.н. [Волкова, Кулькова, 1999].

В завершении обзора стоит отметить, что в отдельных северных районах Западной Сибири наблюдается современная эоловая активность, в т.ч. в зимнее время. В частности, в пределах Центрального Ямала в марте зафиксированы грунтовые полосы вблизи оголенных песчаных холмов, формирующиеся по направлению доминирующих ветров. Длина одной из типичных полос, состоящей из мелкозернистого пылеватого песка, достигает 870 м при ширине 15-20 м и мощности до 3,5 см [Воскресенский, 2001].

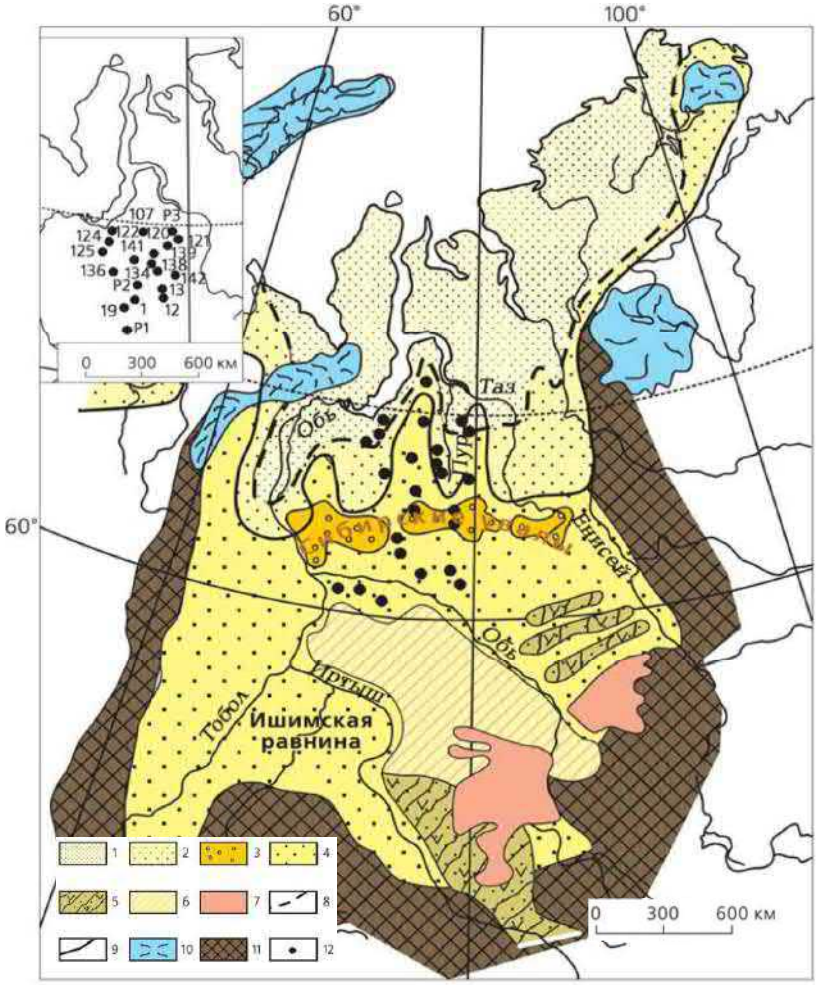


Рисунок 2.18 – Проявление позднеплейстоценовых эоловых процессов Западной Сибири в позднем плейстоцене: 1 – области распространения перевеянных песков казанцевской трансгрессии; 2 – области распространения песков тобольской трансгрессии; 3 – эоловые песчаные и песчано-глинистые отложения в зоне Сибирских Увалов; 4 – песчаные и песчано-глинистые отложения озерно-аллювиальных равнин и депрессий, в верхней части переработанные эоловыми процессами; 5 – плоские и волнистые равнины с гривновым рельефом, переработанные эоловыми процессами; 6 – прерывистое и островное распространение лёссов; 7 – лёссы; 8 – граница распространения казанцевской трансгрессии; 9 – граница распространения тобольской трансгрессии; 10 – область распространения сартанского оледенения; 11 – горные сооружения и плоскогорья; 12 – места отбора образцов [Величко, Тимирева, 2005]

2.3 Оценка площади оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири [1]

В данном подразделе рассматривается вся северная часть Западно-Сибирской равнины, ограниченную с юга осевой линией Сибирских Увалов, с запада – подножьем Уральских гор, с востока – долиной р.Енисей, с севера – побережьем Карского моря (общая площадь – 799,6 тыс.км^2). Основная часть территории расположена в зоне тундры, лесотундры и северной тайги. С точки зрения хозяйственного освоения здесь осваиваются крупнейшие месторождения природного газа (Уренгойское, Ямбургское, Бованенковское, Медвежье и др.), а также крупные и средние месторождения нефти и конденсата (Сутормининское, Тарасовское, Барсуковское, Ванкорское и др.). Промышленная инфраструктура включает автомобильные и железные дороги, магистральные газо- и нефтепроводы.

[1] Раздел написан на основе публикации [Сизов, Лобжанидзе, 2022]

Фактической основой для картографирования являлись мультиспектральные космические снимки Sentinel-2 (разрешение 10 м) и цифровая модель рельефа TanDEM90 (разрешение 90 м) (детальное описание исходных данных приведено в Приложении А).

Процесс картографирования включал выполнение следующих операций:

- получение исходных данных Sentinel-2 – для этого с помощью облачной платформы Google EarthEngine из снимков 2016-2020 гг. была сформирована безоблачная мозаика на всю территорию Западной Сибири (период съемки – июль-август, общий объем данных – 434 Гбайт), разделенная впоследствии на отдельные фрагменты;
- получение маски оголенных песков – для этого использовался метод неконтролируемой классификации ISODATA [Ball, Hall, 1965] с последующим атрибутированием класса песчаной поверхности (на каждом фрагменте изначально выделялось 15 исходных классов);
- редактирование и верификация полученной маски оголенных – для этого методом экспертного дешифрирования удалялись участки песчаных отмелей (долины рек, прибрежная полоса озер, береговая линия моря), участки густых лишайников, площадные и линейные антропогенные объекты со значительной долей песчаной поверхности (площадки ДНС, вахтовые поселки, затопленные карьеры и т.д.). Минимальный порог площади для выделяемых объектов был установлен на уровне 400 м2 Для верификации результатов дешифрирования применялся слой нарушенных земель проекта глобального набора GLAD, созданного на основе данных Landsat [Global..., 2010], а также высокодетальные данные ДЗЗ, доступные на картографических сервисах Яндекс.Карты[1] и ArcGIS.Imagery[2].
- проведение пространственного анализа – для этого средствами геоинформационных систем (ГИС) был выполнен анализ распределения естественных и антропогенно нарушенных песков по административным районам, по границам горных отводов нефтегазовых месторождений, а также по абсолютным высотам.

Статистическая обработка результатов и составление карт выполнялись в программной среде ArcGIS 10.4.

Всего было выявлено 394129 естественных участков оголенных песков, средняя площадь участка составила 0,44 га, максимальная площадь – 33,52 км^2 (55 участков более 1 км^2), общая площадь – 1922,48 км^2.

Пространственное распределение современного эолового рельефа отличается неравномерностью. Зоны максимальной концентрации выделяются на Ямальском, Гыданском и, в меньшей степени, Тазовском полуостровах, а также в бассейнах рр. Пур и Надым. На рисунках 2.19 и 2.20 показано общее распределение суммарных и средних площадей оголенных песков естественного происхождения.

В целом, на Ямале оголенные пески имеют два явно выраженных ареала распространения. В северной части развеваемые пески приурочены к Северо-Ямальской возвышенности, а также к северо-западной части полуострова (наклонная равнина севернее р. Пяседаяха). Южнее озер Ямбуто и Нейто плотность раздувов северного ареала в целом уменьшается. Южный ареал в пределах Щучинско-Юрибейской (Южно-Ямальской) возвышенности (его доля составляет 18,5%) занимает территорию от оз. Ямбуто до оз. Ярато 1-е, западная граница ареала проходит вдоль побережья Байдарацкой губы, восточная по возвышенности Хой, южная совпадает с водоразделом Щукинско-Юрибейской возвышенности.

[1] https://yandex.ru/maps/
[2] https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9

Примечательно, что в пределах Усть-Обской низменности, а также на западе полуострова оголенные пески практически не встречаются.

На Гыдане развеваемые пески приурочены к Юрибейской и Гыданской грядам (доля составляет 5,2 и 3,9% соответственно). В пределах Нижне-Енисейской, Северо-Гыданской, Танамской и Мессояхской низменностей эоловые раздувы имеют незначительное распространение. На Тазовском полуострове песчаные поверхности локализованы в северной части, а также в пределах Ямбургского месторождения (доля Северо-Тазовской возвышенности составляет 3,8%).

В административном отношении наибольшая площадь оголенных песков естественного происхождения выявлена в Ямальском районе ЯНАО (1203 км^2), что составляет 1,02% от общей площади района и 62,58% от всех выявленных объектов (таблица 2.1). Значительную долю составляют оголенные пески в Надымском, Тазовском и Пуровском районах ЯНАО (13,28%, 11,64% и 9,9% соответственно).

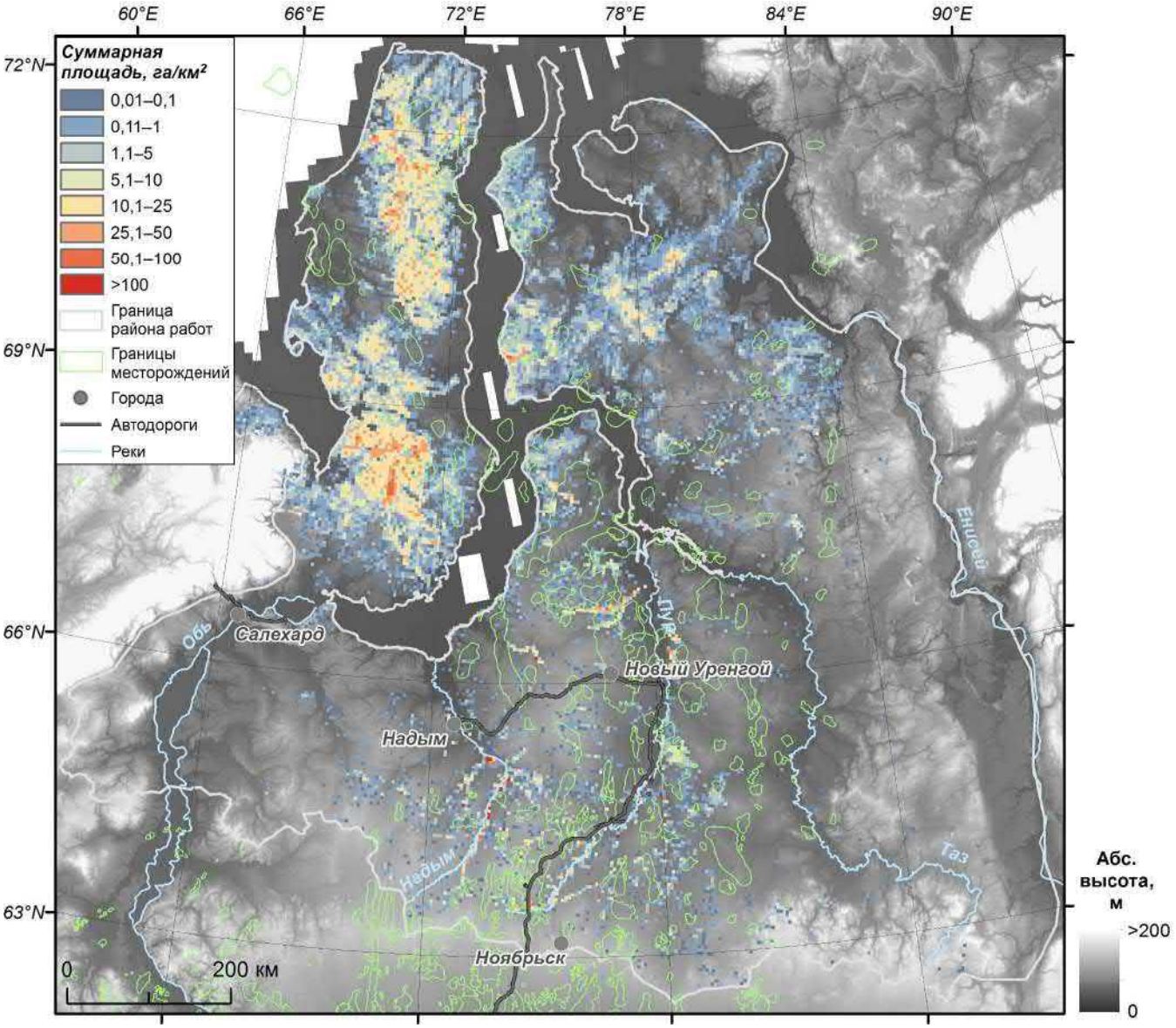


Рисунок 2.19 – Распространение естественных оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири (суммарная площадь)

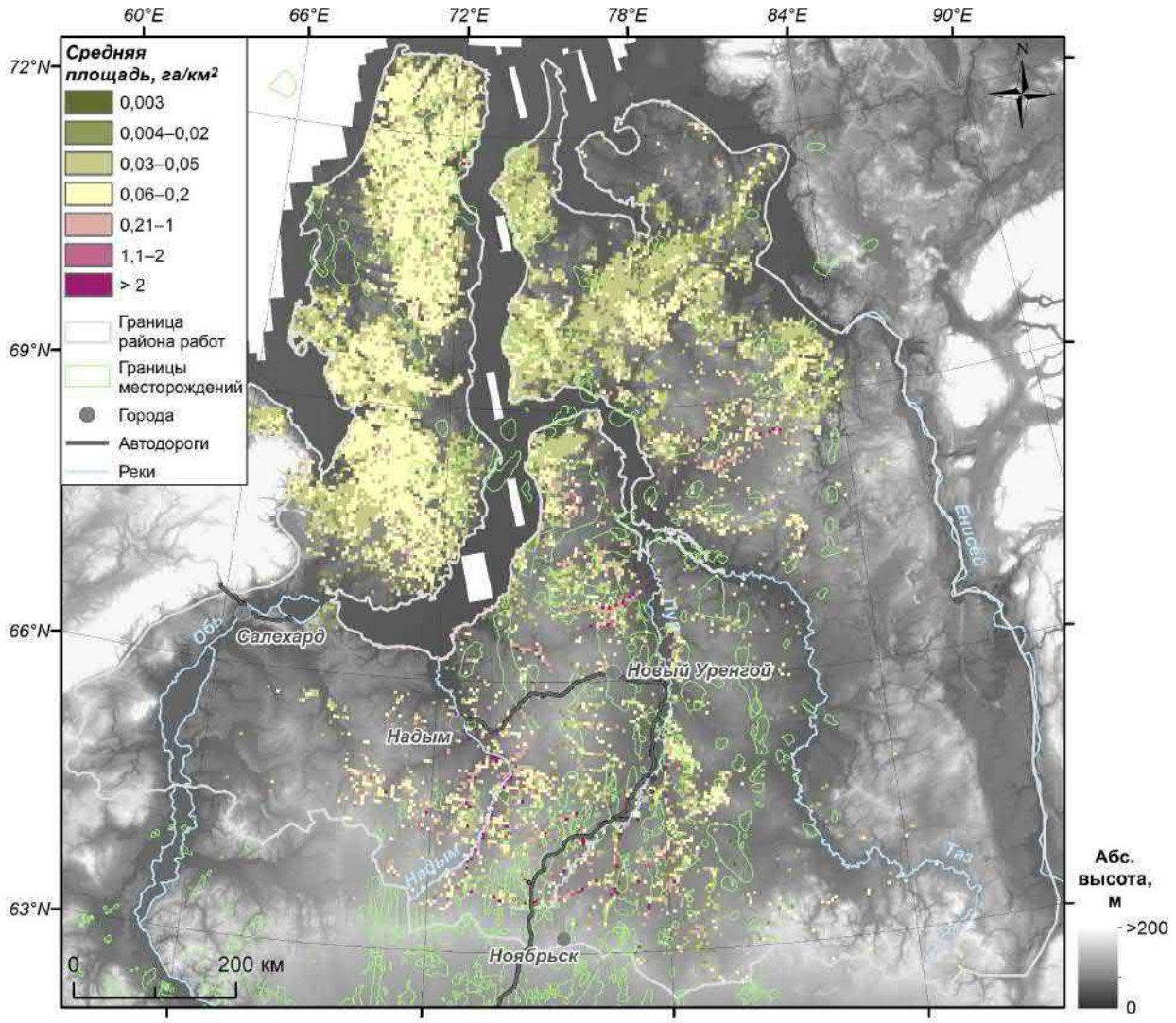


Рисунок 2.20 – Распространение естественных оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири (средняя площадь)

Таблица 2.1 – Распределение естественных участков оголенных песков по административным районам

Административный район (субъект РФ)	Площадь, км^2	Доля, %	Доля в общей площади района, %
Ямальский (ЯНАО)	1203,07	62,58	1,02
Надымский (ЯНАО)	255,24	13,28	0,26
Тазовский (ЯНАО)	223,83	11,64	0,17
Пуровский (ЯНАО)	190,28	9,9	0,18
Усть-Енисейский (Красноярский край)	25,53	1,33	0,03
Приуральский (ЯНАО)	19,5	1,01	0,03
Туруханский (Красноярский край)	3,34	0,17	<0,001
Дудинка (Красноярский край)	0,88	0,05	<0,001
Красноселькупский (ЯНАО)	0,81	0,04	<0,001

В геоморфологическом отношении наибольшая площадь естественных оголенных песков выявлена в пределах Ямальской низменности (489,11 км^2), что составляет 2,67% ее площади и четвертую часть от всех выявленных объектов (таблица 2.2). Заметную доля занимают оголенные пески, выявленные в пределах Надымской и Пурской низменностей (доля составляет 8,7 и 2,6% соответственно). Здесь эоловый рельеф приурочен к участкам с

повышенной дренированностью, обращенным навстречу направлению доминирующих в весенне-осенний период ветров. Наиболее крупные эоловые формы концентрируются в пределах второй надпойменной террасы, а также на водораздельных пространствах.

Таблица 2.2 – Распределение естественных участков оголенных песков по геоморфологическим районам

N*	Название геоморфологического района	Площадь, км^2	Доля, %	Доля в общей площади района, %
4	Ямальская низменность	489,11	25,4	2,67
3	Щучинско-Юрибейская (Южно-Ямальская) возвышенность	355,49	18,5	7,96
1	Северо-Ямальская возвышенность	263,32	13,7	1,26
25	Надымская низменность	166,93	8,7	0,33
8	Юрибейская гряда	100,77	5,2	0,69
9	Гыданская гряда	75,80	3,9	0,36
20	Северо-Тазовская возвышенность	72,42	3,8	0,26
5	Южно-Ямальская наклонная равнина	50,98	2,7	0,27
22	Пурская низменность	50,55	2,6	0,17
24	Пякупур-Толькинская низменность	49,80	2,6	1,15
21	Надым-Пурская возвышенность	39,92	2,1	0,52
2	Гряда Ямбуто	36,58	1,9	0,20
18	Пур-Тазовская возвышенность	31,85	1,7	0,19
37	Возвышенность (увал) Нумто	19,71	1,0	0,11
6	Усть-Обская низменность	18,41	1,0	0,03
11	Танамская низменность	18,24	0,9	0,06
28	Полуй-Надымская возвышенность	17,82	0,9	0,04
13	Мессояхская низменность	15,75	0,8	0,06
12	Танамская возвышенность	15,65	0,8	0,05
15	Хетская возвышенность	14,53	0,8	0,05
7	Северо-Гыданская низменность	4,52	0,2	0,12
23	Верхнепурская возвышенность	4,16	0,2	0,01
10	Антипаютинская низменность	3,30	0,2	0,01
14	Нижне-Енисейская низменность	3,21	0,2	0,01
19	Тазовская низменность	1,17	0,1	0,004

* – *номера геоморфологических районов*

На локальном уровне раздувы, как правило, приурочены к бортам речных долин, оврагов, балок и озерных котловин. Это обусловлено высокой степенью заозеренности и горизонтального расчленения. Проведенный дополнительный расчет для Ямала и Гыдана показал, что за пределами буферной зоны 500 м вокруг озер, тальвегов (водосбор с >100 ячеек ЦМР TanDEM90) и береговой линии моря находится только 12,8% территории. К этим участкам относится лишь 3,81% оголенных песков, которые, тем не менее, имеют довольно равномерное пространственное распределение.

Стоит отметить, что за пределами бассейнов рр. Пур и Надым эоловый рельеф имеет крайне ограниченное распространение. Следовательно, здесь помимо внешних условий играет роль история развития рельефа и формирования верхней части четвертичных отложений. В данном случае среди существующих объяснений наиболее правдоподобной гипотезой представляется длительное существование водных (водно-ледниковых) обстановок осадконакопления [Земцов, 1976], что привело к образованию бедных органикой песчаных толщ мономинерального состава. Подобная парагенетическая связь является довольно распространенной в Канаде, Норвегии, Швеции и др. [Derbyshire, Owen, 2018].

В геологическом отношении на территории полуострова Ямал, согласно современным картам четвертичных образований [Лист R-42..., 2015; Лист R-43..., 2019; Лист R-44..., 2019], большая часть площади современных эоловых образований (64,7%) приурочена к морским отложениям Лабсуйяхинской и Моржовской свит (казанцевского и ермаковского возраста соответственно) (таблица 2.3).

Таблица 2.3 – Приуроченность оголенных песков Ямала и Гыдана к различным типам четвертичных образований (по [Лист R-42..., 2015; Лист R-43..., 2019; Лист R-44..., 2019])

Четвертичные образования	Доля оголенных песков, %
Ямальский полуостров	
Неоплейстоцен (НП), верхнее звено, казанцевский горизонт. Лабсуйяхинская свита. Мариний: *в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа*	36 *5,4*
Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Моржовская свита. Верхняя подсвита. Мариний	22,1
Неоплейстоцен, верхнее звено, каргинский горизонт. Нярминская свита. Аллювий	11,2
Голоцен. Аллювиальные отложения пойменных террас и русла	7
Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Моржовская свита. Средняя подсвита. Мариний	6,6
Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Лыяхинская свита. Гляциолимний	5,7
Неоплейстоцен, верхнее звено, сартанский горизонт. Байдарацкий эолий	4,5
Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Карская морена: *в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа*	2,8 *0,8*
Голоцен. Озерно-болотные образования: *в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа*	1,8 *0,2*
Неоплейстоцен, верхнее звено, сартанский горизонт - голоцен.	0,9
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Первая ступень. Паютинский мариний. *в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа*	0,5 *0,4*
Другое	0,9
Гыданский полуостров	
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Первая ступень. Паютинский мариний: *в т.ч. зоны гляциодислокаций пород ледникового ложа*	35,1 *34,3*
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень. Юрибейский гляциофлювиал	22,2
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень. Карская морена	14
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень	8,1
Неоплейстоцен. Среднее звено. Шестая ступень	6,2
Голоцен. Аллювиальные отложения пойменных террас и русла: *в т.ч. зоны гляциодислокаций пород ледникового ложа*	4,8 *0,5*
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Четвёртая ступень. Эолий	3,2
Другое	6,4

Более 10% площади относится к аллювию каргинского времени (Нярминская свита), 8,5% площади совпадает с участками ледниковых и озерно-ледниковых отложений (ермаковский горизонт), а порядка 4,5% относится к участкам байдарацкого эолия [Гатауллин, 1986; Астахов, 1999]. На Гыданском полуострове треть площади развеваемых песков также относится к морским отложениям верхнего звена неоплейстоцена (Паютинский мариний) приуроченным к зоне гляциодислокаций пород ледникового ложа [Лист R-43..., 2019; Лист R-44..., 2019]. Треть площади приурочена к ледниковым отложениям Юрибейского гляциофлювиала и Карской морены (22,2 и 14% соответственно). Участки байдарацкого эолия пересекаются с 3,2% оголенных песков.

Примечательно, что участки с высокой концентрацией оголенных песков на Ямале и Гыдане нередко образуют явные зоны с четкими границами. Подобные зоны могут иметь как площадную, так и линейно-вытянутую форму. Если рассматривать эоловые образования как характерный для многих арктических регионов северного полушария индикатор водно-ледникового генезиса подстилающих отложений [Derbyshire, Owen, 2018], то для Гыданского и южной части Ямальского полуострова (где в пределах районов распространения Лабсуйяхинской свиты отмечены обширные площади холмистого и грядового моренного рельефа) в целом наблюдается положительная связь между участками с высокой концентрацией оголенных песков и четвертичными образования ледникового генезиса.

Относительного высотного положения естественные участки имеют в целом нормальное статистическое распределение – 86,6% площадей локализованы в интервале 10-60 м с явно выраженным плато от 30 до 45 м (рисунок 2.21). Такая картина, тем не менее, несколько отличается от общего распределения высот рассматриваемой территории, где, в частности, присутствует локальный пик высот в интервале от 0 до 10 м.

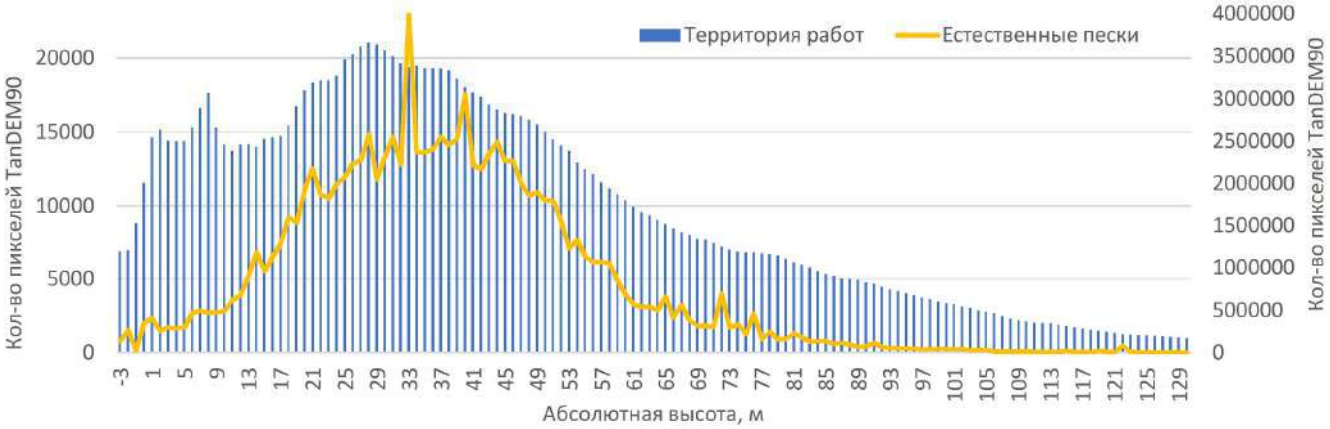


Рисунок 2.21 – Высотное распределение площади оголенных эоловых песков естественного происхождения на севере Западной Сибири

Среди 226 нефтегазовых месторождений, расположенных в пределах рассматриваемой территории, оголенные пески естественного происхождения выявлены на 129. Всего закартировано 26416 объектов, средняя площадь составила 0,566 га, максимальная площадь – 5,41 км^2, общая площадь – 149,41 км^2. В таблице 2.4 представлены месторождения, характеризующиеся наибольшими абсолютными и относительными значениями показателей оголенных песков. В этом отношении по абсолютным значениям лидирующее место занимает Уренгойское месторождение, здесь доля естественных песчаных участков достигает 1914,31 га, а антропогенных – 3458,38 га. По относительным значениям наиболее высока доля естественных участков песков на Западно-Тамбейском месторождении (4,82%), доля антропогенных участков – на Сандибинском и Суторминском месторождениях (3,56 и 3,24% соответственно).

В целом можно отметить, что высокая доля естественных песчаных обнажений характерна для небольших по площади месторождений в северной и центральной частях полуострова Ямал (Западно-Тамбейское, Западно-Сеяхинское, Усть-Юрибейское и др.), в меньшей степени – для месторождений на западе Гыданского полуострова (Трехбугорное). Это связано с широким распространением здесь субаэральных отложений, мощностью до 3-4 м, имеющих плащевидное залегание практически по всей территории Ямала и Гыдана. Кроме

того, широкое распространение оленеводства приводит к вытаптыванию маломощного растительного покрова и активизации ветровой эрозии.

Таблица 2.4 – Месторождения нефти и газа с наибольшей площадью и долей оголенных песков естественного происхождения

Название	Площадь естественных участков, га	Название	Доля естественных участков, %
Уренгойское	1914,31	Западно-Тамбейское	4,82
Западно-Тамбейское	1623,09	Малоямальское	2,63
Малоямальское	1229,31	Трехбугорное	2,35
Западно-Сеяхинское	1177,77	Западно-Сеяхинское	2,17
Ямбургское	1012,03	Усть-Юрибейское	1,65
Сутормнское	888,55	Пайсятское	1,58
Утреннее	699,70	Сандибинское	1,51
Малыгинское	614,71	Сутормнское	1,36
Восточно-Таркосалинское	563,60	Северо-Пуровское	1,33
Тасийское	540,69	Тасийское	1,19
Южно-Тамбейское	438,19	Верхнетиутейское	0,97
Штормовое	359,55	Сядорское	0,96

Таким образом, полученные результаты позволяют детально оценить закономерности пространственного распространения современного эолового рельефа на севере Западной Сибири и уточнить имеющиеся экспертные оценки по общей площади оголенных песков на рассматриваемой территории (например, [Воскресенский, 2001]). Использование алгоритма неконтролируемой классификации ISODATA дает возможность воспроизвести результаты классификации на аналогичных исходных данных, а повышенная степень точности и достоверности по сравнению с маской оголенных грунтов GLAD30 [Global..., 2010] достигается как за счет использования наиболее кондиционных дистанционных данных (отсутствие облачности и снежного покрова, синтез изображения в инфракрасных цветах, разрешение 10 м/пикс., применение фильтра улучшения резкости), так и благодаря визуальному контролю картографируемых объектов (несмотря на относительно высокую трудоемкость работ).

2.4 Морфометрия эолового рельефа на севере Западной Сибири

2.4.1 Наиболее крупные котловины выдувания

Анализ морфометрических особенностей эолового рельефа на севере Западной Сибири выполнен на примере отдельных песчаных раздувов, площадь которых согласно полученной ранее маске оголенных песков (см. раздел 2.3) превышает 1 км^2. Всего таких объектов насчитывается 55, из них 48 объектов могут быть отнесены к материковым дюнам, а 7 объектов располагаются в прибрежной зоне Обской губы и являются современными береговыми эоловыми образованиями. Оценка доступности покрытия ЦМР ArcticDEM (версия 4.1, описание см. в Приложении А) показала, что исходными данными обеспечиваются все 48 материковых дюн, которые составили финальную выборку для анализа (рисунок 2.27). Границы котловин предварительно были уточнены по ЦМР, при этом средний прирост площади за счет увеличения детальности исходных данных и учета залесенной внешней стороны периферических валов, невидимой на снимках среднего разрешения, составил около 15%. Обработка данных проводилась в ПО ArcGIS Desktop (инструмент расчета зональной

статистики) и MS Excel (расчет средних значений, построение графиков). Результаты представлены на рисунке 2.23 и в таблице 2.5).

Рассматриваемые объекты локализованы в бассейне рр. Надым, Ныда и Пур (включая основные притоки – Пякупур и Айваседапур) в достаточно широком для равнинных условий высотном диапазоне (от 5 до 123 м над у.м.). Основная часть котловин имеют средние абсолютные высоты не более 60 м над у.м., выше указанного значения находятся только 12 котловин из 48. В пределах раздувов отмечаются существенные амплитуды относительных высот – интервал от 10 до 25 м фиксируется для 38 объектов (80%). Тем не менее, значения углов наклона и стандартной (сочетание плановой и профильной) кривизны поверхности невелики (в среднем по всем объектам 2,29 град. и 0,01 м/м^2 соответственно), что характеризует песчаную поверхность как достаточно плоскую даже на общем равнинном фоне.

Распределение площадей наглядно показывает, что наиболее крупных котловин (более 5 км^2.) не так много (около 20%), в то время как более трети (35%) имеют площадь от 1 до 2 км^2. Это свидетельствует о том, что для масштабного увеличения площади раздувов необходимы дополнительные благоприятные условия или обстоятельства, одним из которых является слияние соседних котловин выдувания, имеющих средние или небольшие размеры.

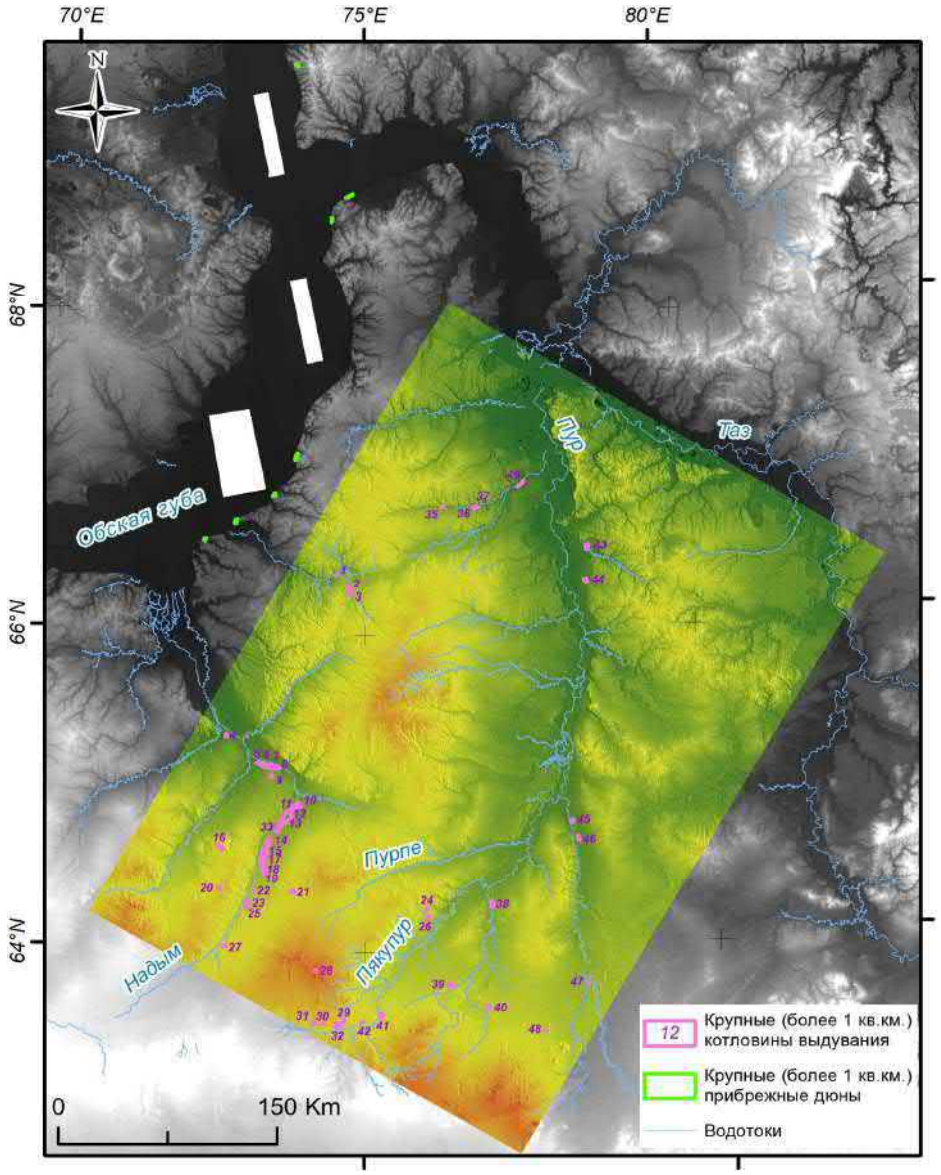


Рисунок 2.22 – Обзорная карта расположения рассматриваемых котловин выдувания (цветной отмывкой показаны границы мозаики ArcticDEM)

Таблица 2.5 – Морфометрические параметры наиболее крупных котловин выдувания на севере Западной Сибири

ID	Координаты центроида котловины, град.		S_DEM _km	P_DEM _km	P/S _DEM	Высота, м		Угол наклона, град.		Кривизна, м/м^2		TwinRazd	MicroRel	Высота валов (ЮЗ граница), м
	Долгота	Широта				Средняя	Диапазон	MEAN	STD	MEAN	STD			
BS_01	74,5717	66,3825	1,12	5,13	4,57	28,3	13,6	2,4	2,3	0,053	1,820	0	1	4,7
BS_02	74,7549	66,2879	3,45	18,69	5,42	41,9	21,5	2,0	1,6	0,015	1,349	0	0	4,4
BS_03	74,7860	66,2596	1,69	6,05	3,58	44,5	19,1	2,1	1,9	0,017	1,111	0	0	6,0
BS_04	72,9625	65,3558	1,92	6,63	3,45	15,8	20,4	3,1	2,8	0,014	2,012	0	1	6,8
BS_05	73,4476	65,1880	1,23	9,64	7,86	17,2	15,7	3,5	3,3	0,001	1,966	1	0	5,8
BS_06	73,5328	65,1766	7,00	14,21	2,03	20,0	21,3	1,8	2,2	0,007	1,622	0	0	8,3
BS_07	73,6206	65,1683	8,43	17,30	2,05	21,5	20,4	1,8	2,0	0,009	1,203	0	1	9,8
BS_08	73,7315	65,1615	2,62	12,15	4,64	20,3	12,4	1,9	2,2	0,016	0,978	1	0	4,4
BS_09	73,6515	65,1121	1,64	8,87	5,40	31,5	11,8	1,8	1,7	0,009	1,582	0	0	2,9
BS_10	74,0553	64,9299	5,69	11,14	1,96	29,6	14,4	2,0	1,9	0,011	1,522	0	1	8,0
BS_11	74,0022	64,9223	3,40	9,87	2,91	28,1	16,5	2,3	2,4	0,010	1,260	1	1	8,5
BS_12	73,9706	64,9090	1,86	6,44	3,46	30,7	15,6	2,9	2,8	0,012	1,934	0	1	9,4
BS_13	73,8603	64,8436	46,85	60,26	1,29	33,0	27,0	2,3	2,5	0,002	2,046	1	1	8,7
BS_14	73,6278	64,6965	7,12	13,14	1,85	39,0	16,5	2,3	2,1	0,004	1,736	1	1	7,0
BS_15	73,5988	64,6828	2,40	8,53	3,56	39,9	16,6	3,1	2,8	0,008	2,173	0	1	8,4
BS_16	72,9344	64,6542	4,74	13,64	2,88	73,3	32,8	2,5	3,1	-0,019	1,921	0	0	7,5
BS_17	73,5575	64,6167	23,52	30,99	1,32	42,1	24,5	2,2	2,3	0,003	1,526	1	1	6,5
BS_18	73,5448	64,5484	4,20	13,05	3,11	45,2	17,6	1,9	2,1	0,017	0,710	0	1	6,2
BS_19	73,5734	64,5030	9,11	21,13	2,32	45,7	16,5	1,7	1,7	0,011	0,629	0	1	7,2
BS_20	72,9482	64,3913	1,71	7,84	4,59	82,7	17,3	3,0	3,5	-0,039	1,830	0	0	5,9
BS_21	73,9706	64,3818	3,44	14,43	4,19	74,0	11,4	1,6	1,5	0,005	0,993	1	0	4,5
BS_22	73,4291	64,3803	1,22	4,83	3,97	50,5	13,6	2,8	2,7	0,041	1,096	0	1	6,5
BS_23	73,3457	64,3025	3,29	11,08	3,37	53,5	28,1	2,5	2,6	0,018	1,166	1	1	6,0
BS_24	75,8892	64,2750	1,22	4,58	3,75	59,9	8,5	2,1	1,7	-0,004	1,886	0	0	1,4
BS_25	73,3158	64,2741	2,24	6,62	2,95	55,8	17,0	3,0	3,1	0,019	1,199	1	1	6,9
BS_26	75,9063	64,2211	2,63	10,21	3,88	53,4	11,4	2,1	1,6	-0,007	1,636	0	0	3,2
BS_27	73,0308	64,0305	2,18	6,86	3,14	67,7	9,5	2,1	1,5	-0,001	1,275	0	0	2,8
BS_28	74,3146	63,8855	1,70	6,43	3,78	123,6	11,7	2,1	1,9	0,005	2,734	0	0	4,0
BS_29	74,7112	63,5681	2,28	11,36	4,99	76,4	12,3	3,1	2,3	0,027	2,817	1	0	6,0
BS_30	74,4290	63,5499	1,42	5,79	4,07	81,9	7,4	1,7	1,9	0,012	0,761	0	0	4,9
BS_31	74,2968	63,5508	1,30	10,68	8,19	81,6	10,2	3,1	2,0	0,004	1,918	1	0	4,4
BS_32	74,6349	63,5424	8,01	16,45	2,05	77,0	15,5	2,5	2,1	0,011	1,840	1	1	6,5

Продолжение таблицы 2.5

ID	Координаты центроида котловины, град.		S_DEM _km	P_DEM _km	P/S _DEM	Высота, м		Угол наклона, град.		Кривизна, рад.		TwinRazd	MicroRel	Высота валов (ЮЗ граница), м
	Долгота	Широта				Средняя	Диапазон	MEAN	STD	MEAN	STD			
BS_33	73,7515	64,7730	3,53	13,53	3,83	41,0	22,9	3,6	2,7	0,006	1,700	0	1	8,1
BS_35	76,2159	66,8100	1,22	7,52	6,15	24,9	8,1	1,2	1,3	-0,001	0,726	0	0	2,8
BS_36	76,7169	66,8011	1,15	7,67	6,65	20,0	14,1	1,1	0,7	0,006	1,053	0	0	1,8
BS_37	76,7571	66,8030	1,03	7,79	7,53	19,2	11,6	1,0	0,7	0,008	1,133	0	0	1,1
BS_38	76,8149	64,2941	4,87	21,67	4,45	33,4	14,7	2,7	2,6	0,041	1,839	1	1	5,8
BS_39	76,1936	63,7892	3,17	12,94	4,08	58,0	15,0	2,9	2,7	0,014	1,888	1	0	7,8
BS_40	76,7174	63,6478	3,01	8,97	2,97	60,1	11,8	2,9	2,1	0,016	2,147	1	0	5,6
BS_41	75,2499	63,5895	5,64	13,16	2,33	67,9	16,7	2,9	2,2	0,019	2,332	0	0	7,0
BS_42	74,9694	63,5620	1,20	12,27	10,25	68,6	7,9	2,6	1,8	-0,024	1,422	1	0	3,9
BS_43	78,4361	66,5206	5,31	14,26	2,69	16,6	21,9	1,5	1,3	0,011	1,166	0	0	6,6
BS_44	78,3859	66,3166	4,37	12,59	2,88	15,0	12,2	1,4	1,5	0,011	1,118	1	0	4,6
BS_45	78,0071	64,8009	3,18	7,24	2,28	19,3	11,6	2,4	2,2	0,012	2,480	0	0	5,2
BS_46	78,0822	64,6967	2,47	9,16	3,70	22,1	15,3	2,7	2,7	0,031	2,490	1	0	6,6
BS_47	78,1309	63,7754	2,07	6,42	3,10	41,9	14,6	3,3	2,9	0,022	2,797	0	0	5,7
BS_48	77,5064	63,4878	1,07	4,62	4,30	58,7	5,4	1,1	0,8	0,001	1,504	0	0	0,7
BS_49	77,4460	66,9383	2,28	22,56	9,90	4,9	6,9	1,4	1,3	0,019	0,967	0	0	2,7
Среднее			**4,50**		**3,91**	**44,94**	**15,39**	**2,29**		**0,01**				**5,61**

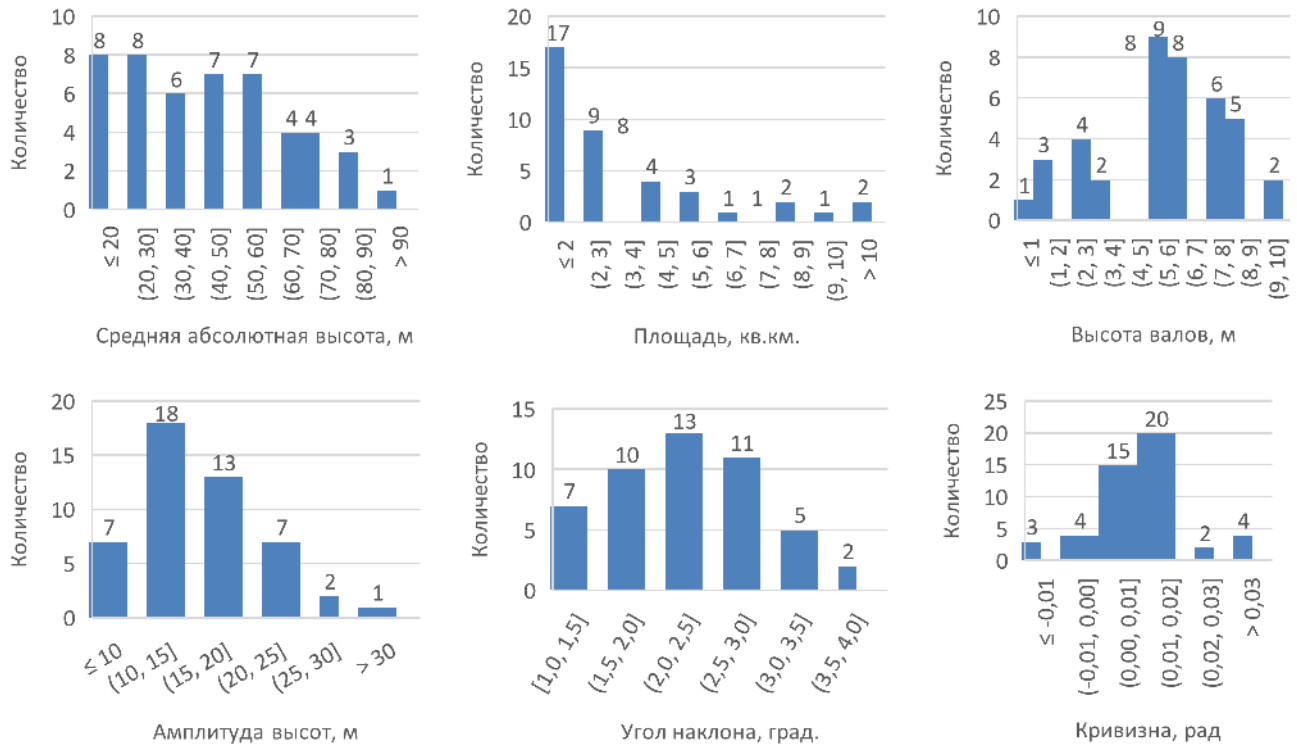


Рисунок 2.23 – Статистическое распределение морфометрических параметров котловин

Признаки слияния отмечены для 18 изученных объектов (38% от общего количества), наиболее типичные примеры показаны на рисунке 2.24. Процессы слияния меняют и усложняют плановую конфигурацию итоговых форм. Это отражается, в частности, на величине отношения периметра котловины к периметру круга аналогичной площади. Для большинства объектов (71%) характерно соотношение от 1 до 2 (среднее значение – 1,82, медиана – 1,7), что показывает относительно изометричные очертания, однако для отдельных раздувов, которые образованы в т.ч. путем слияния соседних котловин, соотношение может достигать 3-4.

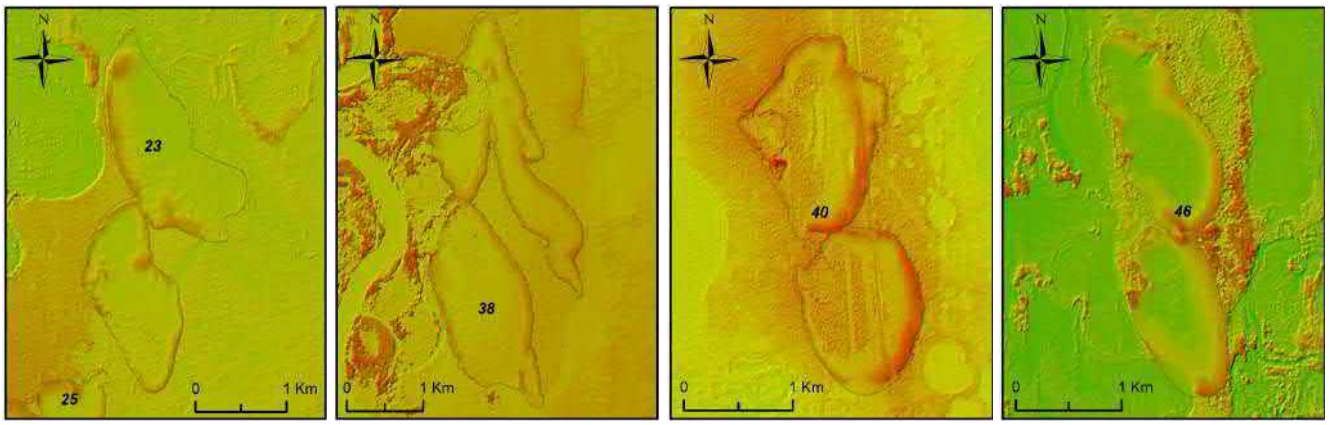


Рисунок 2.24 – Примеры сдвоенных котловин № 23, 38 40, 46 (ЦМР – ArcticDEM©Maxar/PGC)

Детальность исходной ЦМР позволяет определить также основные параметры микрорельефа в пределах каждой рассматриваемой котловины выдувания – высоту аккумулятивных валов по периферии и наличие поперечных дюн на поверхности. Измерения валов в рамках исследования производились с юго-западной стороны, где, как правило, наблюдается их максимальная высота. Для каждой котловины выдувания через равное расстояние выполнялось в среднем по 7-8 измерений, которые потом усреднялись. По итогам

352 измерений *средняя максимальная* высота периферических валов по всем раздувам составила 5,61 м. Распределение высот валов (рисунок 2.28) близко к нормальному, предельные значения достигают 8-10 м (выявлены для 8 раздувов).

На поверхности 18 котловин выдувания (38% от общего числа) на ЦМР выделяются поперечные дюны. При этом, только в пределах 3 котловин дюны занимают большую часть площади и еще в пределах одной наиболее крупной котловине дюны занимают всю площадь одной из обособленных частей. Для каждой дюны в пределах выделенных четырех котловин проведены измерения высоты от подножья до гребня, а также расстояние между соседними гребнями дюн. По итогам 45 измерений средняя высота дюн составила 1,73 м, среднее расстояние между дюнами – 118 м (высотные профили по каждой котловине показаны на рисунке 2.30, статистическое распределение значений – на рисунке 2.31)

2.4.2 Микрорельеф котловин выдувания

Для определения детальных параметров микрорельфа отдельных котловин выдувания в 2020-2023 гг. выполнена съемка с БПЛА 29 объектов, расположенных на различных геоморфологических уровнях в бассейнах рр. Надым (включая притоки – Левая Хетта, Пыръяха), Пур, Пякупур, Айваседапур, Полуй, Казым, а также на южном побережье Обской губы (в районе устья р.Ныда) (рисунок 2.32). Съемка осуществлялась с БПЛА DJI Phantom 4 Pro и DJI Mavic Pro на высотах от 100 до 350 м. Для планирования съемки использовалось ПО DJI Pilot.

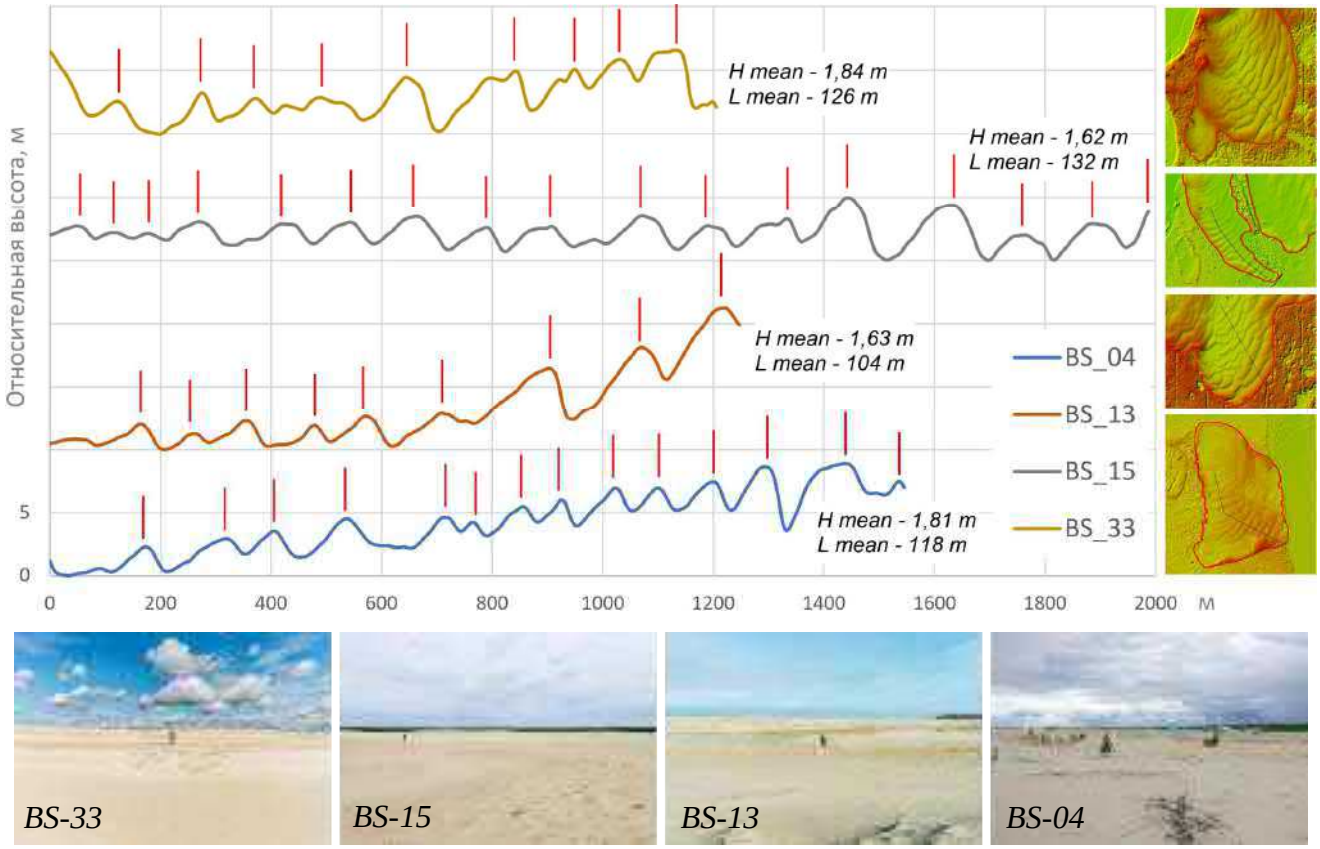


Рисунок 2.25 – Относительные высоты дюн в пределах котловин выдувания (фото О.С. Сизова, 2017, 2021)

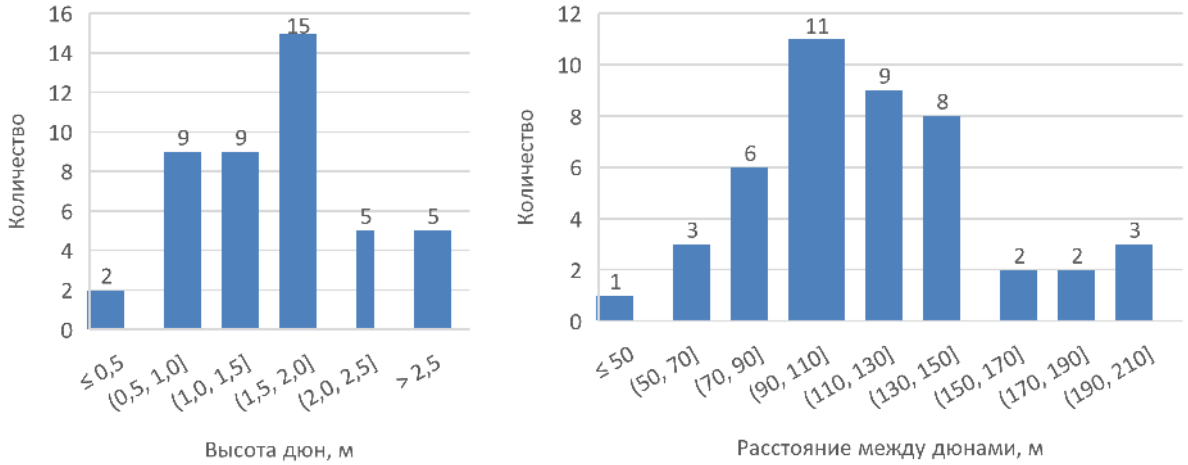


Рисунок 2.26 – Статистическое распределение высот поперечных дюн в пределах котловин выдувания и расстояния между ними

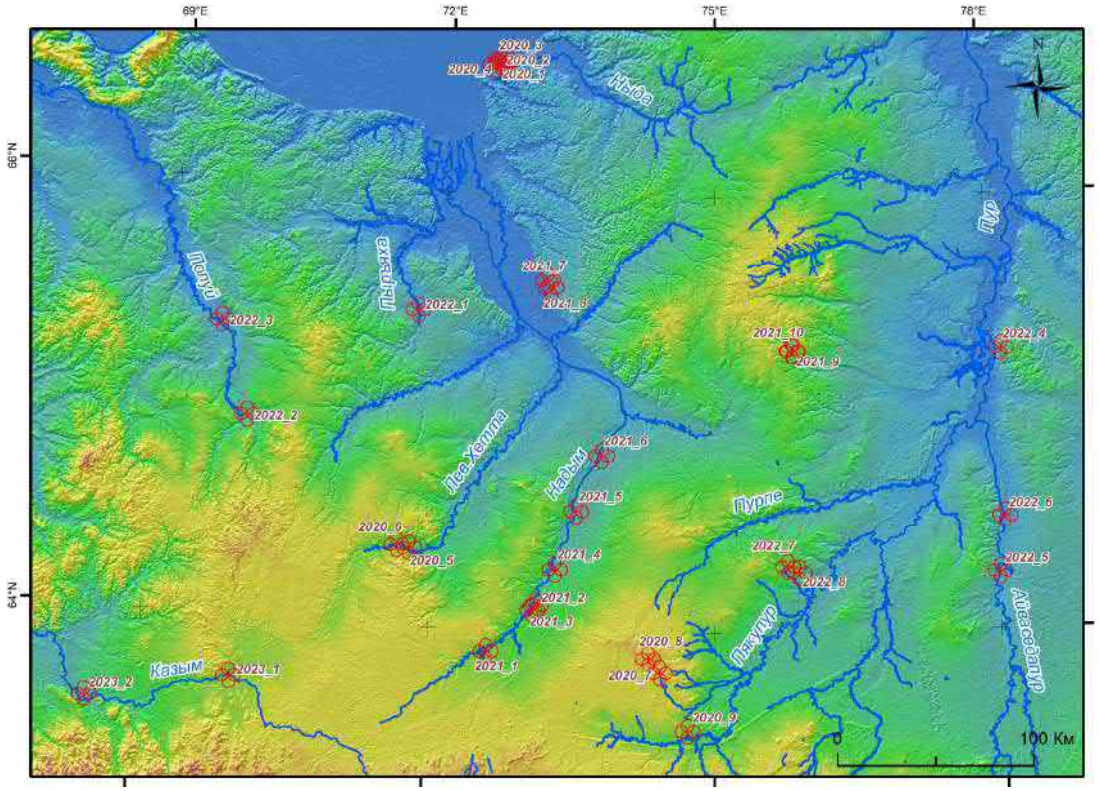


Рисунок 2.27 – Обзорная карта участков съемки песчаных раздувов с БПЛА

Обработка данных проводилась в ПО Agisoft MetaShape и включала последовательное выполнение следующих операций: выравнивание фотографий, получение плотного облака точек, классификацию облака точек (фильтрацию растительности и выделение класса точек высот земной поверхности), построение ЦМР, создание тонально сбалансированного ортофотоплана. На каждый изучаемый объект получено от 65 до 743 фотографий преимущественно в формате **.dng* (с расширенным динамическим диапазоном 16 бит), максимальное пространственное разрешение итоговых ЦМР составило 5,12 см, минимальное – 18,8 см (итоговых ортофотопланов – 2,56 и 9,8 см соответственно) (таблица 2.6). Погрешность определения плановых координат в плане не превышает 1,5 м, по высоте – 0,5 м. Для визуализации рельефа и оценки отдельных морфометрических параметров использовались возможности ПО ArcGIS.

Таблица 2.6 – Основные характеристики полученных материалов съемки с БПЛА

ID	Название	Описание	X	Y	H	Дата съемки	БПЛА	Тип файла	Кол-во фото	Орто	ЦМР
2020_0	Пангоды	Верховья р.Прав. Хетта, район пос.Пангоды	74,59173	65,9433	63,25	18.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	*JPG*	239	2,56	5,12
2020_1	Ныда 1	Побережье Обской губы, западнее устья р.Ныда	72,54432	66,59811	15,47	25.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	115	9,8	18,6
2020_2	Ныда 2	Побережье Обской губы, западнее устья р.Ныда	72,57119	66,60178	31,01	26.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	185	7,99	16
2020_3	Ныда 3	Побережье Обской губы, западнее устья р.Ныда	72,61024	66,60545	12,55	26.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	124	8,48	17
2020_4	Ныда 4	Побережье Обской губы, западнее устья р.Ныда	72,47857	66,5878	11,79	26.08.2020	DJI Mavic	*JPG*	248	5,28	10,6
2020_5	Лев.Хетта	Среднее течение р.Лев.Хетта	71,76901	64,35978	79,39	28.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	231	9,4	18,8
2020_6	Лев.Хетта трубопровод	Среднее течение р.Лев.Хетта, район оз.Вэрыкорт	71,63505	64,37049	87,96	28.08.2020	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	65	9,14	18,3
2020_7	Муравленко дачи	Верхнее течение р.Пякупур, район г.Муравленко, холм	74,42964	63,81683	133,71	25.09.2020	DJI Phantom 4 Pro	DNG	209	5,54	11,1
2020_8	Муравленко раздув	Верхнее течение р.Пякупур, район г.Муравленко, водораздел	74,30957	63,88107	135,39	26.09.2020	DJI Phantom 4 Pro	DNG	224	6,48	13
2020_9	Сутормнское	Верхнее течение р.Пякупур, Сутормнское месторождение	74,72501	63,5497	86,86	27.09.2020	DJI Phantom 4 Pro	DNG	340	5,21	10,4
2021_1	Надым 1	Верхнее течение р.Надым, район устья р.Татляхаяха	72,61784	63,90046	91,33	07.06.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	258	3,97	7,95
2021_2	Надым 2 Парный 1	Верхнее течение р.Надым, выше устья р.Сютыпойяха, южнее, группа 5	73,0933	64,09407	78,85	09.06.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	407	5,23	10,5
2021_3	Надым 3 Парный 2	Верхнее течение р.Надым, выше устья р.Сютыпойяха, севернее, группа 5	73,12728	64,11535	77,91	09.06.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	409	5,22	10,4
2021_4	Надым 4 Большой	Верхнее течение р.Надым, ниже устья р.Сютыпойяха, группа 4	73,3144	64,28218	74,17	10.06.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	743	5,39	10,8
2021_5	Надым 5 Прибрежный	Среднее течение р.Надым, ниже устья р.Пайсятта, группа 3	73,52868	64,55385	55,73	10.06.2021	DJI Phantom 4 Pro	DNG	274	5,42	10,8
2021_6	Надым 6 Мега	Среднее течение р.Надым, выше устья р.Вэнаяха, группа 2	73,78628	64,81056	51,48	11.06.2021	DJI Phantom 4 Pro	DNG	622	5,33	10,7

Продолжение таблицы 2.6

ID	Название	Описание	X	Y	H	Дата съемки	БПЛА	Тип файла	Кол-во фото	Орто	ЦМР
2021_7	Старый Надым 1	Район пос.Старый Надым, правый берег р.Надым	73,1588	65,60724	37,71	16.08.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	196	5,41	10,8
2021_8	Старый Надым 2	Район пос.Старый Надым, вблизи нового карьера	73,19519	65,57225	40,88	19.08.2021	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	293	4,01	8,03
2021_9	Ямсовей 1	Район Ямсовейского месторождения, левый берег р.Сев.Тыдэотта	75,8565	65,29025	77,16	25.09.2021	DJI Phantom 4 Pro	DNG	281	4,65	9,3
2021_10	Ямсовей 2	Район Ямсовейского месторождения, левый берег р.Сев.Тыдэотта	75,82423	65,30149	80,33	25.09.2021	DJI Phantom 4 Pro	DNG	154	4,36	8,72
2022_1	Пырьяха	Среднее течение р.Пырьяха	71,73797	65,45127	49,88	26.05.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	148	2,69	5,39
2022_2	Хулымеган	Район впадения р.Хулымеган в р.Сухой Полуй	69,95038	64,92414	60,45	29.05.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	136	5,53	11,1
2022_3	Полуй	Район слияния рр.Сухой Полуй и Глубокий Полуй, грива	69,59676	65,34739	41,35	02.06.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	121	3,87	7,75
2022_4	Пур	Среднее теченеи р.Пур, 45 км ниже пос.Тарко-Сале	78,13215	65,28173	64,51	19.09.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	217	4,02	8,04
2022_5	Айваседа 1 верх	Среднее течение р.Айваседапур, район устья р.Харампур	78,01847	64,25972	42,06	20.09.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	188	3,86	7,71
2022_6	Айваседа 2 низ	Среднее течение р.Айваседапур	78,09493	64,51647	37,92	20.09.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	310	4,63	9,27
2022_7	Барсуки север	Район Барсуковского месторождения, к северу от автодороги	75,7778	64,30262	77,35	24.09.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	*JPG*	326	4,18	8,36
2022_8	Барсуки юг	Район Барсуковского месторождения, к югу от автодороги	75,89694	64,27399	71,08	24.09.2022	DJI Phantom 4 Pro V2	*JPG*	174	4,54	9,09
2023_1	Казым 1 верх	Верхнее течение р.Казым, выше устья р.Курьех	69,96585	63,72439	89,67	31.05.2023	DJI Phantom 4 Pro V2	*JPG*	201	5,52	11
2023_2	Казым 2 низ	Среднее течение р.Казым, район пос.Помут	68,5029	63,57929	61,45	02.06.2023	DJI Phantom 4 Pro V2	DNG	150	4,09	8,18

Полученные характеристики результатов обработки данных с БПЛА по степени детальности в среднем на порядок превосходят характеристики существующих материалов ДЗЗ из космоса (WorldView-3, Pleiades Neo и т.п.). При этом использование БПЛА в большинстве случаев существенно проще в техническом и организационном плане по сравнению с традиционной аэрофотосъемкой с пилотируемых носителей. Следствием указанных преимуществ является активное использование в настоящее время данных с БПЛА при решении задач геоморфологического картографировании, в т.ч. при анализе эоловых форм рельефа [Hugenholtz et al., 2012; Bryant, Baddock, 2022; Zheng et al., 2022].

Ключевые особенности микрорельефа изученных котловин выдувания показаны в таблице 2.7, а результаты обработки материалов съемки с БПЛА – в Приложении Б. В целом можно отметить, что почти на всех изученных участках (за исключением инициальных раздувов К_2022_1 и К_2022_9) присутствуют закрепленные растительностью формы эолового рельефа, которые по размерам и площади могут значительно превосходить активные в настоящее время формы песчаного рельефа. Это является важным подтверждением существования более засушливых периодов с активизацией ветровой деятельностью на рассматриваемой территории как минимум в конце позднего неоплейстоцена после прохождения максимума похолодания.

Стабилизирующая роль растительности приводит к тому, что даже в пределах активных раздувов образуются разнообразные эолово-фитогенные формы, типология которых рассмотрена в разделе 4.3. Растительность и уровень грунтовых вод также играют ключевую роль при формировании параболических дюн (рисунок 2.28)

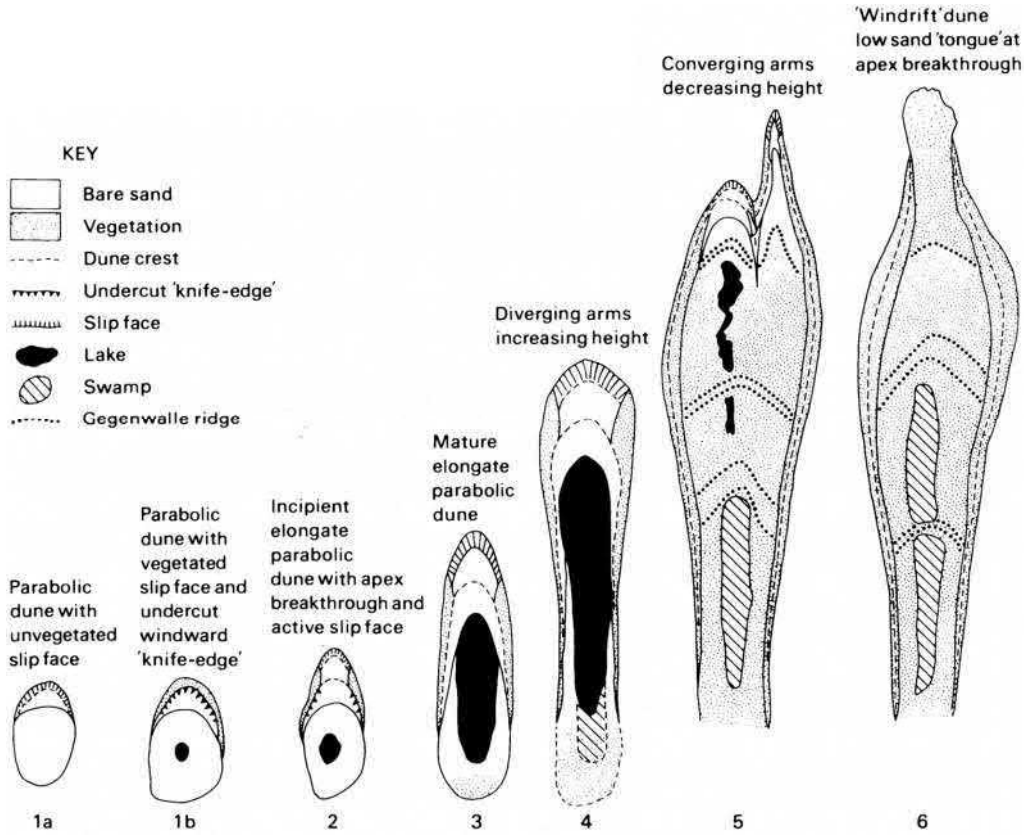
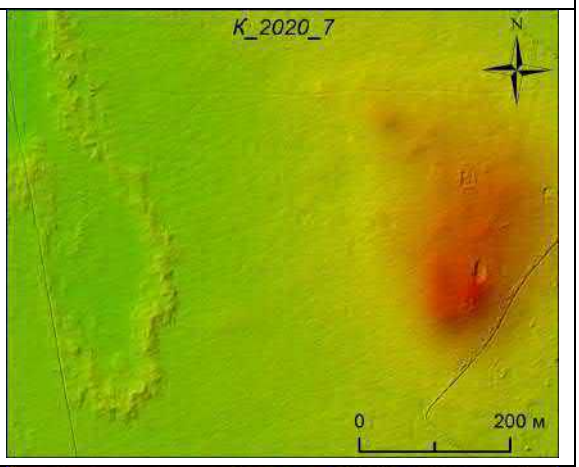
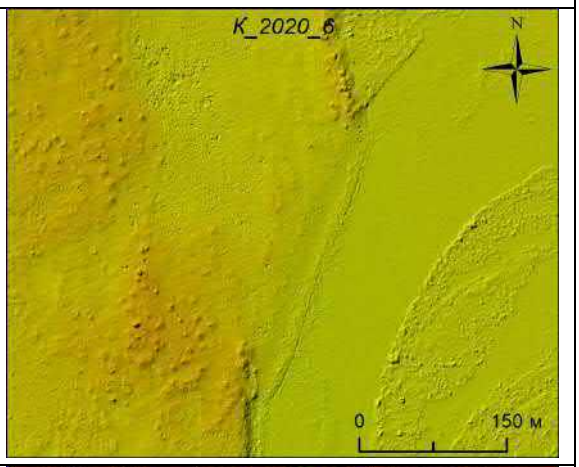
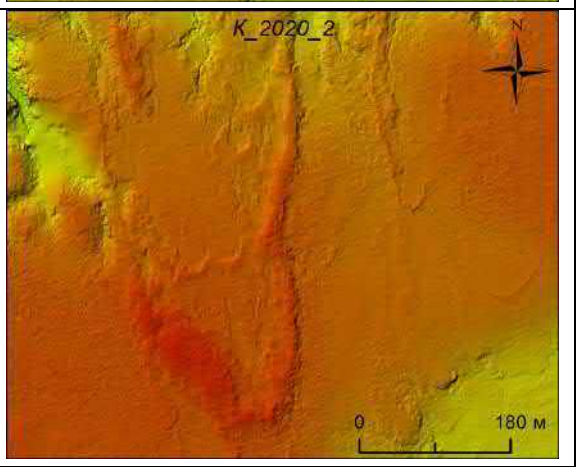
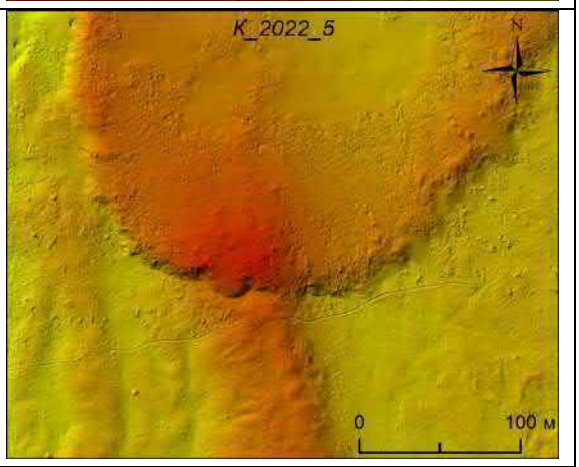
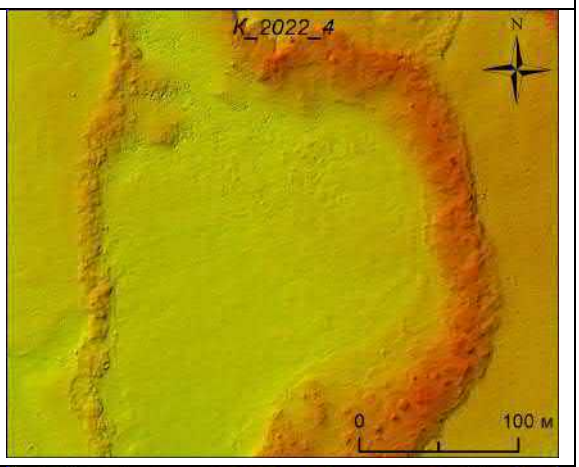
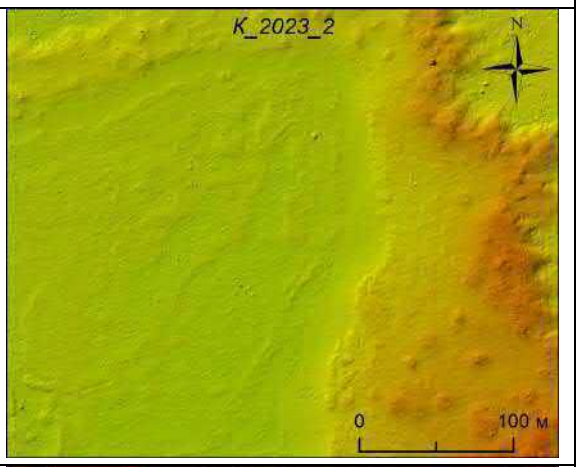
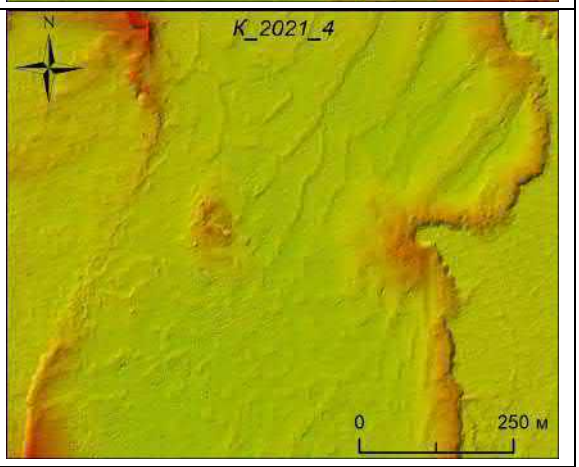
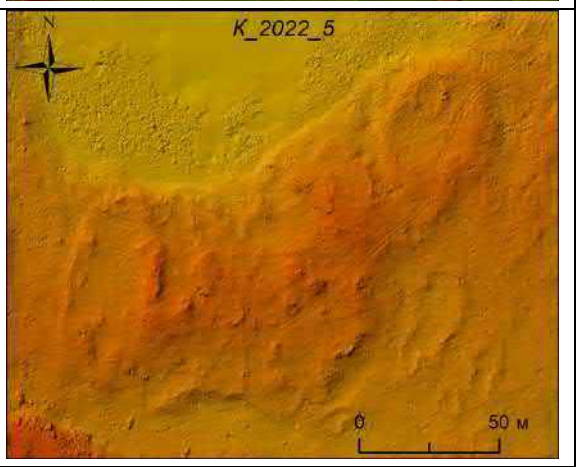


Рисунок 2.28 – Основные стадии развития параболической дюны [Pye, 1982]

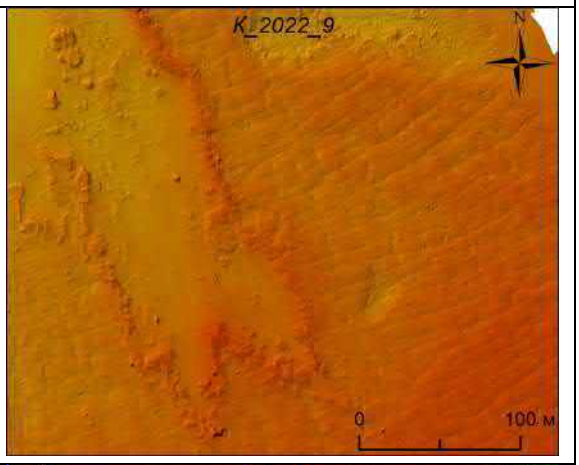
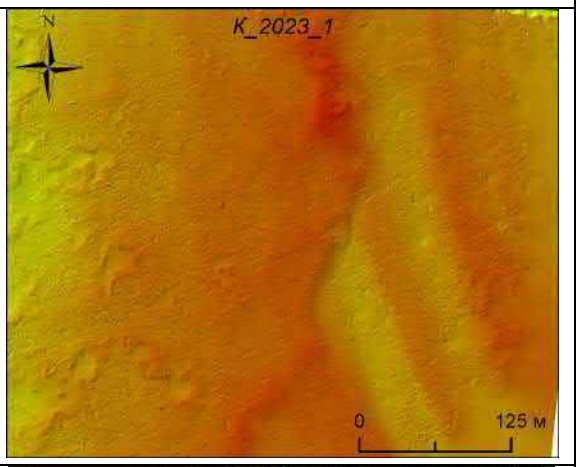
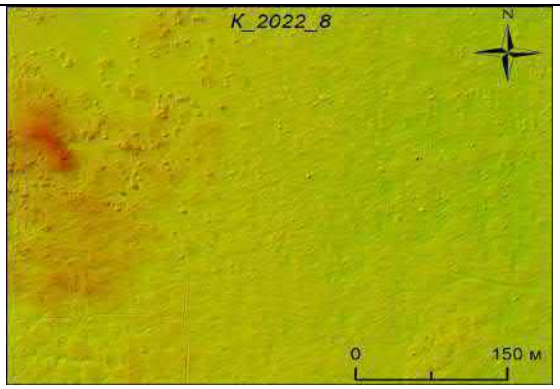
Таблица 2.7 – Особенности микрорельефа котловин выдувания по результатам съемки с БПЛА

N	Описание	Пример
1	На водораздельном уровне раздувы нередко локализуются на западных и северо-западных склонах отдельных ассиметричных холмов (на склонах могут быть выраженных уступов), которые доминируют над окружающей территорией, имея относительно превышение до 20-30 м. Очевидно, что склоны в этом случае оказываются более подвержены ветровому воздействию	
2	При отсутствии явного препятствия на направлении основного передвижения песка не наблюдается заметного расширения зоны выноса и аккумуляции эолового материала – так, например, старица р.Лев.Хетта к юго-востоку от активного раздува перекрыта не более чем на треть, не смотря на благоприятное расположение для деятельности активных северо-западных ветров	
3	Раздувы на морском побережье имеют более развитые формы (согласно классификации Руе, 1982), что обусловлено не длительностью их формирования (что показывают результаты радиоуглеродного датирования – см. раздел 3.7), а более интенсивной деятельностью сезонных ветров в весенне-летний период схода ледового покрова в Обской губе	
4	Набольшей высоты периферические дюны достигают на тех участках, где происходит погребение положительных элементов более древнего эолового рельефа – аккумулятивных валов заросших и частично разрушенных водной эрозией песчаных котловин. Участки наложения явно свидетельствуют о неоднократной активизации эоловой деятельности на рассматриваемой территории	

Продолжение таблицы 2.7

N	Описание	Пример
5	В случае бронирования днища котловины галечниковым материалом формируется слабонаклонная выровненная поверхность оголенных песков, вынос материала замедляется, однако и зарастания не происходит по причине низкого уровня грунтовых вод и грубого гранулометрического состава верхней части грунта	
6	В случае достижения днищем котловины уровня грунтовых вод здесь формируются условия для образования временных стоячих водоемов, что отражается в серии прибрежных одноуровневых уступов или валов. Накопление на дне водоемов илистого материала способствует дальнейшему зарастанию наиболее пониженной части котловины после осушения	
7	Частичное подтопление котловины приводит к замедлению дюнообразования и последующему нарушению формы и целостности поперечных дюн в субаквальной обстановке – один из примеров выявлен в среднем течении р.Надым, где хорошо заметны отличия микрорельефа в северной и южной частях изученной котловины выдувания	
8	Примечательной чертой является вторичное эоловое преобразование сформированного песчаного рельефа, в частности, на периферических валах встречаются вложенные котловины выдувания диаметром до 50-100 м, еще одним примером являются «антидюны» – смещение (своеобразное отставание) гребня поперечной дюны под действием ветров противоположного направления	

Продолжение таблицы 2.7

N	Описание	Пример
9	Распространенной особенностью является наличие следов морозобойного растрескивания на поверхности, которая в дальнейшем подвергалась дефляции (среднее расстояние между узлами сетки 10-15 м), остатки трещин вскрываются также в междюнных понижениях крупных котловин выдувания (в среднем течении р.Надым), что свидетельствует о более поздней активизации ветровой эрозии по отношению к криогенной	
10	Переход от субаквальной к субаэральной обстановкам фиксируется такими формами микрорельефа как прирусловые валы (котловина К_2023_1 в верховьях р. Казым) и уступы озерных террас (котловина К_2022_2 в среднем течении р. Сухой Полуй), которые оказываются частично погребены движущимися песками	
11	Развевание песков практически без формирования эолового микрорельефа выявлено для котловин в среднем течении р.Пякупур, что является исключением среди всех изученных объектов и связано, видимо, с кратковременным и относительно слабым эоловым воздействием	

2.4.3 Микрорельеф модельного эолового массива

Объектом исследований является массив эоловых песков, общей площадью 4,3 км^2, расположенный в районе впадения р.Хейгияха (Лонгъюган) в р.Надым, в 25 км к юго-западу от г.Надым (N65,356881° E72,966135°) (рисунок 2.28). Массив состоит из активной котловины выдувания, площадью 1,9 км^2, в восточной части, и частично закрепленых лишайниковым редколесьем менее крупных раздувов и отдельных эоловых микроформ в западной части. В пределах активной котловины в полной мере проявляются типичные для севера Западной Сибири естественные условия эолового рельефообразования.

Общая площадь участка подвижных песков составляет 193,7 га, периметр – 6450 м. Абсолютная высота массива фиксируется триангуляционным пунктом Песчаный – 23,6 м над у.м. Котловина имеет вытянутую форму по направлению север-юг. С северной, западной и

южной стороны котловину окаймляют аккумулятивные песчаные валы. С восточной стороны песчаные отложения перекрывают первую надпойменную террасу р. Надым.

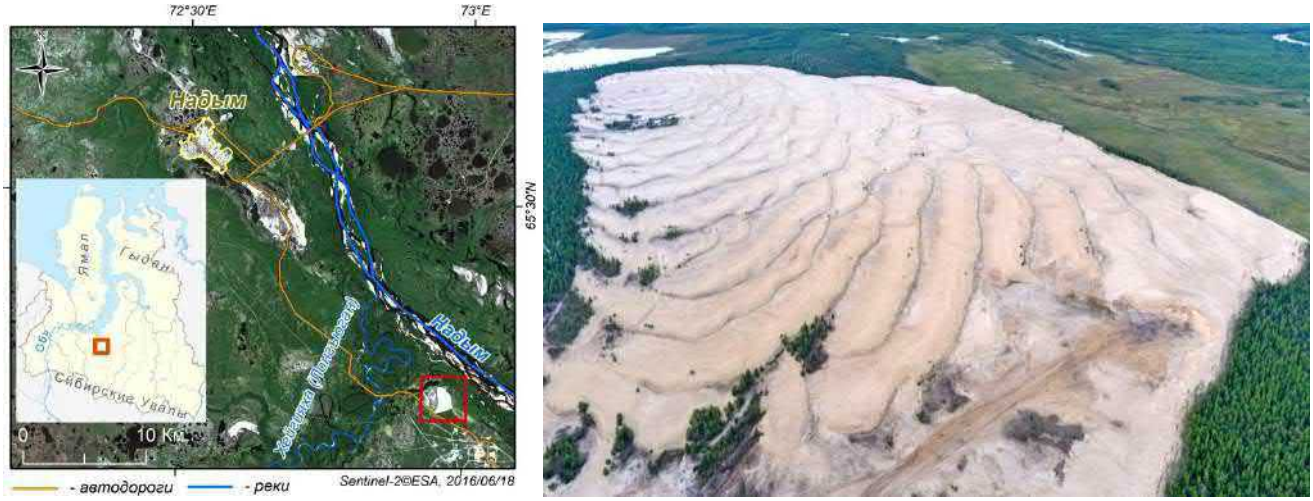


Рисунок 2.29 – Общий вид модельной котловины выдувания – типичного песчаного раздува (эолового массива) на второй надпойменной террасе р. Надым (фото О.С. Сизова, 2021)

На поверхности котловины сформировались протяженные дюны, которые движутся по поверхности, сложенной плотными покровными песками и аллювием. Характерной особенностью является полигональная сеть древних морозобойных трещин со следами мерзлотного пучения. Дюны, согласно их ориентировке, формируются под воздействием ветров различных направлений: северных, северо-западных ветров, южных и западных. По периферии котловины сформировались аккумулятивные песчаные валы, продвижение к западу, северу и югу которых сдерживается окружающим лесным массивом.

В качестве фактической основы исследования использовалась ЦМР, созданная на основе лидарных данных, которые обеспечивают максимальную точность дистанционных измерений к настоящему времени [Mahmoud et al., 2021]. Лидарная съемка производилась с БПЛА промышленного класса DJI Matrice 300 RTK с помощью лидара DJI Zenmuse L1, который объединяет модуль, высокоточный инерциальный измерительный модуль и камеру с 1-дюймовой матрицей на 3-осевом стабилизированном подвесе. Лидар производит измерения путем испускания лазерных импульсов и регистрации их отражений от поверхности земли и прочих объектов. Сенсор лидара способен фиксировать лучи даже после 2-3-х отражений от зондируемых объектов, благодаря чему возникает возможность фиксировать данные о высоте земной поверхности под растительным покровом.

Съемка проводилась на высотах от 100 до 150 м при различных погодных условиях, в т.ч. со значительной скоростью ветра. Планирование и проведение съемки осуществлялось в ПО DJI Pilot. Для повышения точности геопривязки получаемых материалов в процессе использовалась базовая GNSS станция DJI RTK Station 2. Обработка данных осуществлялась в ПО DJI Terra и Agisoft MetaShape. Процедура обработки включала последовательное выполнение следующих операций: формирование единого облака из различных маршрутов, фильтрацию и классификацию облака точек, построение детализированной ЦМР с итоговым пространственным разрешением 6 см (рисунок 2.34).

Связка БПЛА Matrice 300 RTK, лидара Zenmuse L1, базовой станции DJI RTK Station 2 и ПО DJI Terra формирует единое интегрированное решение, которое позволяет получать высокоточные 3D-данные (погрешность не более 3-5 см в плане и 5-10 см по высоте) и осуществлять контроль результатов в режиме реального времени.

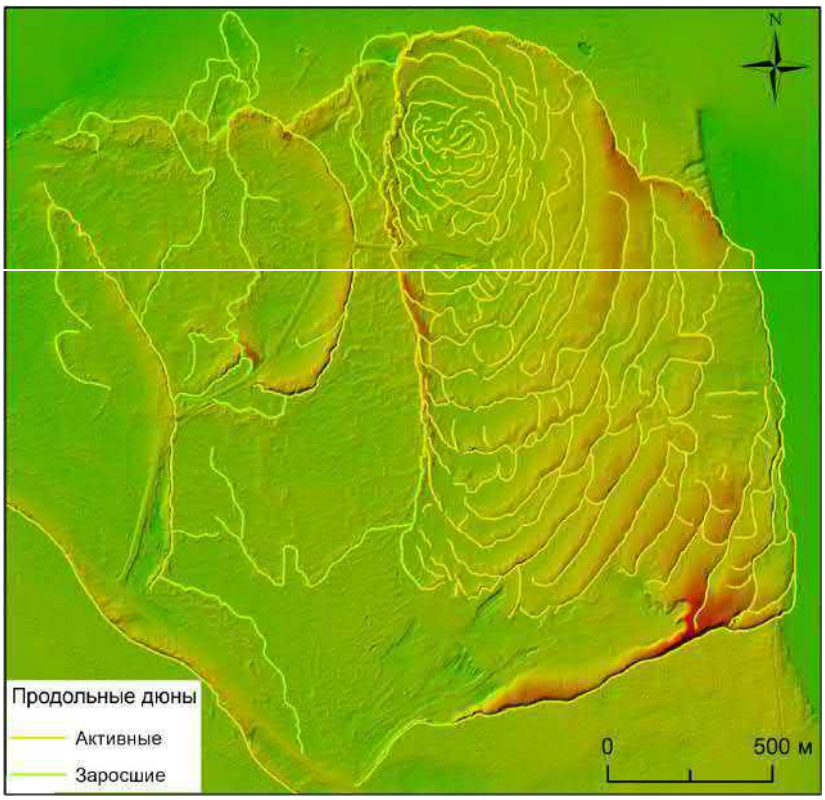


Рисунок 2.31 – Микрорельеф модельного эолового массива (ЦМР с разрешением 6 см построена на основе лидарной съемки, выполненной в 2022 г.)

Для оценки высоты аккумулятивных валов по периферии активной котловины выдувания выполнено 103 измерения с различных сторон света. Результаты показали, что в северной части котловины высота валов в среднем составляет 5,9 м, в северо-восточной – 6,9 м, в восточной – 4,5 м, в южной – 7,7 м (максимум – до 10 м), в западной – 6,2 м (общее распределение значений показано на рисунке 2.31). Максимальные значения фиксируются в восточном секторе южного вала – до 10 м. Средние значения углов наклона внешней стороны валов колеблются в пределах 26-31 град.

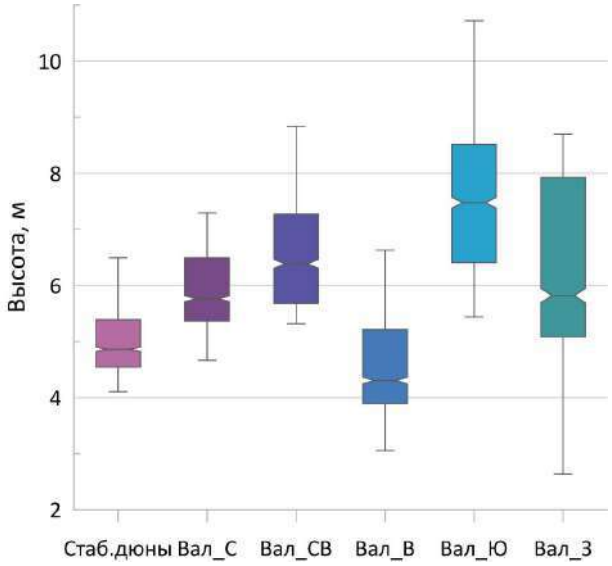


Рисунок 2.31 – Высота аккумулятивных валов по периферии котловины выдувания в пределах модельного эолового массива

Средняя высота периферических валов стабилизированных котловин по итогам 76 измерений составила 5,5 м, максимальная – 10 м (рисунок 2.31). Заросшие сосново-лишайниковым редколесьем котловины маркируют прошлые периоды расширения площади оголенных перевеваемых песков рассматриваемого массива.

Отличительной особенностью рассматриваемой котловины является распространение по всей поверхности поперечных дюн различной высоты, протяженности и направления движения. Здесь стоит отметить, что около 11% площади котловины подвержено антропогенному воздействию – в южной части находится действующий песчаный карьер (здесь наблюдается повышенная интенсивность эолового переноса), в северно-западной находится площадка водозабора, препятствующая доминирующим северо-западным ветрам, в восточной расположены остатки промышленной площадки с выровненной поверхностью. Указанные участки с нарушенным эоловым микрорельефом исключены из дальнейшего анализа. В остальном, поперечные дюны в пределах активной котловины развивается вполне естественным образом.

В процессе дешифрирования были оцифрованы все активные дюны в пределах модельного раздува. Для оценки параметров микрорельефа дюн выполнено 656 измерений их высоты, углов наклона подветренных склонов, и расстояния между бровками. Измерения выполнялись равномерно в пределах всех котловины через каждые 30-50 м.

Результаты измерений показали, что средняя высота поперечных дюн составляет 2,2 м (гистограмма и роза-диаграмма высот дюн показаны на рисунке 2.32). В центральной части раздува высота дюн довольно однородна и колеблется в пределах от 2,5 до 3,5 м. Судя по простиранию, они формируются под влиянием северо-западных ветров. К юго-востоку амплитуда дюн увеличивается до 6,5 м из-за уклона поверхности в сторону поймы. В северной части под влиянием юго-западных ветров формируются небольшие дюны высотой до 1,5-2 м. Ветры северо-восточных направлений формируют в западной части раздува локальный участок песчаных гребней высотой до 6 м с крутыми склонами. Кроме того, северо-восточный перенос приводит к образованию в междюнных понижениях небольших, но хорошо выраженных барханов высотой до 0,5-1 м.

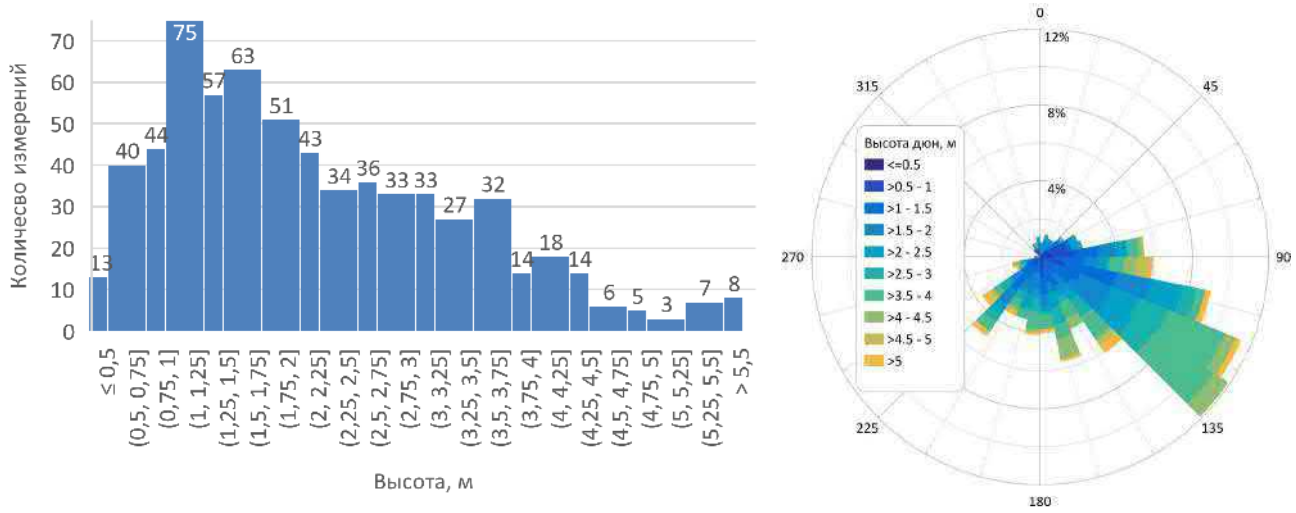


Рисунок 2.32 – Гистограмма и роза-диаграмма высот активных поперечных дюн в пределах наиболее крупной котловины выдувания модельного эолового массива

Общая протяженность активных поперечных дюн в пределах раздува составляет 26,8 км, при этом длина отдельных песчаных гряд достигает 1000-1300 м. Среднее расстояние между

дюнами составляет 63,4 м. Наиболее отчетливо ритмичность выражена в центральной части, расстояние между вершинами дюн здесь колеблется в пределах от 70 до 115 м, в северной части показатели уменьшается до 65-70 м. В северо-западной части котловины расположен участок веерообразного расхождения дюн («комплексная дюна» по Б.А. Федоровичу [1983]), что свидетельствует об отсутствии на данном участке единого рельефообразующего ветра (гистограмма и роза-диаграмма расстояний между дюнами показано на рисунке 2.33).

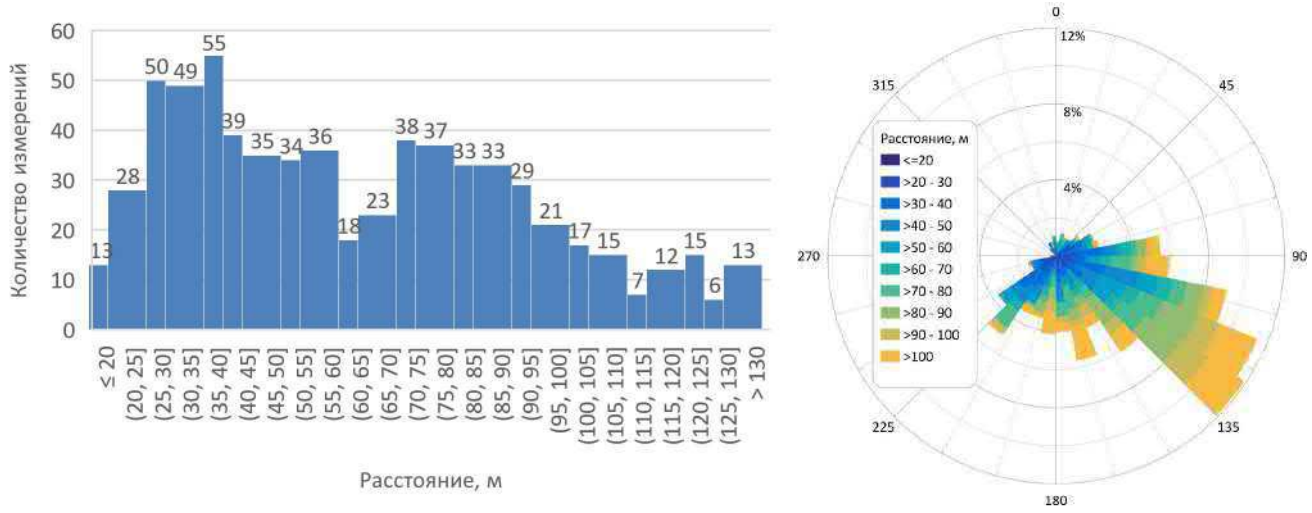


Рисунок 2.33 – Гистограмма и роза-диаграмма расстояний между активными поперечными дюнами в пределах наиболее крупной котловины выдувания модельного эолового массива

Среднее максимальное значение углов наклона подветренного склона дюн составляет 30° (медиана 26,1°). При этом на гистограмме распределения значений (рисунок 2.34) явно выделяются два пика в диапазонах 20-21° и 41-42°, что объективно отражает морфологические различия дюн в северной и центральной части раздува.



Рисунок 2.34 – Гистограмма углов наклона подветренного склона активных поперечных дюн в пределах наиболее крупной котловины выдувания модельного эолового массива

В междюнных понижениях нередко вскрываются участки морозобойного растрескивания, которые суммарно занимают около 4% от общей площади котловины. Расстояния между трещинами составляют в среднем от 10 до 15 м. Трещины, по всей видимости, образовались до начала формирования котловины и в настоящее время демонстрируют устойчивость перед ветровым воздействием, выступая, фактически, плоскостью скольжения для поперечных дюн. Об этом свидетельствует, в частности,

морозобойная сеть с аналогичной плотностью трещин, развитая на поверхности второй надпойменной террасы р.Надым к югу от рассматриваемого эолового массива (по причине густой лесной растительности морозобойная сеть была впервые выявлена по итогам лидарной съемки в рамках данного исследования) (рисунок 2.35).

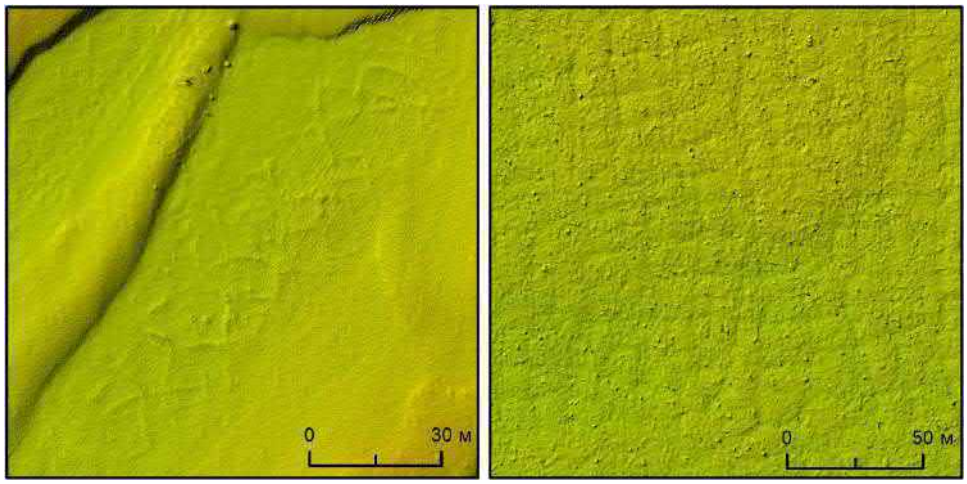


Рисунок 2.35 – Участки морозобойного растрескивания в пределах (слева) и за пределами (справа) котловины выдувания (фрагмент ЦМР с разрешением 6 см, построенной на основе лидарной съемки, выполненной в 2022 г.)

Полученные результаты сопоставимы с измерениями микрорельефа дюн Кысыл-Сыртского тукулана (бассейн р. Вилюй, Центральная Якутия) [Лыткин и др., 2023] (рисунок 2.36). Средняя высота поперечных (чешуевидных параболических и асимметричных полисинтетических) дюн во внутренней части тукулана составляет 4-6 м (максимальная – до 20 м). Средняя длина дюн варьирует от 100 до 150 м (в отдельных случаях – более 250 м). Углы наклона подветренных склонов близки к углам естественного откоса (25-30°). Наветренные склоны дюн, полностью лишенные растительного покрова, пологие (2-4°).

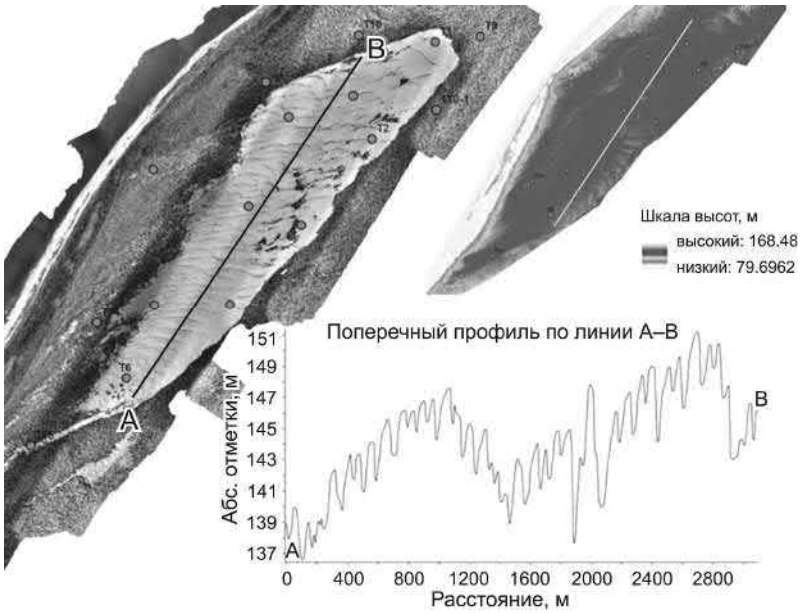


Рисунок 2.36 – Ортофотоплан и цифровая модель рельефа современного дюнного массива Саамыс-Кумага на бестяхской террасе р. Лены [Лыткин и др., 2023]

2.5 Оценка динамики эолового рельефа на севере Западной Сибири

2.5.1 Оценка изменения площади

Для оценки динамики выбрано 15 крупных котловин выдувания в бассейнах рр. Надым и Пур. Рассматриваемые котловины расположены на поверхности речных террас (участки максимальной концентрации подвижных песков), а также на водораздельных пространствах (рисунок 2.37). Таким образом, выбранные объекты отражают особенности эолового рельефообразования на различных высотных уровнях. Важным критерием выбора конкретных котловин являлась выраженность границ и отсутствие следов антропогенной деятельности.

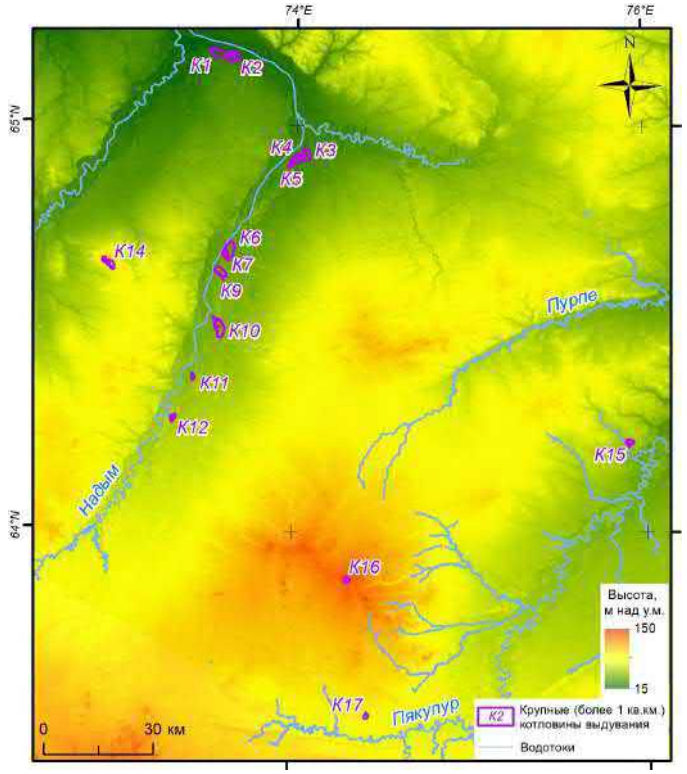


Рисунок 2.37 – Расположение котловин выдувания, выбранных для оценки изменений площади

Для картографирования границ использовались архивные высокодетальные космические снимки миссии Corona-2/4A/4B [Ruffner, 2005] с линейным разрешением 2 м и актуальные данные WorldView-2/3 и GeoEye-1 с проекцией пикселя 1 м (таблица 2.8). Для совмещения снимков использовались характерные устойчивые природные объекты гидрографии и растительности. При трансформации снимков применялся полином второй степени. Векторизация границ проводилась путем сегментации с помощью инструмента *Large-Scale MeanShift* (LSMS) в открытом ПО OrfeoToolbox 7.0.0, редактирование и оформление результатов – в ПО ArcGIS 10.4. В отдельных случаях проводилась ручная отрисовка границ по причине природных особенностей котловин – нередко пограничный аккумулятивный вал покрыт лесом, что при автоматической сегментации приводит к смещению реальной границы. Полученные границы имеют точность, сопоставимую с масштабом 1:10000 или лучше. В контур котловины включены участки оголенных песков, лишенные постоянной древесной растительности, включая участи, испытывающие периодические обводнения и переувлажнения, видимые на изображении. Результаты векторизации показаны в Приложении В.

Результаты дешифрирования показали, что для 12 котловин в целом наблюдается отрицательная динамика, а для 3 котловин – положительная (таблица 2.9).

Таблица 2.8 – Исходные дистанционные данные для проведения оценки

ID	Архивный снимок			Актуальный снимок			Период наблюдения, лет
	Миссия/спутник	ID сцены	Дата съемки	Спутник	ID сцены	Дата съемки	
K01	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA038	21.08.1968	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	47
K02	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA038	21.08.1968	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	47
K03	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA040	21.08.1968	WorldView-3	104001003EC91800	27.06.2018	50
K04	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA040	21.08.1968	WorldView-3	104001003EC91800	27.06.2018	50
K05	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA040	21.08.1968	WorldView-3	104001003EC91800	27.06.2018	50
K06	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA041	21.08.1968	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	47
K07	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA041	21.08.1968	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	47
K09	CORONA/KH-4A	DS1009-2054DA086	09.08.1964	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	51
K10	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA043	21.08.1968	WorldView-2	1030010043C4B100	26.06.2015	47
K11	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA043	21.08.1968	WorldView-3	104001000F230600	19.08.2015	47
K12	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA044	21.08.1968	WorldView-3	104001000F230600	19.08.2015	47
K14	CORONA/KH-4B	DS1104-2217DA041	21.08.1968	WorldView-2	103001007262EA00	12.10.2017	49
K15	CORONA/KH-2	DS009017032AV012	16.06.1961	WorldView-2	10300100A874F400	11.08.2020	59
K16	CORONA/KH-4A	DS1043-2134DA001	16.08.1967	WorldView-3	104001004E6EF600	15.07.2019	52
K17	CORONA/KH-2	DS009017032AV008	16.06.1961	GeoEye-1	1050010004BCCF00	09.06.2016	55

Таблица 2.9 – Результаты оценки

ID	Координаты		Абс. высота, м			Площадь, га		Разница, га	Динамика площади		Динамика границы					
	X	Y	Ср.	Мин.	Макс.	1961-1968	2015-2020		Умень-шение, га	Увели-чение, га	Общий ср. рост, м	СКО, м	Направ-ление, град	Кол-во изме-рений	Ср. рост в год, м	Ср. макс рост в год, м
K01	73,53252	65,17669	20,0	13,6	30,0	693,2	691,8	-1,4	16,0	14,6	17,2	9,3	182,4	154	0,37	0,85
K02	73,6206	65,16873	20,7	15,1	32,1	591,6	571,8	-19,8	30,7	10,9	19,2	11,9	138,0	101	0,41	1,85
K03	74,055	64,93001	28,1	24,2	35,2	550,0	540,2	-9,9	25,9	16,1	23,5	15,6	115,6	140	0,47	1,42
K04	74,00273	64,9224	27,1	23,1	35,5	330,2	323,4	-6,8	13,2	6,4	12,2	8,1	245,5	139	0,24	1,24
K05	73,97042	64,90899	29,6	25,5	37,5	162,9	143,4	-19,4	23,6	4,1	10,1	6,3	130,2	125	0,20	0,56
K06	73,62764	64,69645	37,0	33,2	44,2	697,5	709,4	12,0	3,8	15,8	21,5	13,5	92,9	171	0,46	1,40
K07	73,59973	64,68265	38,0	33,1	46,0	239,4	235,0	-4,4	8,9	4,5	11,6	7,9	225,4	128	0,25	1,03
K09	73,57476	64,63952	38,9	35,8	45,3	503,4	508,1	4,7	7,7	12,4	14,4	9,2	89,3	316	0,28	0,94
K10	73,57305	64,50326	43,9	38,4	53,1	889,1	871,4	-17,7	31,9	14,3	15,5	11,6	84,4	261	0,33	1,69
K11	73,4293	64,38034	48,8	43,3	55,6	113,4	114,5	1,1	1,9	3,0	12,9	8,8	139,1	127	0,27	1,52
K12	73,32928	64,28038	53,6	51,5	59,3	183,5	180,4	-3,1	7,2	4,1	11,2	9,0	164,1	170	0,24	0,93
K14	72,93292	64,6546	72,6	65,7	91,1	463,3	414,7	-48,6	53,2	4,6	8,7	5,1	135,5	222	0,18	0,58
K15	75,90684	64,22108	51,0	46,2	55,5	273,3	261,4	-11,9	15,1	3,2	11,8	8,0	238,5	110	0,20	0,79
K16	74,31535	63,88533	122,5	120,1	126,4	182,9	156,2	-26,7	26,7	0,0	3,2	1,8	295,6	13	0,06	0,13
K17	74,42912	63,54978	80,7	79,1	83,9	132,2	129,3	-2,9	6,5	3,7	20,7	16,0	47,8	104	0,38	1,39

Среднее сокращение площади по всем объектам составило 10,3 га (медианное значение – 6,8 га). Наибольший прирост (до 12 га) отмечается для котловин в среднем течении р. Надым, испытывающих в настоящее время активное ветровое воздействие. Наибольшее сокращение площади (до 48,6 га) выявлено для котловин, расположенных на водоразделе рр. Надым и Левая Хетта и рр. Надым и Пурпе (вблизи г. Муравленко) на абсолютных высотах более 90 м над у.м. Кроме того, значительное сокращение (на 19,8) испытала котловина, граничащая с поймой р. Надым (***К02***).

Вне зависимости от динамики площади котловин, на отдельных участках их границ отмечается продвижение периферического аккумулятивного вала на прилегающую территорию. Для оценки скорости смещения для каждой котловины проведены измерения расстояний между начальным и конечным положением периферических валов. В среднем на каждую котловину выполнено более чем по 150 измерений (от 13 до 316).

Средняя скорость смещения по всем котловинам, полученная по 2281 измерению, составила 0,29 м/год (медиана – 0,27 м/год). Максимальные значения (до 0,47 м/год) характерны для крупных котловин выдувания, расположенных на надпойменной террасе р. Надым. Медленнее всего движется граница котловины ***К16*** на водоразделе вблизи г. Муравленко (0,06 м/год). Среднее максимальное значение смещения почти в 4 раза выше среднего (1,09 м), достигая для отдельных котловин приблизительно 1,7-1,8 м. Это свидетельствует о том, что даже при общей тенденции к сокращению на отдельных участках периферические валы под действием ветра могут смещаться на расстояние до 2 м в год (характерным примером является котловина ***К02***).

Круговой усредненный азимут смещения составляет 155 град, что показывает преобладающее юг-юго-восточное направление движения периферических дюн, следовательно наибольшей активностью на рассматриваемой территории характеризуются северо-западные ветры.

Явной положительной связи скорости смещения периферических валов с площадью котловин или их широтным положением не прослеживается (коэффициент корреляции Пирсона 0,57 и 0,36 соответственно). Статистическая значимая связь расширения котловины с ее сокращением также отсутствует (коэффициент корреляции Пирсона 0,03; p-значение 0,91), т.е. одна и та же котловина может демонстрировать значительную динамику зарастания, активно расширяясь в противоположном направлении. Например, для котловины ***К10*** выявлено увеличение площади на 14,3 га, сокращение – на 31,9 га (оба значения существенно выше среднего), при этом скорость смещения границы составляет в среднем 0,33 м/год (максимум – 1,69 м/год), что также выше средних показателей.

2.5.2 Оценка динамики эолового микрорельефа

Для определения скорости перемещения дюн на поверхности модельного раздува использовались две группы методов исследований: дистанционные; наземные.

В рамках дистанционных методов использовались космические снимки с максимально возможным пространственным разрешением за максимально длительный период наблюдения. Наиболее ранний снимок получен 21 августа 1968 г. со спутника космической разведки Corona/KH-4b (KeyHole) Министерства обороны США [Ruffner, 2005]. Наиболее актуальный снимок со спутника WorldView-2 получен 11 августа 2020 г., также для дополнительной промежуточной оценки используется снимок WorldView-2, полученный 10 июня 2012 г. (таблица 2.10).

Таблица 2.10 – Исходные дистанционные данные для проведения исследований

Тип данных	Дата съемки	Разрешение, м	Источник
Corona/KH-4b	1968.08.21	≈2	US Geological Survey
WorldView-2	2012.06.10	0,49	Maxar/PGC
WorldView-2	2020.08.11	0,46	Maxar/PGC

Для обеспечения точного совмещения разновременных снимков использовались наземные контрольные точки, полученные с помощью измерений GPS-приемником Trimble GeoXR в режиме RTK (real-time kinematic) с использованием поправок базовой станции сети RTKNet компании «Геодетика»[1], установленной в г.Надым (NADM). Порог точности измерений был установлен на уровне 2 см в плане и 5 см по высоте. Всего были получены измерения координат более 20 наземных контрольных точек (углы зданий, опоры ЛЭП, границы дорог), равномерно расположенных по территории участка. Измерения проводились 4 апреля и 16 августа 2021 г. Использование наземных контрольных точек позволило совместить исходные космические снимки с точностью, соответствующей менее чем двукратной величины проекции пикселя (GSD), таким образом погрешность измерений составляет для временного интервала 1968-2020 гг. – не более 4 м, для временного интервала 2012-2020 гг. – не более 1 м.

Для оценки динамики эоловых процессов на каждом снимке были оцифрованы все линейные дюны (подножья дюн) в пределах модельного раздува. После этого линии, соответствующие отождествляемому положению подножья дюны за две различные даты, были соединены через равные промежутки небольшими отрезками по направлению видимого смещения дюны. Для полученных отрезков измерялись длина и азимут. Всего было получено и измерено 738 отрезков для временного интервала 1968-2020 гг. и 1802 отрезка для временного интервала 2012-2020 гг. Измерения и статистическая обработка результатов проводились с помощью программ ArcGIS 10.8 и MS Excel 2019.

Для оценки параметров ветровой активности использовались данные наблюдений метеостанции Надым (WMO 23445) с 2013 по 2023 гг, полученные с помощью системы АИСОРИ-М[2]. Расчет статистики по скорости и направлению ветра проводился с помощью ПО MS Excel 2019.

По результатам анализа разновременных космических снимков установлено общее перемещение подножья дюн с 1968 по 2020 гг. почти на 27 м. В то же время по идентичным и более детальным данным WorldView-2, но за меньший период (8 лет) показатель смещения составил около 4 м. Таким образом, по достаточно представительной выборке (более 2500 измерений) получены в целом схожие результаты, которые позволяют оценить среднюю ежегодную скорость продвижения поперечных дюн по поверхности модельного раздува в 0,5 м. Более детально результаты измерений показаны в таблице 2.11 и на рисунках 2.38, 2.39.

Таблица 2.11 – Результаты обработки дистанционных данных

Период	Продолжительность периода, лет	Кол-во измерений	Среднее расстояние за весь период, м	СКО, м	Среднее расстояние в год, м
1968-2020	52	738	26,757±4	9,24	***≈ 0,515***
2012-2020	8	1802	3,951±1	2,22	***≈ 0,494***

[1] Сеть постоянно действующих базовых станций RTKNet – *https://rtknet.ru/map/*

[2] Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации – *http://aisori-m.meteo.ru/waisori/*

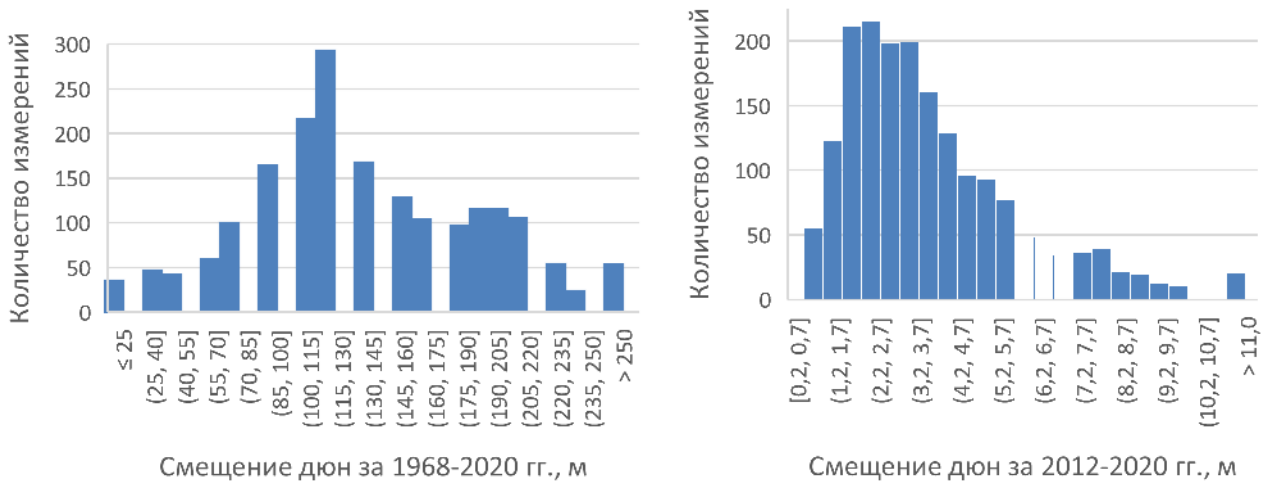


Рисунок 2.38 – Гистограммы расстояний смещения подножья поперечных дюн

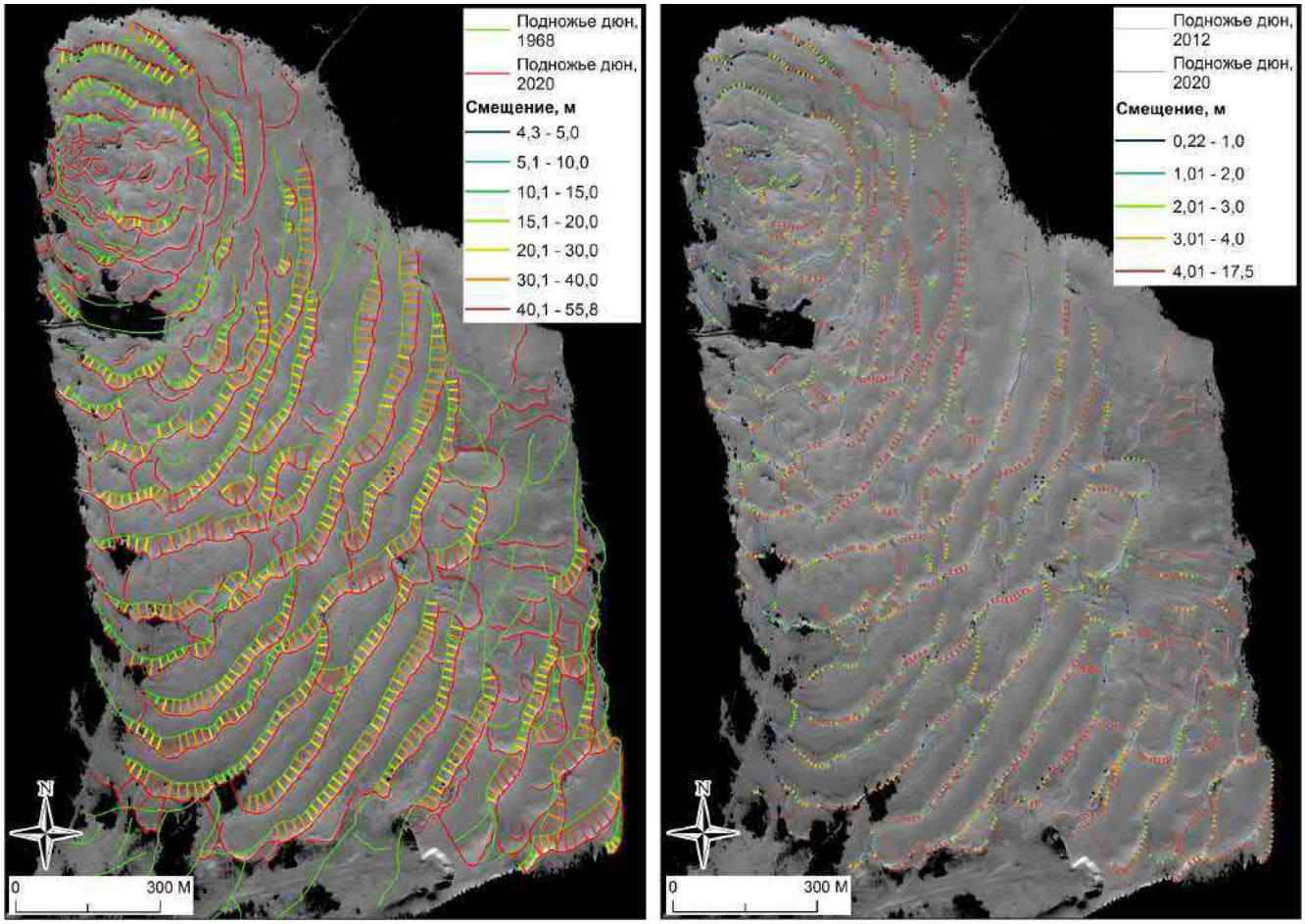
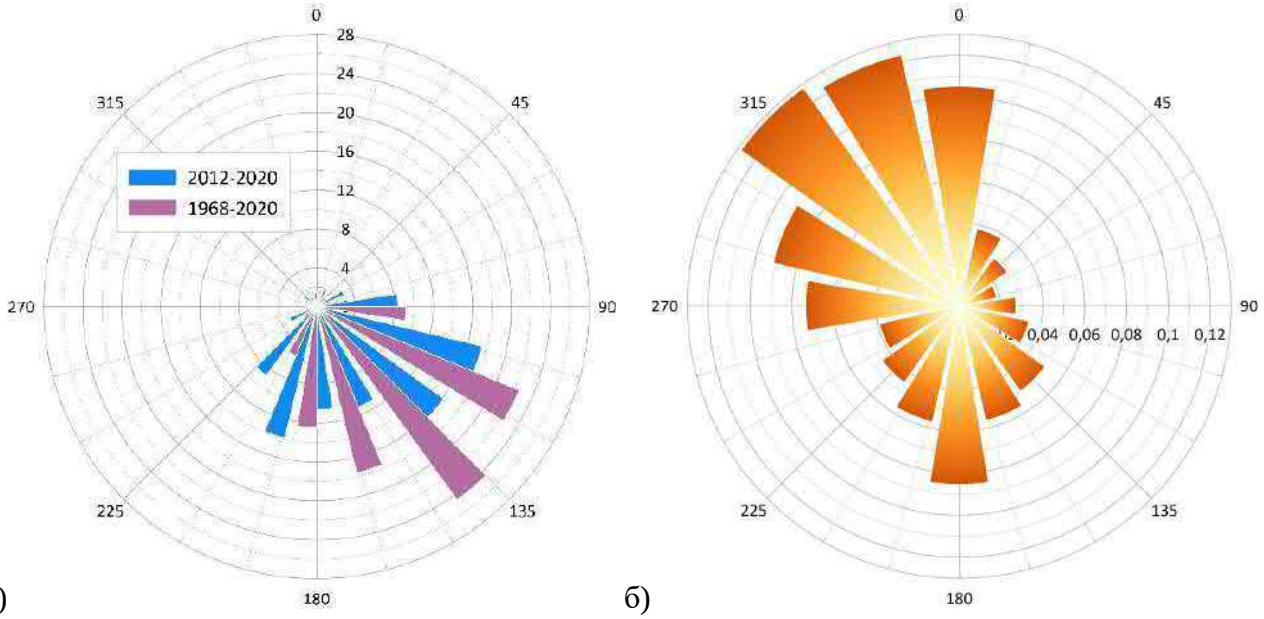


Рисунок 2.39 – Результаты измерений смещения подножья поперечных дюн за 1968-2020 гг. (слева) и 2012-2020 гг. (справа)

Дюны движутся преимущественно в направлении юго-восточных румбов, при этом за последние 8 лет отмечается перемещение также и в юг-юго-западном направлении (рисунок 2.40а). Определяющим фактором в данном случае являются сильные ветра (более 4 м/с) с апреля по октябрь (рисунок 2.40б) (подробнее влияние ветра на динамику эолового рельефобразования рассматривается в разделах 4.1, 4.2).



а) б)

Рисунок 2.40 – а) Роза-диаграмма направлений измеренных отрезков смещения подножья дюн; б) роза-диаграмма направления ветра (порог скорости – более 4 м/с, период – апрель-октябрь 1966-2022 гг., распределение – нормализованная от 0 до 1 сумма значений)

Использование дистанционных данных, обеспечивающих максимальную точность и детальность результатов оценки динамики материковых дюн, встречается и в других высокоширотных регионах. В частности, аналогичная средняя скорость перемещения поперечных дюн (0,52 м/год за период с 1952 по 2015 гг.) выявлена путем сопоставления архивной аэрофотосъемки и результатов лазерного сканирования для песчаного массива Ногахабара (*Nogahabara,* Аляска), дюны при этом также движутся в юго-восточном и южном направлениях) [Baughman et al., 2018]. Схожие значения ежегодной миграции материковых дюн в 0,5-1,5 м/год получены по менее детальным данным ASTER и SPOT для дюнного массива Кобук (*Great Kobuk Sand Dunes,* Аляска) в долине одноименной реки [Necsoiu et al., 2009] (Necsoiu et al., 2009). В долине Виктория (*Victoria Valley,* одна из наиболее крупных сухих долин МакМердо в Антарктиде) первичные измерения показали, что дюны движутся со средней скоростью 5,64 м/год [Calkin, Rutford, 1974], однако более поздние исследования показали, что средняя скорость значительно меньше – порядка 1,5 м/год (от 0,5 до 2,2 м по 19 измерениям за период с 1961 по 2001 гг.) [Bourke et al., 2009]. Таким образом, схожий порядок значений среднегодовой динамики эолового микрорельефа в высоких широтах свидетельствует о сопоставимой интенсивности дефляционно-аккумулятивных процессов на Аляске, в Антарктиде и на севере Западной Сибири. В аридных регионах отмечается более активная динамика – отдельные дюны могут перемещаться на расстояние до 35 м/год (таблица 2.12).

Несмотря на наличие нескольких сопоставимых по методике и используемым исходным данным исследований, можно отметить, что большинство геоморфологов практически не использует возможности современной фотограмметрии, ограничиваясь наглядными изображениями. Так, в обзоре применения дистанционных методов при изучения эоловых процессов [Zheng et al., 2022] показано, что среди высокодетальных дистанционных источников наиболее распространенными являются данные портала Google Earth.

Таблица 2.12 – Скорость перемещения дюн в различных регионах мира [Baughman et al., 2018]

Дюнное поле	Широта	Тип климата (по *Koeppen-Geiger, 1961*)	Скорость, м/год
Great Kobuk	67°00'N	Полярный (арктическая тундра)	0,5-1,5
Nogahabara	65°41'N	Полярный (арктическая тундра)	0,5-0,8
Zuid-Kennemerland	53°23'N	Теплый умеренный климат (полностью влажное лето)	0-6
Aberffraw	53°11'N	Теплый умеренный климат (полностью влажное лето)	1
Tunstall Sand Hills	51°09'N	Аридный (степь, холодный аридный климат)	10
Alxa Plateau	40°30'N	Аридный (сухая зима, холодный аридный климат)	5,3
Great Sand Dunes	37°47'N	Аридный (степь, холодный аридный климат)	1,9-10,5
Grand Falls Dune Field	35°25'N	Аридный (степь, холодный аридный климат)	35
Imperial Valley	33°00'N	Аридный (сухая зима, жаркий аридный климат)	25
White Sands	32°48'N	Аридный (степь, холодный аридный климат)	1-7
Agodones	33°00'N	Аридный (пустыня, жаркий аридный климат)	0,08
Sinai Peninsula	30°30'N	Аридный (пустыня, жаркий аридный климат)	11,9
Eastern Sahara	20°55'N	Аридный (пустыня, жаркий аридный климат)	7,5
Ceara Coast	03°30'S	Экваториальный (сухое лето)	17,5
Kuiseb River Delta	22°56'S	Аридный (пустыня, холодный воздух)	4,2-18,9
Victoria Valley	77°22'S	Полярный (полностью влажный)	1,5

2.5.3 Оценка динамики песчаных наносов

В рамках работ по оценке интенсивности эолового переноса проводились наблюдения за стационарными реперами в пределах модельной котловины выдувания, которые представляют собой деревянные вешки с нанесенными делениями через 20 см. Они были установлены в 2013 г. в юго-восточной (репера ***P1-3***), центральной (репера ***P4-6***) и северо-западной (репера ***P7-9***) частях котловины выдувания (рисунок 2.41). Реперы устанавливались с учетом микрорельефа – на наветренной стороне, на вершине и у подножья дюн. В дальнейшем в 2014 и 2018 гг. были установлены дополнительные вешки в южной части котловины (репера ***P10*** и ***P11***), где наблюдается максимальная высота аккумулятивных валов. Кроме того, в 2016 г. в пару к имеющимся были установлены дополнительные вешки, поскольку некоторые из реперов 2013 г. оказались утеряны или находились под угрозой полного погребения песком.

Измерения динамики эоловых наносов проводились в августе 2014 г. для реперов в центральной части раздува и в августе 2016-2023 гг. (ежегодно) для всех доступных на момент обследования реперов. Расстояния от верхней части реперов до уровня песчаной поверхности измерялись с помощью рулетки. Полученные результаты наземных измерений приведены в таблице 2.13, на рисунке 2.41 и в Приложении Г.

Таблица 2.13 – Динамика песчаных наносов в пределах модельной котловины выдувания за 2013-2022 гг., см

Репер	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022
P1	Начало наблюдений	25*	25	25	4,5	6	23	27	29	15
P2		-	-	-	0	3	2	1	-1	17
P3		-1	-0,5	-0,5	6,5	6	2,5	2,5	2,5	3,5
P4		7	8	9	1,5	2	1,5	4,25	1,75	29,5
P5		14	8	8	2,5	5	11	7,5	12,5	15
P6		2	6,5	6,5	2,5	4	5	5	5	3
P7		1	1	1	-2	-3,5	-1,5	-3,25	-4,25	-1,5
P8		11	11	10	4,5	17,5	3	0,75	-1	0,5
P9		-2	-2	-2	-3,5	-2,5	-2,5	-1,75	-4	-2,25
P10-11		28	9	9	11	25	50	-	-	-

** - красным цветом показаны усредненные значения между периодами наблюдений*

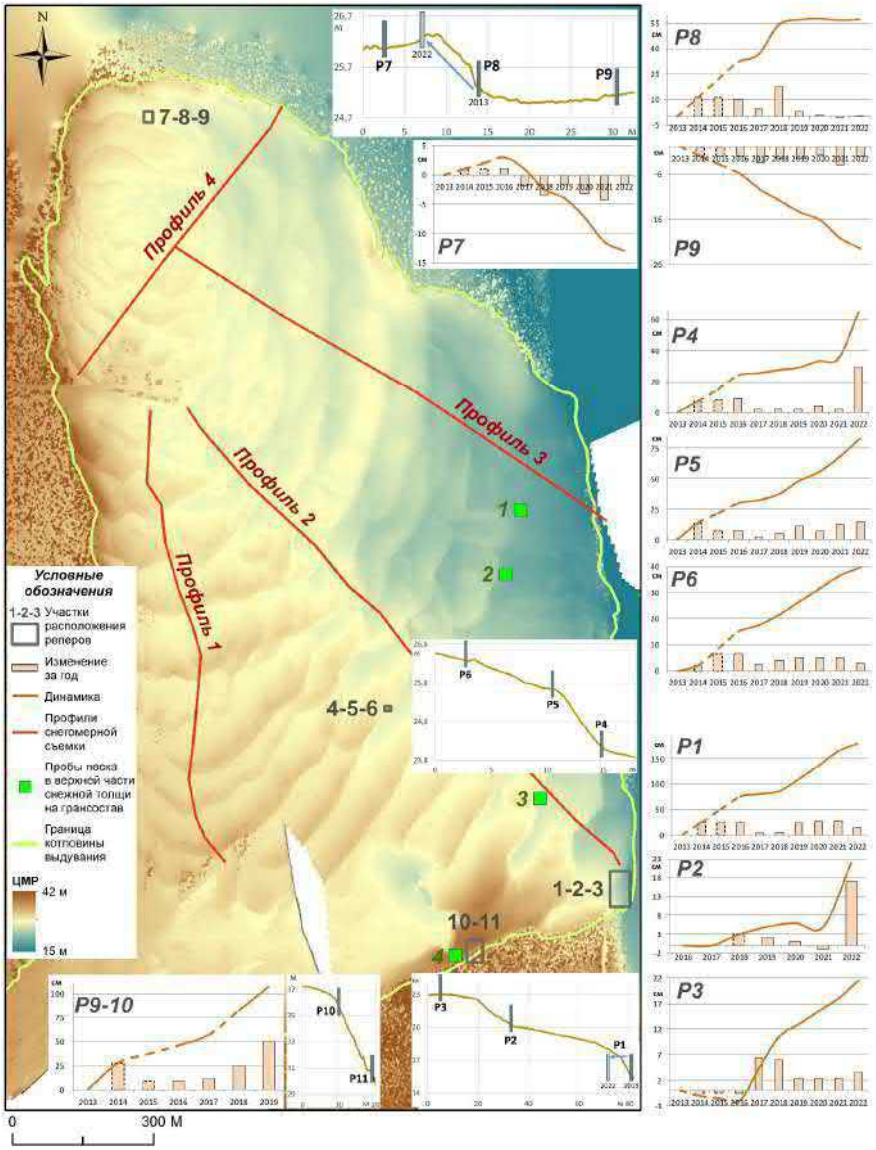


Рисунок 2.41 – Динамика эолового переноса в пределах модельной котловины выдувания (ЦМР с разрешением 9 см построена на основе съемки с БПЛА, выполненной в 2018 г.)

В целом анализ результатов показывает следующее:

- интенсивность эоловой аккумуляции от года к году существенно отличается – на примере мощности песка, накопившегося на репере ***P1*** хорошо видно, что при среднем значении около 20 см/год за весь период наблюдений в отдельные годы (2017-2018) интенсивность аккумуляции снижается в 3-4 раза (до 4,5-6 см/год);
- значения аккумуляции песка на подветренной стороне дюн существенно отличаются в зависимости от положения вешки и стадии развития дюны и составляет 4-17 см/год, максимальные значения аккумуляции отмечены для периферического вала в южной части раздува – 30-50 см/год;
- значения дефляции на наветренной стороне дюн (на примере северной части раздува) характеризуются устойчивостью, составляя в среднем 2,5 см/год (репер ***P9***);
- для одного из реперов в северной части раздува (репер ***P8***) фиксируется прохождение гребня дюны и начало стадии дефляции на наветренной стороне, что свидетельствует о явной эоловой активности, которая достоверно фиксируется даже за относительно небольшой период наблюдений;

- общая дистанция перемещения основания подветренного склона дюн за период 2013-2022 гг. составила приблизительно 9 м для репера ***P1*** и 7 м для репера ***P8***, граница внешнего вала за 2018-2019 гг. переместилась сторону леса на 1 м (репер ***P11***), что в совокупности о средней скорости миграции дюн до 1 м/год на участках активного эолового переноса;
- в центральной части котловины (репер ***P4***) подошва дюны практически не переместилась (продвижение составило около 2,5 м), динамика здесь выражается преимущественно в изменении поперечного профиля и увеличении крутизны склона дюны.

Данные метеонаблюдений[1] показывают, что максимальная активность сильных ветров (со средней скоростью более 4 м/с) наблюдается в мае и июне, в целом эоловый перенос возможен с апреля (локально) по октябрь (до формирования устойчивого снежного покрова) (рисунок 2.42).

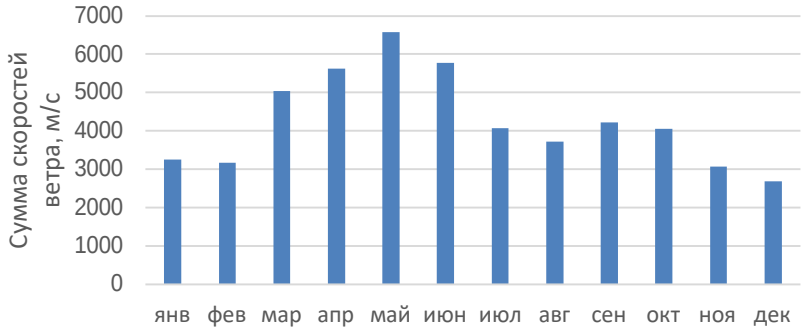


Рисунок 2.42 – Суммарная скорость ветра по месяцам за 2013-2022 гг. (ветер ≥4 м/с)

Низкие значения эоловой аккумуляции в 2017 и 2018 гг. хорошо согласуются с величинами суммарных скоростей сильных ветров (≥4 м/с) с апреля по октябрь (рисунок 2.43). В 2020 г. суммарная продолжительность сильных ветров (≥4 м/с) увеличивается, что отражается на увеличении значений аккумуляции и дефляции на установленных реперах (например, ***P1***) (таблица 2.13).

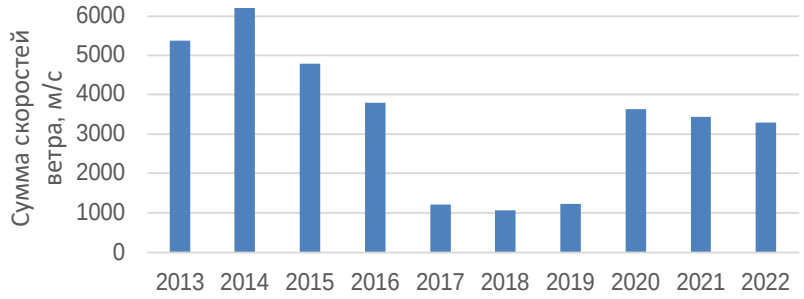


Рисунок 2.43 – Суммарная скорость ветра за 2013-2022 гг. с апреля по октябрь (ветер ≥4 м/с)

Активная аккумуляция вдоль южной и юго-восточной периферии модельного раздува хорошо согласуется с розой ветров сильных ветров (более 4 м/с) за отдельные месяцы (рисунок 2.44). Так, в мае и июне 2013-2022 гг. преобладали ветра северо-западного направления, а в июле – северного. Менее активны сильные ветра южных румбов, однако они наблюдались практически в каждый месяц в течение всего бесснежного периода 2013-2022 гг.

[1] Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации – http://aisori-m.meteo.ru/waisori/

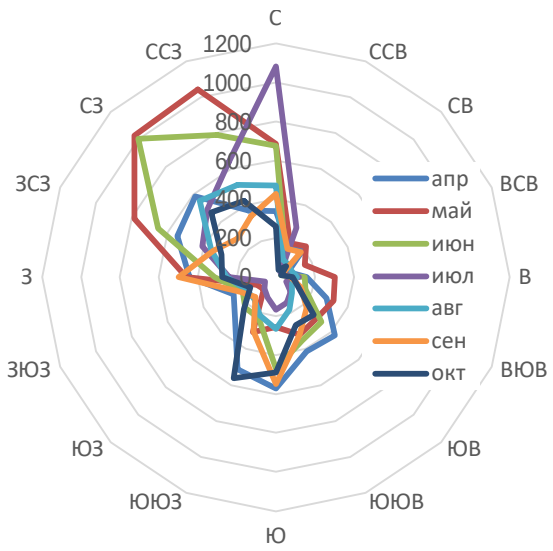


Рисунок 2.44 – Роза ветров по отдельным месяцам за 2013-2022 гг. (ветер ≥4 м/с)

2.5.4 Оценка эолового переноса в зимний период

Для оценки зимнего переноса песка в пределах котловины выдувания в 2017 г. (с 5 по 8 апреля) выполнена снегомерная съемка. На территории раздува было выделено 4 снегомерных профиля, на которых с интервалом 10 м проводились измерения глубины снежного покрова с учетом микрорельефа (вершина дюны, наветренный склон, подветренный склон, междюнное понижение) (рисунок 2.41). Для каждой точки отмечалось наличие песка в снежной толще. В характерных местах микрорельефа также проводилось взвешивание пробы снега с помощью снегомера весового ВС 43, отмечались характеристика структуры снега по слоям и толщина слоев. В юго-восточной части раздува были отобраны четыре пробы для определения массы песка и гранулометрии.

Результаты измерений (таблица 2.14) показывают, что средние значения глубины снежного покрова зависят от типа местоположения в рельефе. На вершинах дюн среднее значение составляет всего 16 см (при максимальных значениях до 60,6 см), в то время как на подветренных склонах накапливается в среднем более 73 см, что почти в 5 раз больше (максимальные значения достигают 207 см). Аналогичные различия наблюдаются и в отношении плотности и запаса влаги – на подветренных склонах дюн скапливается плотный снежный покров, эквивалентный 28 мм влаги, в то время как на вершинах остается только рыхлый снег, соответствующий 1,1 мм влаги. Значения высоты, плотности и влагозапаса в снежном покрове на наветренных склонах и в междюнных понижениях занимают промежуточное положение, не сильно отличаясь друг от друга. Однако здесь более высока доля встречаемости песка в снежном профиле – 16-17%, в то время как на подветренных склонах дюн песок отмечен только в 2 пробах из 24.

Фоновые значения мощности снежного покрова в лиственнично-еловом и сосново-кедровом лесу составили 67 и 63 см соответственно. Сопоставление фоновых значений с результатами снегосъемки раздува показывает заметное влияние ветра на перераспределение снега в зимний период – даже на наветренных склонах и в междюнных понижениях мощность снижена более чем на 20 см, при этом на вершинах дюн наблюдается уменьшение мощности более чем в 4 раза. Такая особенности не может не привести к раннему весеннему оголению положительных форм эолового рельефа и началу ветровой эрозии еще до окончания полного схода снежного покрова.

Таблица 2.14 – Характеристики снежного покрова в пределах модельного раздува, зима 2016-2017 гг.

Микрорельеф	Высота				Плотность		Запас влаги		Наличие песка	
	Сред., см	СКО, см	Макс., см	Кол-во точек	Сред., г\см^3	Кол-во точек	Сред., мм	Кол-во точек	Кол-во точек с песком/ всего	Доля, %
Вершина дюны	15,8	11,5	60,6	59	0,005	6	1,1	6	5 / 39	13
Наветренный склон	40,6	11,7	69,0	95	0,029	6	10,6	6	8 / 48	17
Междюнное понижение	42,9	13,3	82,4	41	0,027	5	14,2	5	4 / 25	16
Подветренный склон	73,1	33,1	207,0	49	0,063	6	27,7	6	2 / 24	8

Гранулометрический анализ проб показал, что в зимнее время переносится преимущественно мелкозернистый песок (0,1-0,05 мм). Максимальная масса песка на направлении наиболее интенсивного эолового переноса в юго-восточном направлении составила 2,7 кг/м^2, плотность – 1570 кг/м^3 (проба 3) (таблица 2.15).

Таблица 2.15 – Результаты анализов проб песка в верхней части снежного покрова модельного раздува

№ пробы	Размер песчаных частиц, мм					Тип грунта	Масса на 1 м^2, г	Плотность, кг/м^3
	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05			
1	0,73	3,50	37,78	44,99	13,00	песок мелкий	166,6	1500
2	0,12	1,09	30,18	60,03	8,58	песок мелкий	1953,6	1570
3	0,20	0,44	14,61	70,05	14,71	песок пылеватый	2735,4	1570
4	0,20	0,51	34,15	59,66	5,48	песок мелкий	1882,2	1560

Наблюдения показали, что перенос песка в период отрицательных температур происходит в конце зимнего сезона (апрель-май), когда из-под снега освобождаются вершины дюн. Это наглядно подтверждается, в частности, нахождением песка только в верхней части снегового профиля (рисунок 2.45).

Таким образом, снегомерная съемка показала явную зависимость распределения снега от ветрового воздействия и микрорельефа раздува. Неравномерность снегонакопления влияет на интенсивность эолового переноса в конце зимы, а также на степень грунтового увлажнения как одного из основных фактора приживаемости для растительности на оголенных песках.



Рисунок 2.45 – Участки зимней аккумуляции эолового материала в пределах модельной котловины выдувания (фото А.В. Соромотина, 2017 г.)

2.6 Распространение эолового рельефа в постледниковых районах России

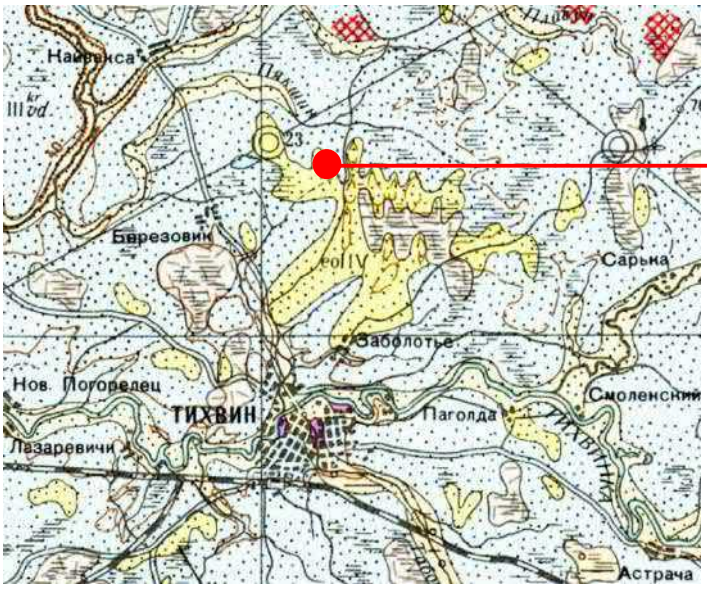
2.6.1 Северо-западная часть Восточно-Европейской равнины

Основными районами развития эоловых отложений в северо-западной части Восточно-Европейской (Русской) равнины являются побережья Ладожского, Псковского, Чудского и Верхневолжских озер, озерно-зандровые и озерно-аллювиальные песчаные равнины Молого-Шекснинской, Среднемоложской, Цнинско-Шлинской, Волго-Шошинской и Мстинской низин, террасы рек бассейна Волги (верхнее течение) и Мологи [Лист O-35,36..., 1989].

Систематические исследования материковых дюн в данном районе начинаются в конце 1920-х гг. в связи с деятельностью Комиссии по изучению четвертичного периода [Яковлев, 1929]. Древние материковые дюны были изучены К.М. Маляревским в бассейне р.Мологи, С.А. Яковлевым [Яковлев, 1927] – в нижнем течении р.Тихвинки с притоками (Нудокса, Шомукша, Рыбежки), К.К. Марковым [1928a, 1928b] – к северу от Чудского озера на водоразделе рр. Луга и Нарова. В бассейне р.Мологи отмечены параболические дюны с рогами, обращенными к западу. В Тихвинском районе на участке около 500 км^2. выделены валообразные (нередко, параболические) дюны высотой 2-4 м, дюнные гривы высотой до 10-12 м, рядовые (параллельные) дюны высотой более 12 м и бугристые пески. В районе Чудского озера описаны дюнные всхолмления, грядообразные дюны высотой до 10 м и параболические дюны, обращенные рогами к запад-северо-западу. Возраст описанных дюны определен как раннеголоценовый (не позднее суббореального периода, ильдиевое время).

Позднее, в ходе работ по геологическому картографированию было подтверждено представление о широком распространении эоловых отложений в данном районе (рисунок 2.46) [Лист O-35,36..., 1989; Лист O-36-VI,XII; O-37-I,II..., 1993; Лист O-35,36..., 2012]. Они представлены, как правило, хорошо отсортированными мономинеральными кварцевыми мелкозернистыми желтовато-серыми песками. Характеризуются лучшей сортировкой по сравнению с материнскими породами, уменьшением среднего размера зерен, лучшей окатанностью и матовой штриховкой, при этом бедны пыльцой и спорами [Баканова и др., 1969; Лист O-36-VI,XII; O-37-I,II..., 1993]. Мощность эоловых песков обычно составляет 2-6 м, но в наиболее крупных скоплениях дюнных гряд (например, вдоль рек Лидь, Колпи, Чагодощи и Суды) может достигать 15-20 м [Лист O-36-VI,XII; O-37-I,II..., 1993; Лист O-35,36..., 2012].

По современным представлениям формирование дюнных комплексов (на примере Чудско-Псковской низменности) началось в перигляциальной обстановке позднего неоплейстоцена на фоне господства антициклонального типа циркуляции воздушных масс [Карпухина, 2013]. Это хорошо соотносится с результатами ОЛА датировок, полученным в районе оз. Сиверское (южнее г.Кириллов), которые показали, что возраст эоловых песков составляет 17600±1200 лет, а подстилающих иях флювиогляциальных песков – 19300±6300 лет [Проблемы стратиграфии..., 2000]. В районе Чудского озера комплексы материковых дюн, сформировавшихся в процессе дефляции зандровых отложений, представлены линейными участками грядово-холмистого рельефа. Длина асимметричных параболических дюн составляет 0,2-0,5 км, а высота 3-6 м (крутизна подветренных склонов 10-20°, наветренных 25-38°). Комплексы рельефа прибрежных дюн, сформировавшихся вдоль береговых линий приледниковых водоемов, представлены в виде массивов холмисто-грядового рельефа. Здесь встречаются дюнные холмы и бугры, а также параболические и валообразные гряды в сочетании с западинами. Относительная высота дюнных гряд достигает 7-8 м (в среднем 3-4 м) [Мартин, 1986; Карпухина, 2013].

а) 

б) 

Рисунок 2.46 – Эоловые отложения в районе г.Тихвин: а) фрагмент карты четвертичных отложений [Лист O-36-IV..., 1959], б) текстура эоловых песков в 4,5 км к северу от с.Заболотье (фото О.С. Сизова, 2023)

В пределах Верхневолжской низины различными исследователями на первой и второй надпойменных террасах р.Волга отмечаются многочисленные преимущественно закрепленные растительностью формы эолового рельефа (дюнные гряды высотой 2-5 м и бугры высотой до 2,5 м), которые сложены разнозернистыми светло-желтыми песками [Мирчинк, 1935; Дик, 1938; Спиридонов, 1938; Дорофеев, Хохлова, 2016; Цыганов, 2018]. Бугры и гряды имеют сглаженную и расплывчатую форму и нередко образуют «гирлянды» песчаных форм вдоль фестончато-изъеденного восходящего уступа к более высокому геоморфологическому уровню [Васильев, 1980]. По данным Д.В. Баранова [2023] возраст верхней части (0,5-1 м) покровных эоловых песков на первой террасе р.Волга в районе Твери, полученный методом ОСЛ, составляет 13-15 тыс.л.

2.6.2 Центральная часть Восточно-Европейской равнины

Впервые основную роль талых ледниковых вод в формировании «низинных песков» на лесистых побережьях Волги, Оки и Клязьмы выделил Н.М. Сибирцев [1891, 1896], который предположил, что по мере отступания ледника сток воды сокращался и обнажающиеся песчаные массивы образовывали гряды дюнных всхолмлений, заросших в дальнейшем хвойными лесами (влияние ветра при этом автором не раскрывается).

Представление о масштабном развитии эоловых отложений в междуречьи Оки и Клязьмы было получено по итогам геолого-геоморфологического картографирования территории в 1960-1970-х гг. (см. например листы N-37-V, N-37-XI геологических карт первого поколения)[1]. Участки, где максимальная мощность эоловых песков составляет от 2 до 5 м, отмечены в долине р.Пра и в районе системы Мещерских озер. Отложения представлены светлыми, палево-желтыми кварцевыми песками мелко- и тонкозернистыми, средне- и хорошо окатанными, неотсортированными, часто пылеватыми. В песках встречаются крупные, хорошо окатанные зерна кварца. Дюнный рельеф как правило закреплен сосновыми лесами (устойчивый индикационный признак). Возраст по приуроченности к первой и второй

[1] Георастры (БД Госгеолкарт) http://webmapget.vsegei.ru/index.html

надпойменным террасам определен как верхненеоплейстоценовый [Лист N-37-XI..., 1981; Лист N-37,38..., 1999].

С конца 1980-х гг. начинаются систематические исследования материковых дюн коллективом лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А.А. Величко [Дренова, 1994; Величко и др., 1996]. На основе дешифрирования аэрофотоснимков было выполнено картографирование всех эоловых форм рельефа в междуречьи Оки и Клязьмы (рисунок 2.47) и проведены полевые работы на нескольких ключевых участках (к западу от пос.Белопесоцк, в устье р.Киржач, в районе пос. Белоомут и к востоку от д.Поповка) [Дренова, 2000, 2011; Дренова, Величко, 2016].

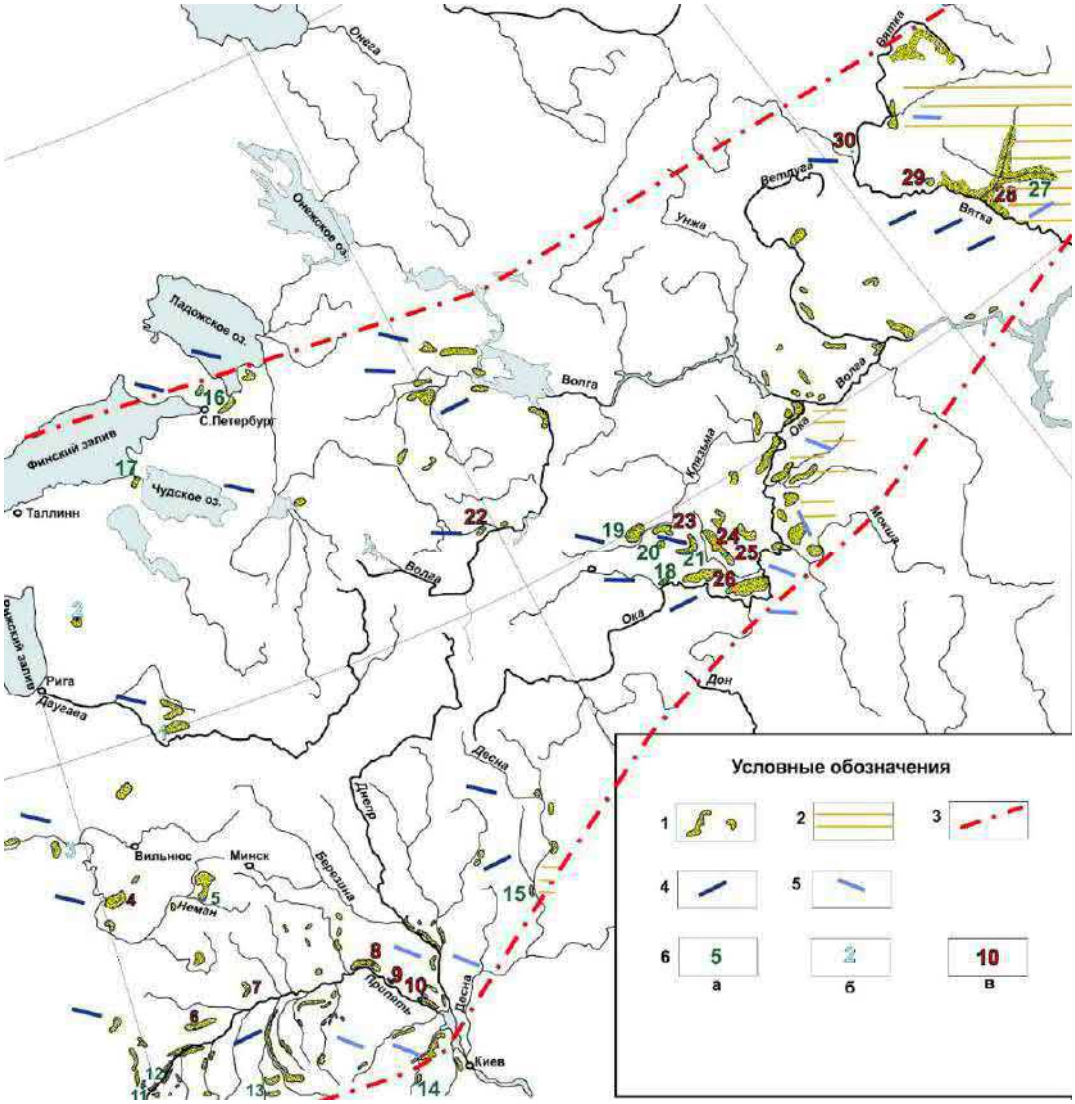


Рисунок 2.47 – Распространение древних материковых дюн на территории Восточно-Европейской равнины и направления дюнообразующих ветров: 1 – области широкого распространения древних дюн; 2 – области широкого распространения эоловых покровных песков; 3 – границы дюнного пояса, в пределах которого распространены эоловые массивы; 4 – направления дюноформирующих ветров, игравших преобладающую роль в процессе образования дюн; 5 – направления более слабых ветров, участвовавших в процессе образования эоловых массивов на южной границе дюнного пояса; 6 – номера точек, для которых имеются датировки: а) радиоуглеродные, б) OSL, в) археологические [Дренова, Величко, 2016]

В результате установлено, что песчаный рельеф преимущественно приурочен к московским долинным зандрам, а также озерным и аллювиальным террасам. Наиболее крупный дюнный массив выделен к востоку от пос. Елатьма (Вянские бугры) – площадь составляет около 5 км^2, относительные превышения – 15-20 м. Наибольшая концентрация дюн отмечается в пределах Мещерской низменности [Дренова, 2000]. Результаты радиоуглеродного датирования показали, что первичное дюнообразование на примере изученных разрезов происходило в позднеледниковье (дриас), а также в начале голоцена (пребореал). Стабилизация дюн произошла не позднее бореального периода. На основе реконструкции климатических условий позднеледнковья установлена пороговая скорость дюноформирующих ветров (6,8-7,2 м/сек.), режим которых ветров отличался однонаправленностью [Дренова, 2000].

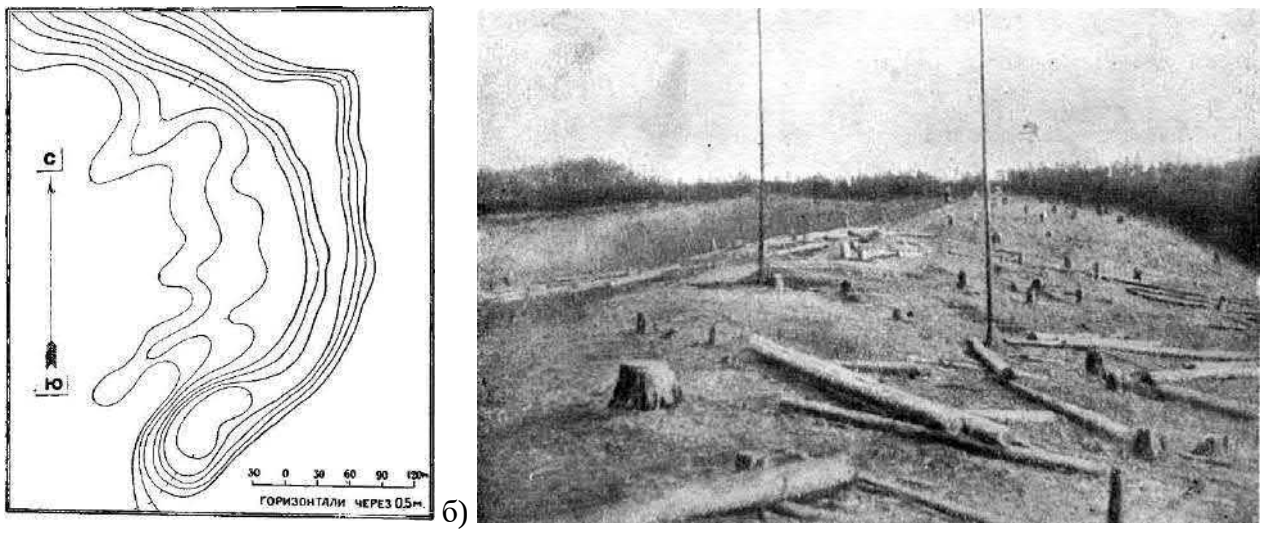
Можно отметить, что большая часть эолового рельефа в рассматриваемом районе, несмотря на относительно высокую транспортную доступность, до настоящего времени остается слабоизученной.

2.6.3 Восточная часть Восточно-Европейской равнины

На востоке Русской равнины начало детальных исследований эолового рельефа относится к середине 1920-х гг.

А.В. Хабаков [1926] на второй террасе р.Вятка вблизи пристани Медведки описал древние дюны и холмы, которые в отдельных случаях взбираются (по аналогии с climbing dune) на коренной. Углы крутых северо-западных склонов дюнных дуг составляют 17-25°, пологих южных и восточных – 7-19°.

Б.Ф. Земляков [1928, 1931, 1935] в бассейне р.Ветлуга выявил широкое распространение древних дугообразных (параболических) дюн и бугристых песков на территории площадью 270 тыс. км^2. Высота дюн достигает 4-8 м, рога обращены к югу, юго-востоку или юго-западу. Выражена асимметрия склонов – наклон выпуклой подветренной стороны дуг достигает 25-30°, вогнутой наветренной – 8-10° (рисунок 2.48). В ходе дальнейших исследований в Казани, на севере Чувашии и в Марий Эл район распространения эолового рельефа на левобережье Волги был расширен, выявлены крупные параболические дюны высотой до 10-12 м при длине до 2 км (углы наклона подветренных склонов 18-25°, наветренных – 6-8°) [Земляков, 1935].



а) б)

Рисунок 2.48 – Параболическая дюна в окрестностях д. Умитеево Марийской области: а) план, б) фото [Земляков, 1935]

Обнаружение в ядре дюн отложений прибрежных участков рек, потоков и озер позволило Б.Ф. Землякову предположить общую природу формирования «прибрежных» и «материковых» дюн, связанную с водными обстановками осадконакопления. Время образования дюн Ветлужско-Волжского «полесья» (в терминологии Б.Л. Личкова) было им связано со временем отступания покровных льдов от линии Варта-Вычегда, а само «полесье» рассматривалось в качестве одного из основных районов генерации древне-дюнных образований, наряду с территориями Средней и Северной Европы (т.е. с районом, известным в настоящее время как Европейский песчаный пояс) [Земляков, 1935].

Своеобразные песчано-глинистые шлейфы в Заволжье обсуждались в работах А.Н. Мазаровича [1935] и А.И. Москвитина [1958] , при этом оба автора в итоге выразили отрицательное отношение к возможной роли ветра в их образовании. Позднее, ограниченные участки эоловых формирований были отмечены А.П. Дедковым [1970] на правобережье рек Свияги (верхнее течение) и Барыш. На основе собственных исследований и обобщения накопленного фактического материала Г.П. Бутаковым [1986] на востоке Русской равнины выделены следующие основные эоловые массивы:

1) Сурский – включает правобережье нижней Суры, водораздел, верховья рек Большой и Малый Цивиль, а также левых притоков Свияги (Карлы, Булы, Кубни);

2) Марийский – тянется по левобережью р. Волги от р. Ветлуги до р. Илети, далее продолжаясь узкой полосой до правых притоков р. Вятки (рек Уржумки и Шошмы);

3) Ветлуго-Вятский – начинается на левобережье Средней Ветлуги и уходит на восток двумя полосами: южной – по правобережью р. Усты до р. Пижмы и далее до р. Вятки, северной – по долинам рек Какши и Ней через верховья р. Пижмы до р. Вятки;

4) Вятский – распространяется на восток от Нижней Вятки, пересекает водораздел с р. Валой. Далее южная полоса достигает р. Иж в его среднем течении. Северная занимает бассейны левых притоков Валы – рек Увы и Нылги, протягивается через верховья р. Иж до рек Вотки и Сивы (правых притоков р. Камы);

5) Кильмезский – широкой полосой от р. Кильмезь до р. Вой простирается от р. Вятки по правобережью р. Кильмезь, пересекает водораздел с р. Чепцой и заканчивается в ее верховьях;

6) Кировский – протягивается вдоль северо-западного склона Вятского Увала от р. Вятки через бассейн р. Быстрины до устья р. Чепцы;

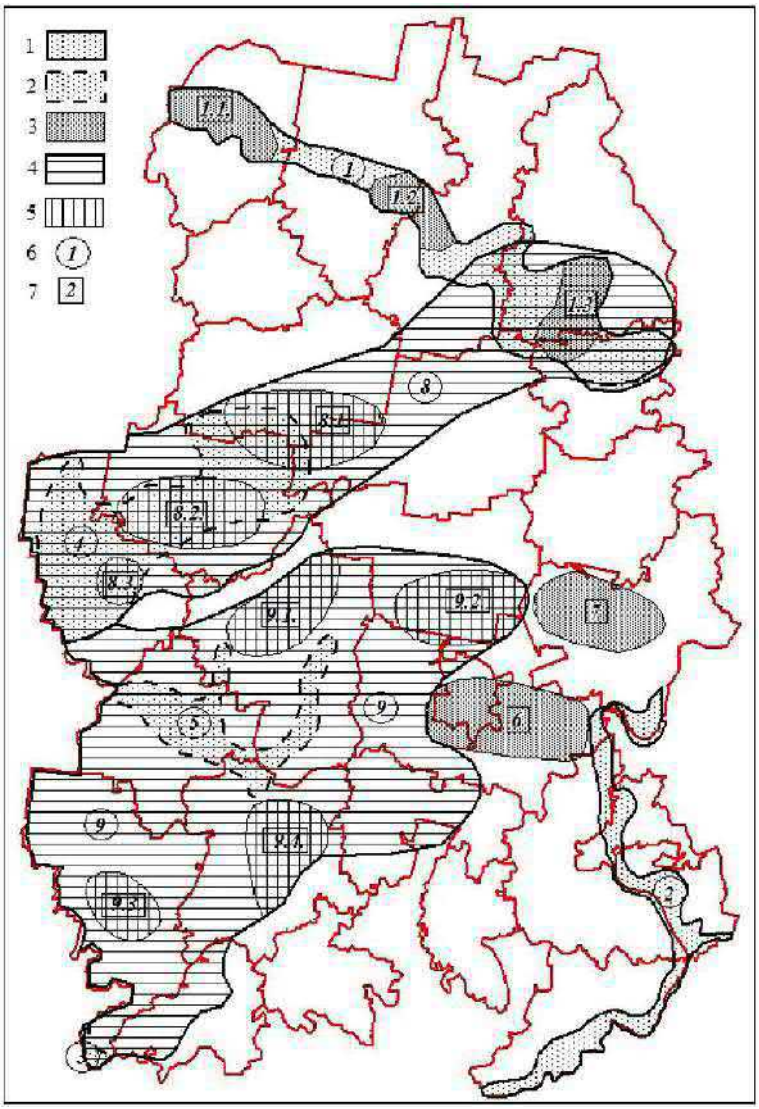
7) Камско-Вятский – идет по левобережью р. Вятки от устья Чепцы, пересекает водораздел рек Камы и Вятки у г. Кирса и прослеживается по правобережью Камы до р. Кондаса, а также района рек Шумбут и Берсут.

Актуализированная карта гляциофлювиальных и эоловых песчаных массивов (районов и полей) по Г.П. Бутакову [1986] в пределах Удмуртии показана на рисунке 2.49.

Современными исследованиями в пределах лесного массива «Большой Бор» (район Национального парка «Нижняя Кама») выявлено значительно количество поперечных дюн (длина – до 900 м, ширина – до 310 м, высота – до 15 м), осложненных дефляционными вытянутыми западинами длиной от 30-50 до 75-100 м [Валиуллина, 2011].

В республике Марий Эл наличие эолового рельефа подтверждено на водоразделе р. Ветлуги, Рутки, Большой Кокшаги, Малой Кокшаги. Дюнные образования здесь имеют длину от 400 до 2200 м при относительных превышениях от 3 до 22 м [Ануфриев и др., 2018].

В Нижегородской области (в частности, в районе оз. Пыра) описаны параболические дюны высотой 3-4 м [Дренова, 2011].



Цифрами указаны:
1 – Чепецкий район
(поля:
1.1. Нижне-Чепецкое,
1.2. Средне-Чепецкое,
1.3. Верхне-Чепецкое);
2 – Камский район;
3 – Вятский вероятный район;
4 – Кильмезский вероятный район;
5 – Вала-Увинский вероятный район;
6 – Ижевское поле;
7 – Воткинское поле;
8 – Кильмезский район
(поля:
8.1. Малягуртское,
8.2. Селтинское,
8.3. Сюмсинское);
9 – Вятский район
(поля:
9.1. Подмойское,
9.2. Якшур-Бодьинское,
9.3. Кизнерское,
9.4. Можгинское)

Рисунок 2.49 – Минерагеническое районирование песчаного сырья в пределах Удмуртии: 1 – аллювиальные районы; 2 – вероятные аллювиальные районы; 3 – аллювиальные поля; 4 – гляциофлювиальные и эоловые районы; 5 – гляциофлювиальные и эоловые поля; 6 – номера районов; 7 – номера полей [Сергеев, 2014]

В пределах Вятского и Кильмезского массивов мощность покровной эоловой толщи, лежащей поверх флювиогляциальных песков и делювиальных суглинков, достигает 20 м, при этом выделяются две разновозрастные генерации эоловых песков (средне- и поздненеоплейстоценового возраста) (рисунок 2.50). Здесь встречаются реликтовые параболические, поперечные и циркулярные дюны, высотой до 8-10 м, направление крутых (17-25°) подветренных склонов параболических дюн преимущественно северо-западное [Исупова, 1997; Матушкин, 2012]. На основе датирования археологических памятников предполагается, что формирование эолового рельефа завершилось не позднее 7-8 тыс. л. н. [Бутаков, 1979; Сергеев, 2014]. Распространение эоловых отложений, несмотря на их сплошное плащеобразное залегание, показано в ограниченном виде на государственных геологических картах четвертичных отложений (см., например, [Лист О-38,39..., 1999]).

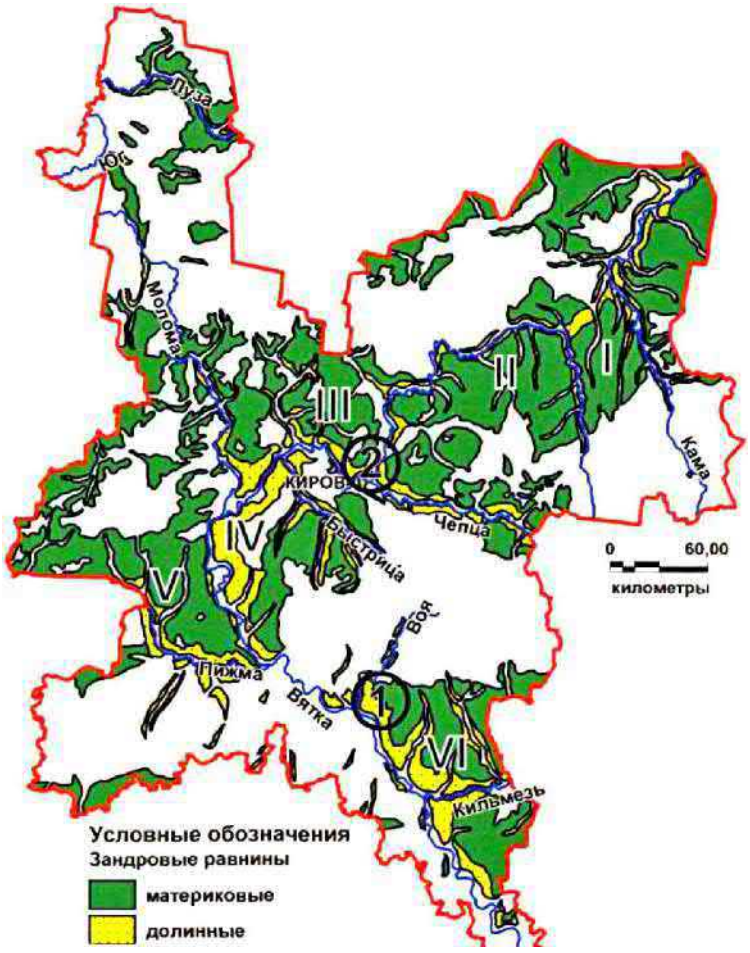


Рисунок 2.50 – Распространение «материковых» и долинных зандров Вятско-Камского Предуралья в пределах Кировской области: 1 – «Медведский бор»; 2 – «Известковый завод»; 2) зандровые равнины: I – Вятско-Камская; II – Верхневятская; III – Нижнемоломско-Летская; IV – Средневятская (Котельничская); V – Пижмо-Какшинская; VI – Кильмезская) [Матушкин, 2012]

2.6.4 Северо-восточная часть Восточно-Европейской равнины

Первые упоминания об эоловом рельефе на северо-восточной периферии Русской равнины содержатся в описании результатов исследований «Приполярного» Запечорья русского биогеографа А.В. Журавского [1909]. В бассейне р.Колва он выделил специфические тундровые фации – «ярэи», которые «*представляют собою расположенные высоко над рекам остаточные участки мелких дюн, разделяющихся песчаными же долинами, аллеями, прогалинами и ямами*» [Журавский, 1909, с. 12] (всего было описано два объекта – «Шренк-ярэй и «Мой-ярэй»).

Более подробные сведения о яреях приводит Н.А. Кулик по итогам поездки в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Изученные яреи от южной оконечности хребта Пай-Хой до низовий Печоры представляют собой слабонаклонные песчаные поверхности, наветренная сторона которых покрыта гравием (при этом «часто встречаются экземпляры валунов-тетраэдров»), а подветренная представлена широким валом, заросшим с наружной стороны. Нередко вал достигает стадии полноценной дюны (область с переходными формами встречена, в частности, на р.Уса у с.Балабан). Активность ветра могла достигать максимума в конце ледниковой и в постледниковую эпохи [Кулик, 1915, 1928; Яковлев, 1929].

В дальнейшем обширные котловины выдувания (яреи) и небольшие дюны отмечались различными исследователями при изучении четвертичных отложений Печорского бассейна

[Григорьев, 1924; Ливеровский, 1933; Краснов, 1947]. И.И. Краснов [1947], в частности, считал, что раздуванию на водораздельных пространствах подвергаются флювиогляциальные и озерно-ледниковые пески. Примечательно, что Г.А. Чернов [1960] относил темно-серые и пепельно-желтые суглинки (мощностью до 5 м), выявленные на водоразделе Печорской гряды, к делювиальным отложениям. В то же время В.Н. Конищев и Б.П. Любимов [1968] определяли покровные пески на водоразделах как эоловые.

Наличие эоловых отложений мощностью до 1,5 м позднее было подтверждено в ходе геологического картографирования [Лист R-41-XXXI,XXXII..., 1961; Лист Q-41-I,II..., 2013; Карпович, 1995]. Эоловые пески в виде шлейфа окаймляют дефляционные котловины, размером до нескольких сотен метров. Котловины нередко бронированы валунами, галькой и гравием. Дефляции также подвергаются камообразные холми и гряды вашуткинской серии, сложенные песком и гравием (пораженность достигает 60-80%) [Лист Q-41-I,II..., 2013].

На современном этапе обширный фактический материал по покровным эоловым пескам и лёссовидным алевритам на северо-востоке Русской равнины получен в ходе реализации норвежско-российских научных проектов PECHORA и ICEHUS [Астахов, Свенсен, 2011]. Геологические данные и результаты абсолютного датирования методом OSL убедительно показали существование полярной пустыни в интервале 24-15 тыс.л.н. на фоне более продолжительного периода поздневалдайской аридизации, начавшегося порядка 60 тыс.л.н. и закончившегося 10,2 тыс.л.н.. Таким образом, Печорская низменность отнесена к восточной периферии Европейского песчаного пояса [Астахов, 1999]. Результаты исследований отражены, в частности, на картах четвертичных образований и лёссоидов Российской Федерации [Astakhov et al., 2016, 2021; Астахов и др., 2021].

Западнее бассейна Печоры ограниченное распространение эоловых отложений показано в бассейне Мезени, Пезы, Вашки и их притоков. Ветровому воздействию подвергается поверхность поймы и первой надпойменной террасы, сложенная аллювиальными мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми хорошо отсортированными песками желтовато-серого цвета. Высота формирующихся дюн достигает 2,5 м [Девятова, 1962]. Эоловые отложения, представленные кварцевыми песками мощностью до 5 м, известны также на песчаных террасах в долинах рек Юг, Вага, Молога и на водоразделах рек Молога и Чагодоща.

Распространение покровных эоловых песков и форм рельефа в бассейне рек Северная Двина, Вычегда, а также в пределах Кельтминской ложбины (на водоразделе Вычегды и Камы). Эоловые отложения зафиксированы в целом ряде разрезов в долине р.Вычегда – Толоконка-2, Курьядор, Яренга, Биостанция-2 и др. [Рябков, 1976]. В частности, в верхней части разреза Курьядор описаны плотные алевриты желтовато-бурого цвета с нечетко выраженной постседиментационной слоистостью, мощность которых составляет 4,5 м, а возраст – 17-14 тыс.л.н. (OSL-датирование) [Lysså et al., 2011; Зарецкая и др., 2019]. Аналогичный слой мощностью 2,5 м прослеживается в верхней части разреза Яренга [Zaretskaya et al., 2018]. В нижнем течении Вычегды дюнные и покровные пески, слагают верхнюю часть большинства обнажений высоких террас. Результаты исследований показали, что время их накопления относится к концу позднего неоплейстоцена и началу голоцена (17-10,5 тыс.л.н.), развитие эоловой деятельности в это время связывается с повышенной водностью рек, разрушением многолетней мерзлоты на фоне широкого распространения песчаных осадков различного генезиса [Zaretskaya et al., 2024]. Шлейф эоловых отложений шириной от 0,5 до 6 км, осложненный невысокими буграми и накидными дюнами выделяется по дистанционным данным в южной части Кельтминской ложбины (характерным индикационным признаком здесь выступают сосновые редколесья) [Назаров, 2019].

2.6.5 Север России (Земля Франца-Иосифа, полуостров Таймыр)

При изучении процессов рельефообразования в перигляциальных условиях В.Л. Суходровский [1967] дал подробное описание эоловой аккумуляции и дефляции на Земле Франца-Иосифа. Было установлено, что при среднегодовой скорости ветра 6 м/сек. перемещаются песчинки размером 0,5-0,7 мм, при этом сильные ветра до 40 м/сек. перемещают гальку до 1-2 см в диаметре. Формируются относительно небольшие дюны и поля покровных песков («плащи песка») размером до 20-30 м в поперечнике при высоте не более 0,5 м. Перенос материала происходит круглогодично, в зимнее время пыль, песок, дресва и мелкая щебенка накапливаются непосредственно на поверхности снежных сугробов. Эоловый материал (криоконит) также откладывается на поверхности ледниковых куполов (вплоть до вершинной части) на расстоянии до 6 км от возможных очагов дефляции при относительны перепадах высоты более 300 м (например, купол Солнечный, Лунный, Хейса и др.) [Суходровский, 1967].

Эоловые отложения мощностью до 10 м фиксируются результатами геологического картографирования в южной части полуострова Таймыр (например, листы геологических карт S-47-XXVII, XXVIII [1999]; S-47 [2015]; R-47 [2018] и др.). Они представляют собой серые и желтовато-серые мелкозернистые пески и алевриты кварц-полевошпатового состава с хорошо выраженной косой и наклонно-линзовидной слоистостью. Характер слоистости наглядно показан в обнажениях Хакалар и Кюрдегелях [Николаенко, 2016; Лист R-47..., 2018]. Эолий занимает относительно ограниченные площади на абсолютных высотах от 60 до 120 м в верховьях рек Кубалах, Кетерей-Тари, Боганида, Дудыпта, а также в долинах Верхней Таймыры, Логаты, Новой, Кубалаха, Сабыды, Дяргалака, Попигай.

Подвижные пески формируют эллипсоидальные и серповидные дюны, кучевые и бугристые пески. Эллипсоидальные дюны имеют длину 0,5-1,2 км, ширину 0,3-0,5 км, высоту 3-10 м. Кучевые и бугристые пески образуют микродюны, микробарханы и песчаные валы высотой до 1-2 метров [Лист S-47-XIX..., 1999]. Параболические дюны развиты по правобережью р. Хета, средняя высота – от 1,5-5,0 до 10-12 м, выпуклая расширенная сторона (от 100 м до 25 км и более) дуги обращена на восток, вогнутая – на запад. Дюны встречаются как поодиночке, так и в виде крупных комплексных дюнных массивов, длина которых достигает 20-25 км, ширина – до 10 км, высота – до 20-30 м [Лист R-47..., 2018].

Наветренная сторона холмов (преимущественно северной экспозиции) наиболее подвержена дефляции и нередко лишена растительности [Лист S-47-XIX..., 1999]. Начало формирования эоловых отложений отнесено к сартанскому времени, когда формировались перигляциальные условия тундро-степи. В долинах рек отмечается современное эоловое рельефообразование [Лист S-47-XIX..., 1999; Лист S-47..., 2015].

2.6.6 Центральная Якутия

Массивы песчаных дюн (тукуланы) имеют широкое распространение в бассейнах рек Вилюй и Лена. Первые сведения о тукуланах получены в ходе Вилюйской Экспедиции Р.К. Маака (1854-1855 гг.), результаты которой были опубликованы в 1883-1887 гг. [Маак, 1886]. Детальное изучение геологического и геоморфологического строения тукуланов, начавшееся в середине 1920-х в рамках работ Вилюйского комплексного отряда Якутской экспедиции АН СССР [Кузнецов, 1929], продолжается в настоящее время силами сотрудников Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН [Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019; Галанин, 2021] (подробная библиография по истории изучения дюнных песков в Центральной Якутии приводится в [Куть, 2015]).

В пределах массивных тукуланов выделяются, как правило, краевая барханоподобная часть и внутренние дюны. Дюны, на примере типичного тукулана «Кысыл-Сырский», имеют параболическую форму с пологим (3-5°) наветренным и крутым (до 45°) внешним склонами. В длину дюны достигают 100-150 м, средняя высота во внутренней части массива составляет 5-6 м, во внешней – 8-12 м [Куть, 2015].

По различным оценкам общая площадь развеваемых эоловых песков в пределах Центральной Якутии составляет от 2,66 до 3,3 тыс км^2, что составляет около 4% от всей площади дюнных массивов. [Павлов, 1981; Куть, 2015; Галанин, 2020]. Тукуланы приурочены к бассейнам рек Хоруонгки, Линдэ, Вилюя и Тюнга (таблица 2.16). Результаты дешифрирования данных ДЗЗ показали, что в целом преобладают песчаные комплексы площадью до 10 км^2 (94,1%), при этом наиболее крупный тукулан, расположенный на левом берегу р.Вилюй, имеет площадь порядка 197 км^2. [Куть, 2015].

Таблица 2.16 – Распределение тукуланов Центральной Якутии по площади [Куть, 2015]

Район распространения, бассейны рек	Площадь района, тыс. км^2	Общая площадь закрепленных дюнных массивов	Количество активных дюнных массивов	Общая площадь активных дюнных массивов, км^2	Мин. площадь, км^2	Макс. площадь, км^2
Хоруонгка	1,3	32008,8	442	477,9	0,003	63,6
Линдэ	2,2		598	640	0,014	90,5
Тюнг	3,4	3465,9	124	831,9	0,011	132,2
Вилюй	21,5	26866,3	290	709,5	0,0015	197
Всего		**62341**	**1454**	**2659,3**		

По одной из гипотез [Зольников, 1954; Павлов, Максимов, 1981] ветровой эрозии подвержены отложения обширного замкнутого пресноводного бассейна, формировавшегося в результате подпруживания р. Лена ледниками и моренами. В дальнейшем, по мнению Г.Ф. Лунгерсгаузена [1961a, 1961b] между ледниковыми массивами Центральной Сибири и Верхоянья складывались благоприятные условия («аэродинамический коридор») для возникновения сильных ветров, которые вызывали дефляцию водно-ледниковых осадков. В.В. Колпаков [1982] выделяет как минимум три генерации пустынных отложений: раннеплейстоценовую пустыню (правобережье Вилюя около устья р.Марха и в бассейне нижнего течения рек Тонгуо и Чыбыда), пустыню времени самаровского оледенения (на левобережье Лены в районе пос. Жиганск, на р.Линде, в обнажении Чиримый-Хая на Лене) и пустыню времени сартанского оледенения (на левобережье Лены в районе пос. Жиганск) (рисунок 2.51).

По современным представлениям [Галанин, Павлова, 2019] к началу голоцена не менее 40% территории Центральной Якутии были покрыты дюнными массивами и супесчаными покровами, чередовавшимися с полузамкнутыми котловинами дефляционного и эолово-подпрудного происхождения. Результаты абсолютного датирования показали, что эоловые пески дъолкуминской свиты формировались от конца каргинского термохрона до начала голоцена (от 35 до 12-10 тыс.л.н.), при этом максимальной интенсивности эоловое рельефообразование достигало в сартанский термический минимум (21-18 тыс.л.н.) [Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019].

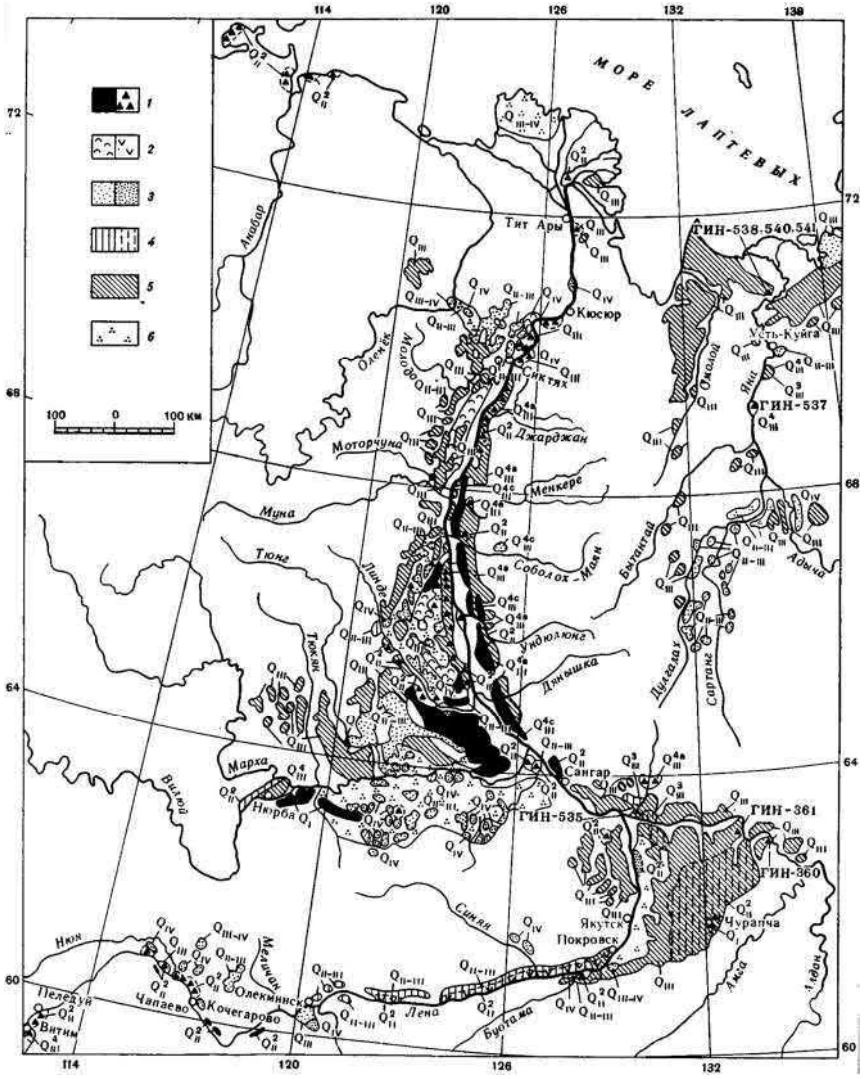


Рисунок 2.51 – Четвертичные эоловые образования Приленской Якутии 1 – ветрогранниковые плащи открытые и погребенные; 2 – безветрогранниковые поверхности дефляции открытые и погребенные; 3 – пески открытые и погребенные; 4 – лёссовидные отложения открытые и погребенные; 5 – криогенно-эоловые отложения (покров); 6 – пески эоловые и водные неразделенные [Колпаков, 1982]

2.7 Распространение эолового рельефа в постледниковых и ледниковых районах мира

2.7.1 Западная и Северная Европа

Наиболее длительную историю в Европе имеет изучение внутренних материковых дюн (inland dunes) на территории Германии. Первое упоминание дюнных песков в районе Луккенвальде (к югу от Берлина) относится к 1832 г. [Klöden, 1832]. В конце XIX в. в нескольких публикациях [Gutbier, 1865; Sabban, 1897; Gebauer, 1904] отмечаются дюны вблизи Дрездена, Берлина, Гайдельберга, Мекленбурга и в других районах северной Германии (подробное описание инициальных немецких исследований приводится в [Solger, 1910b; Тутковский, 1910]). Однако, начало детальных исследований связано с именем ученика Рихтгофена Ф. Зольгера [Solger, 1905, 1910a], который на основе анализа асимметрии западного и восточного склонов барханов Бранденбурга (рисунок 2.52) и актуальных метеоданных Потсдамской обсерватории пришел к выводу о том, что песчаный рельеф был сформирован восточными ветрами в послеледниковую эпоху.



Рисунок 2.52 – Дюны Кессельберг *(Kesselbergdüne)* между городами Йоахимсталь и Гросс-Шёнебек (Бранденбург, Германия) [Solger, 1910b]

Зольгер также разделил все наблюдаемое многообразие материковых дюн на 11 классов (*Walldünen, Bogendünen, Strichdünen, Zungenhügel, Stufendünen, Dünenhaken, Windmulden und Windgräben, Kupsten, Parabeldünen, Haldendünen («Garmaden»)*)[1] [Solger, 1910b]. Вопросы реконструкции атмосферной циркуляции и ее связи со строением и морфологией древних дюн в Германии неоднократно рассматривались позднее [Poser, 1950; Pyritz, 1972].

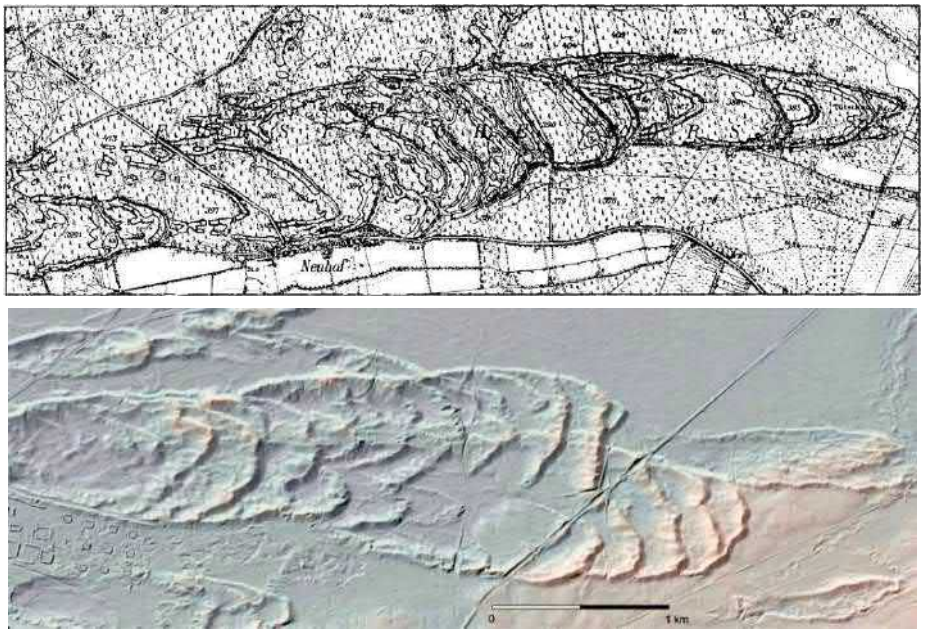
Полноценное описание всех известных на начало XX в. материковых дюн на территории Северной и Центральной Европы дано в обобщающей работе Ивара Хегбома [Högbom, 1923] (рисунок 2.53). Здесь впервые собраны подробные сведения о дюнах Швеции (северная и центральная части), Норвегии (южная часть), Финляндии (включая Карелию), Дании, Германии, Польши, Прибалтики и Венгрии. Кроме того, на основе анализа климатических данных сделан важный вывод о том, что если в центральной части Швеции дюны были сформированы ветрами, имевшими направление перпендикулярно границе отступающего покровного ледника, то для дюн Германии и Польши нет явных свидетельств их появления вблизи ледника в результате воздействия северных ветров, также как не прослеживается явной генетической связи материковых дюн и лёссового покрова в центральной Европе.

В дальнейшем, вплоть до 1970-х гг., в отдельных странах Европы преобладали региональные исследования эоловых песков, результаты которых представлены на польском, немецком и других языках, что существенно затрудняет их изучение (например, библиографию на польском языке можно найти в публикациях [Galon, 1959, 1969], на немецком – в [Poser, 1950; Pyritz, 1972]). Вместе с тем, эоловый рельеф был обнаружен и описан в новых регионах – Великобритании [Perrin et al., 1974; Williams, 1975; Catt, Shotton, 1977], Исландии [Preusser, 1976], Шпицбергене и Гренландии [Hansen, 1965; Czeppe, 1966]. Подробное описание основных исследований эоловых дюн и лёссового покрова в Европе за этот период представлено в обобщающей монографии И.А. Волкова [1971].

Успешной попыткой систематизации научных результатов, полученных с 1950 по 1981 гг., является аннотированная библиография по перигляциальным дюнам и покровным эоловым пескам [Niessen et al., 1984] и дополняющая ее публикация [Koster, 1988]. Здесь впервые вводится выражение «Европейский песчаный пояс» (*European sand belt, ESB*), обозначающее непрерывную полосу эоловых образований (дюн и покровных песков), площадью в несколько десятков тысяч км^2, протянувшуюся от побережья Бельгии и

[1] стеновые дюны, арочные дюны, линейные дюны, языковые холмы, ступенчатые дюны, дюнные крюки, ветровые впадины и ветровые канавы, купстены, параболические дюны, кучевые дюны

Нидерландов до восточных границ Польши. В пределах Европы выделяется 12 основных участков развития дюн в Англии, Бельгии, Нидерландах, Германии, Польше, Дании, Швеции, Норвегии и Финляндии, для каждого из которых указывается расположение, общая площадь, возраст эоловых форм и основное направление рельефообразующих ветров. Позднее, на основе изучения крупномасштабных топографических карт и дополнительных полевых исследований, *ESB* был продлен на территорию Беларуси, Украины, Латвии, Литвы, Эстонии и европейскую часть России (до Оки и Волги) [Zeeberg, 1998].



а)

б)

Рисунок 2.53 – (а) Дюнный комплекс Шлаге-Берге *(Schlage-Berge)* к северо-западу от г. Барут (Бранденбург, Германия) (топокарта масштаба 1:50 000 [Högbom, 1923]; (б) дюны вблизи г. Мельхов (Бранденбург, Германия) [AG Geologie, Düne, 2023]

Эоловые пески (*aeolian sands, coversand, cover sands*) в качестве одного из тематических классов (слоев) представлены на современных картах распространения лёссовых отложений. В этом отношении можно привести несколько наиболее распространенных примеров:

- карта европейских лёссов (*European Loess Map*) масштаба 1:2500000, разработанная в Центре экологических исследований имени Гельмгольца (UFZ-Centre for Environmental Research Leipzig-Halle) при участии ученых их разных стран [Hasae et al., 2007]. Эоловые пески (размер зерен 630-2000 нм) здесь показаны фрагментарно, преимущественно в центральной части ESB, на включая северную Европу (Норвегию, Швецию и др.);
- новая карта европейских лёссов (New European loess map), разработанная под руководством Ф. Лемкуля [Lehmkuhl et al., 2021] (рисунок 2.54). На карте, основанной на региональных картографических источниках 27 стран, показаны эоловые пески, общей площадью более 40 тыс. км^2, при этом объекты эолового рельефа в северной части Европы и западной части России не учитывались (рисунок 1.6). Тем не менее, исходные данные доступны в векторном виде, что делает удобным их анализ и использование [Lehmkuhl et al., 2020];
- пересмотренная карта эоловых отложений Европы (Revised map of European aeolian deposits), разработанная коллективом французских ученых на основе базы данных о текстурах почвы LUCAS (Land Use and Cover Area Frame Statistical *Survey*) [Bertran et al., 2021]. Карта содержит слой покровных эоловых песков, общей площадью 372 тыс. км^2, при этом лишь частично учитывается территория Фенноскандии (южная часть) и Англии (восточная часть) (исходные данные карты доступны в векторном виде по запросу авторам).

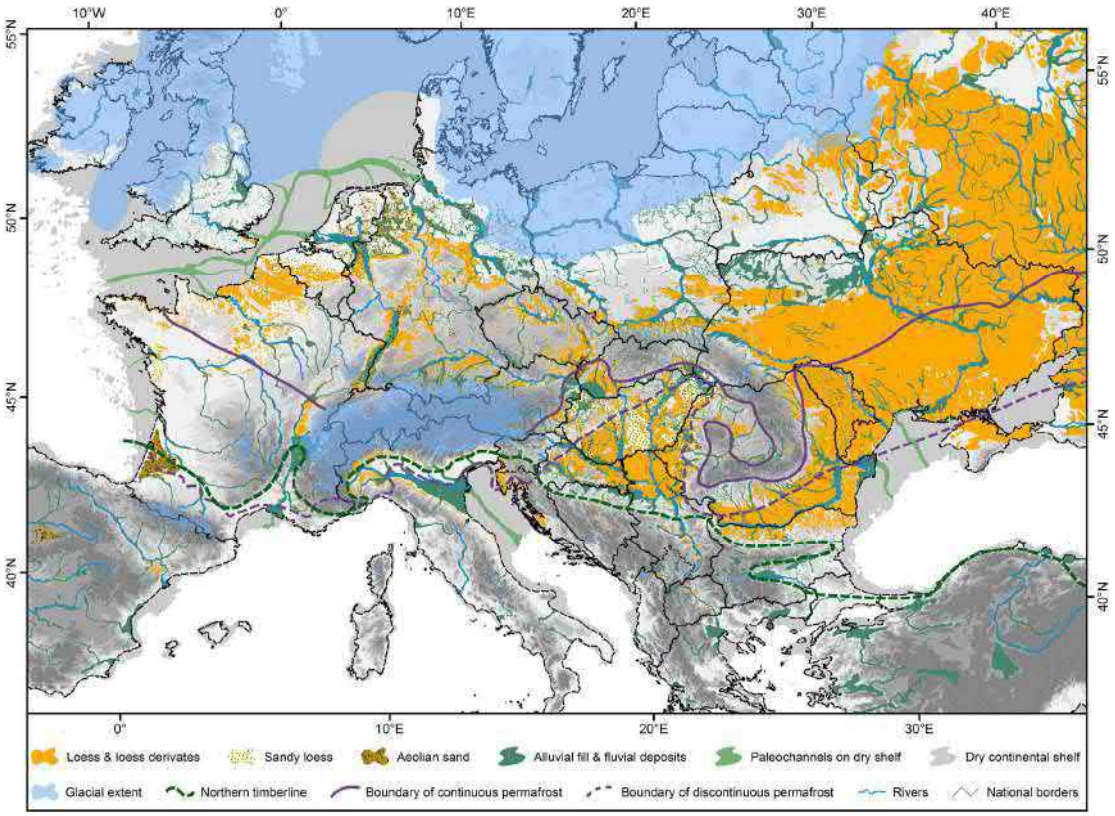


Рисунок 2.54 – Распространение позднеоплейстоценовых субаэральных отложений в Европе [Lehmkuhl et al., 2021]

В настоящее время в различных регионах (Литва, Латвия, Швеция, Финляндия, Польша) [Celiņš, 2011; Matthews, Seppälä, 2014; Kalińska-Nartiša et al., 2015; Alexanderson et al., 2016; Woronko, Bujak, 2017] продолжаются исследования древних материковых дюн, которые, как правило, сопровождаются детальным картографированием отдельных объектов (рисунок 2.55). Тем не менее, можно констатировать, что, единая карта, которая бы в полной мере отражала все известные в Европе эоловые формы рельефа (дюны и покровные пески), отсутствует.

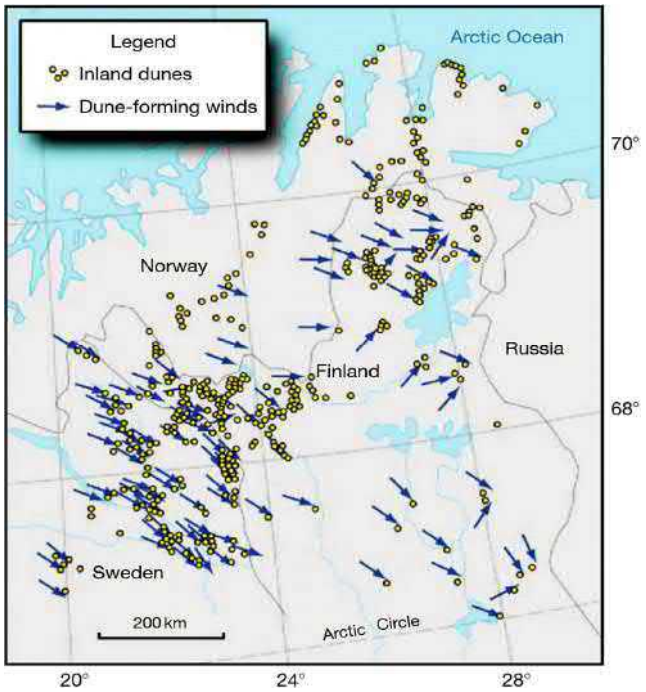
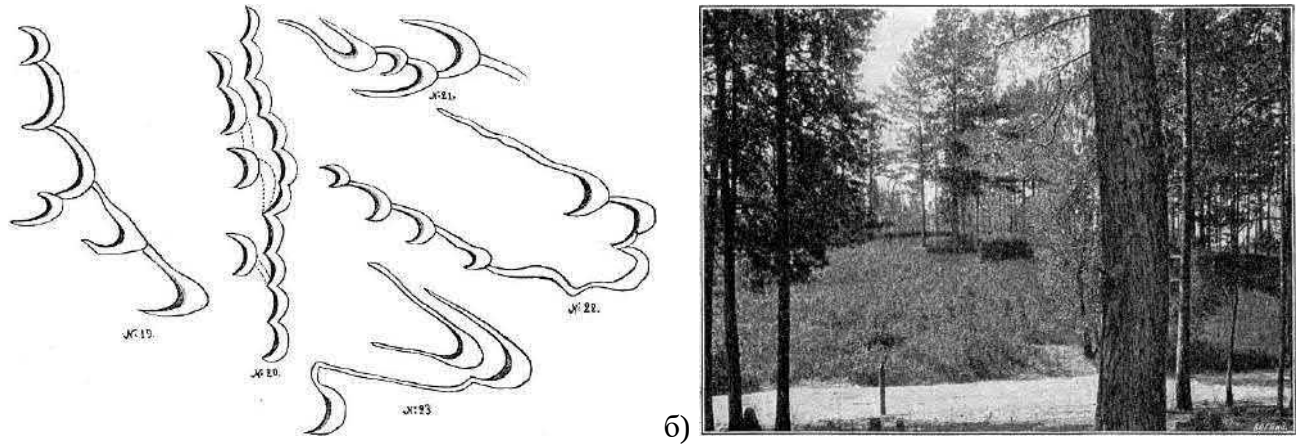


Рисунок 2.55 – Дюны и дюнообразующие ветры Фенноскандии [Seppälä, 2004]

2.7.2 Западная часть Восточно-Европейской равнины (Белорусское Полесье)

На территории Полёсской низменности, как уже отмечалось, впервые детальное описание морфологии, распространения и генезиса эолового рельефа было дано в работах П.А. Тутковского [1910, 1925]. Полесье, по мнению автора, представляет собой реликтовую пустыню послеледникового времени, а основными эоловыми формами являются барханы, образованные под действием восточных ветров (рисунок 2.56). Несмотря на дальнейшую обоснованную критику К.К. Маркова в части направления активных ветров и идентификации барханов, а также Б.Л. Личкова в части существования пустынных (аридных) условий [1928b, 1928a, 1930], позднее исследования в целом подтвердили принципиальное наличие эолового рельефа и его связь с условиями деградации покровного оледенения на данной территории.



а) б)

Рисунок 2.56 – а) Различные типы «одиночных и полисинтетических барханов» Полесья; б) пример «покоющегося бархана» у д.Раски («Горы Моржевы») [Тутковский, 1910]

Наиболее подробно к настоящему времени изучены эоловые формы Белорусского полесья [Маринич, 1963; Матвеев и др., 1988; Матвеев, 1990; Геология Беларуси, 2001]. Так, в 1961 г. в коллективной монографии приводится подробное описание эоловых песчаных отложений и указывается на важную роль ветра при их образовании и трансформации [Горелик и др., 1961]. Одновременно с этим В.К. Лукашев на основе геохимических методов показал, что большинство песчаных форм рельефа являются водно-аккумулятивными образованиями, связанными с флювиогляциальными и речными потоками, либо останцами размыва (фрагменты террас, зандров, холмов), перетерпевшими частичную ветровую переработку в позднеледниковье [Лукашев, 1963]. В работе Киселева и Марзина [1994] вся совокупность эоловых форм рельефа белорусского Полесья разделена на две генетические группы. В первую входят барханы, поперечные ветру гряды и кольцевые дюны. Во вторую – дюнные береговые валы, гипертрофированные комплексные дюнные образования и одиночные округлые дюны [Киселев, Марзин, 1994]. При этом наличие правильных одиночных барханов, как утверждают авторы, свидетельствует о периоде сухого континентального климата и наличие мерзлотного горизонта (условия перигляциальной тундростепи).

Большинство эоловых форм приурочено к надпойменным террасам и поймам крупных рек (Припяти, Птичи, Уборти, Случи, Ствиги, Горыни, Оressы, Днепра, Березины, Сожа, Свольна и др.) и прибрежным зонам отдельных озер (Нарочь) [Санько и др., 2012]. Как правило, дюны имеют небольшую высоту (до 2-3 м), в отдельных случаях – 5-10 м, при единичных максимальных высотах 20-25 м. Крутизна восточного склона составляет 5-10°, западного - 15-30°. Длина дюн колеблется от 0,5 до 2,5 км, реже - до 4-10 км, ширина варьирует

от 25 до 300 м. Преобладает ориентировка дюн с севера на юг с прогибом к востоку. Эоловые гряды высотой от 0,5 до 10 м имеют протяженность от 0,2 до 2,5 км при ширине от 10 до 300 м. Эоловые холмы и бугры диаметра до 500 м имеют высоту до 6-8 м. Суммарно площадь эолового рельефа составляет 1,5% территории Беларуси [Кухарчик, 2005; Санько и др., 2012].

Многие исследователи отмечают, что эоловые пески, имеющие как правило косую слоистость, приурочены к озерным и озерно-ледниковым (прибрежные фации), а также флювиогляциальным, зандровым и аллювиальным образованиям [Киселев, Марзин, 1994; Кухарчик, 2005; Санько и др., 2012; Гречаник, 2018]. Характерной особенностью является обнаружение довольно многочисленных эоловых многогранников (ветрогранников, трехгранников, драйкантеров) (рисунок 2.57). Минеральный состав эоловых песков – полимиктовый: в легких фракциях преобладают кварц и полевой шпат, в тяжелых – рутил и циркон [Гречаник, 2018].

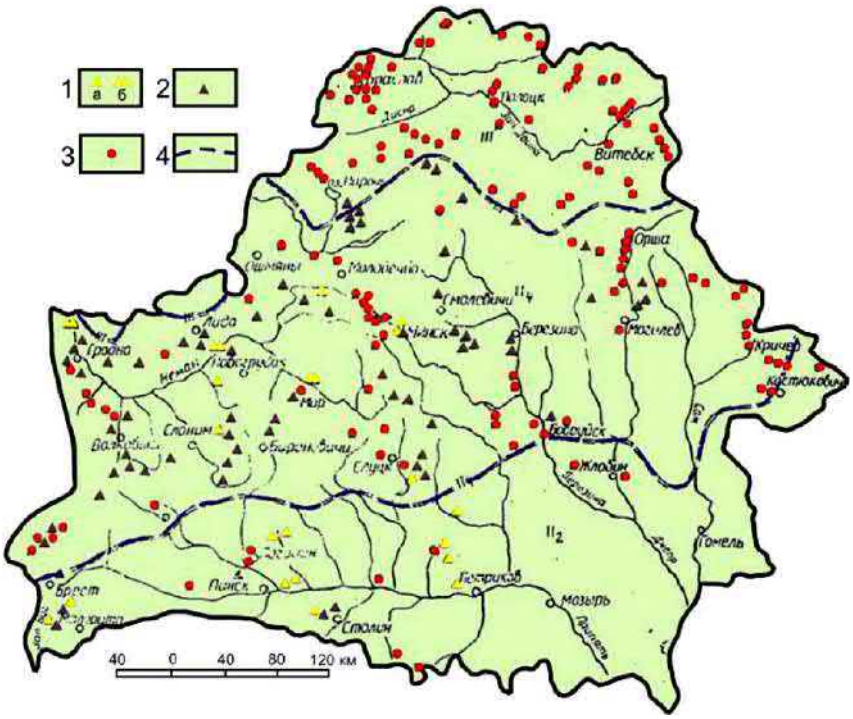


Рисунок 2.57 – Места находок ветрогранников в Беларуси: 1 – П.А. Тутковского (а); Л.Н. Вознячука, М.А. Вальчика и А.И. Гайгаласа (б); 2 –В.В. Колпакова в 1992-1993 гг.; 3 – карьеры без ветрогранников; 4 – границы оледенений [Колпаков, 1995; Санько и др., 2012]

2.7.3 Северная Америка

В Северной Америке изучение материковых дюн носило более централизованный характер и выполнялось в рамках деятельности региональных и национальных геологических служб. Уже в середине XX в. на основе систематизации первичной геологической информации (аэрофотосъемки, материалов полевых работ, крупномасштабных карт четвертичных отложений) появляются обобщающие карты и отчеты по Аляске [Black, 1951] и в целом по территории США и части Канады [Thorp et al., 1952], а несколько позднее – по всей территории Канады [David, 1977].

На территории Аляски материковые дюны (параболические, линейные, комплексные и др.) высотой до 60 м были выявлены в различных районах – в дельте Юкона (*Yukon*), в долинах рек Танана (*Tanana*), Кускоквим (*Kuskokwim*), Койюкук (*Koyukuk, Nogahabara Sand Dunes*), Кобук (*Kobuk Sand Dunes*), а также на прибрежной арктических равнине (*Arctic Coastal Plain*).

На основе дальнейших исследований [Péwé, 1975; Hopkins, 1982] перечень районов был существенно расширен (расположение и подробное описание районов локализации дюн дано в [Lea, Waythomas, 1990], а также в сокращенном виде – в [Niessen et al., 1984; Koster, 1988]).

В Канаде наиболее распространены материковые дюны в провинциях Саскачеван (*Great Sand Hills, North Battleford Sand Hills* и др.) и Альберта (*Wood Buffalo Hills* и др.) (общая площадь 4800 км^2), но также встречаются в провинциях Квебек, Манитоба и на островах Канадского Арктического архипелага (*Banks Island, South-East Baffin Island* и др.) [David, 1977; Niessen et al., 1984; Koster, 1988]). Наиболее известен песчаный массив к югу от озера Атабаска (*The Athabasca sand dunes*) – площадь активных дюн здесь составляет порядка 385 км^2, что делает его одним из крупнейших районов современного эолового рельефа в высоких широтах [Elias, 2013]). На современном этапе исследований с применением дистанционных методов (высокодетальной космической съемки и воздушных лидарных измерений) количество объектов эолового рельефа значительно увеличивается. Так, при картографировании четвертичных отложений в провинции Альберта по лидарным данным было выявлено 15315 линейных эоловых форм (преимущественно, параболических и линейных дюн) [Pfeiffer, Wolfe, 2002; Atkinson et al., 2014]. Примечательно, что эоловые формы отнесены к классу ледникового рельефа, наряду с моренными грядами, озами и каналами стока ледниковых вод.

К югу от границы максимального покровного оледенения наиболее крупный эоловый массив площадью около 50000 км^2 расположен в штате Небраска (*Nebraska Sand Hills*) [Swinehart, 1990]. В настоящее время большая часть массива находится в стабилизированном состоянии, лишь в отдельных местах сохраняются небольшие котловины выдувания. Почти половину площади занимают крупные серповидные дюны, включая барханообразные гряды и барханы. Гряды имеют длину порядка 2-4 км и протяженность от 3 до 20 км при высотах до 50 м (максимальное относительное превышение составляет 135 м), барханы в среднем имеют высоту около 40 м. Около 20% массива занимают большие куполообразные дюны. В юго-восточной части преобладают линейные дюны высотой до 15 м и шириной до 150 м [Mason et al., 2020].

Обобщение всех известных дюн Северной Америки выполнено в рамках подготовки аннотированной библиографии по заказу Геологической службы США (USGS) [Niessen et al., 1984; Koster, 1988]. На основе известных обзорных карт и отчетов [Black, 1951; Thorp et al., 1952; David, 1977] с привлечением дополнительных литературных источников [David, 1979] было выделено 33 ключевых участка развития дюн и покровных песков с указанием расположения, площади, возраста и направления ветра.

В современной литературе можно найти несколько вариантов обзорных карт материковых дюн Северной Америки, где представлены все основные участки развития эолового рельефа для гумидных районов с холодным климатом (порогом является среднегодовая температура 3°C) [Wolfe, 2013, 2022; Lancaster, Hesp, 2020]) (рисунок 2.58).

Основным источником для подобных карт являются базы пространственных данных, подготовленные геологическими службами Канады и США [Soller et al., 2009; Wolfe et al., 2009]. Данные доступны в векторном виде, что позволяет анализировать их непосредственно в ГИС. Так, в базе данных Канадской геологической службы зафиксировано 522 точечных и 1922 полигональных участков эолового рельефа, общей площадью 501163 км^2, при этом для каждого участка указаны географическое название, координаты, морфологический тип, состояние (стабильное или активное) и литературный источник [Wolfe et al., 2009]. Периодически происходит расширение информации об объектах эолового рельефа, чему способствует

планомерная работа по обновлению региональных геологических карт на основе современных, прежде всего лидарных, данных [Fenton et al., 2013b][1]. Таким образом, для территории Северной Америки отмечается наиболее детальная и полная локализация современных и реликтовых материковых дюн.

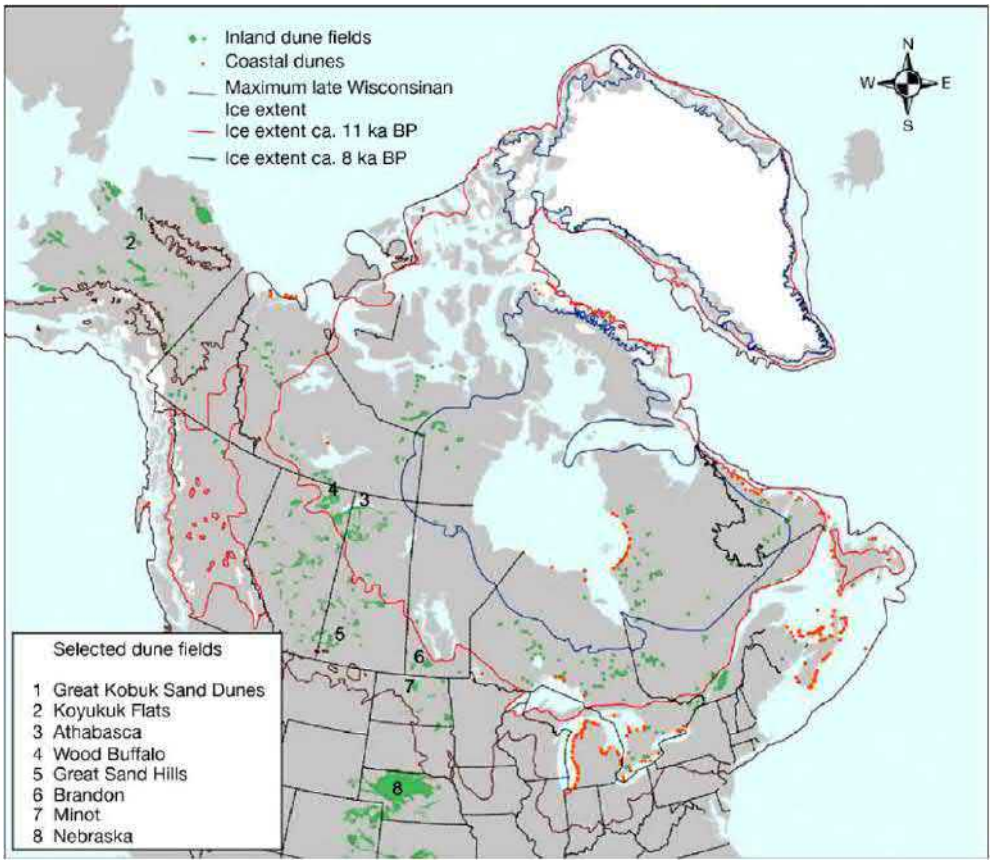


Рисунок 2.58 – Высокоширотные дюнные поля Северной Америки [Wolfe, 2014]

2.7.4 Гренландия, Антарктида

Голоценовые эоловые пески и лёссы широко распространены в речных долинах Гренландии, выполненных флювиогляциальными отложениями [Hansen, 1970; Dijkmans, Törnqvist, 1991; Bullard, Austin, 2011]. В Западной Гренландии (*Kangerlussuaq area*) по результатам дешифрирования материалов аэрофотосъемки их площадь составляет 120 км^2 и 7000-9000 км^2 соответственно [Nielsen, 2010]. Эоловые образования представлены частично стабилизированными покровными песками (*semistabilized low-angle sandsheets*) и восходящими дюнами (*climbing dunes*) [Wolfe, 2022]. Также отмечается ограниченное распространение дюн (в виде холмов до 2 м высотой и песчаных плащей) на Земле Пири (*Etukussuks Dal, Borgluin Elvcns Dal*) [Fristrup, 1952; Hansen, 1965]. Подробно описаны эолово-нивейные пески, а также эоловое заполнение морозобойных клиньев [Dijkmans, Törnqvist, 1991]. Условия эолового осадконакопления в Гренландии зависят от доступности и близости источников песчаного материала, режима увлажнения, развития растительного покрова и ветровой активности [Willemse et al., 2003]. В целом, формирование дюнных полей определяется строением широких долин стока талых вод, постоянно меняющихся в результате отступания фронта ледника, а также воздействием стоковых катабатических ветров, дующих с ледника к побережью вдоль долин [Wolfe, 2022].

[1] Alberta Interactive Minerals Map https://ags.aer.ca/publication/iam-001

В Антарктиде начиная с 1970-х гг. активно изучается эоловый рельеф, расположенный в районе свободных от льда сухих долин МакМердо (*McMurdo Dry Valleys*) [Lindsay, 1973; Calkin, Rutford, 1974; Selby et al., 1974; Cailleux, 1978]. Морфология дюн разнообразна, здесь отмечаются поперечные дюны (*transverse dunes*), барханоиды (*barchanoid*), китообразные дюны (*whaleback dunes*), восходящие дюны (*climbing dunes*) и покровные (*sand sheets*). Так, в долине Виктория (Victoria Valley) дюнное поле, расположенное к югу от ледника Пакарда (*Packard dunes*) имеет размеры 3,5×1 км (рисунок 2.59). Эоловые отложения залегают непосредственно на морене, вплотную приближаясь к фронту ледника. Дюнные гряды северо-восточного простирания имеют длину от 70 до 600 м и высоту от 3 до 11 м. Междюнное пространство имеет галечное основание. Одной из отличительных особенностей антарктических дюн является наличие снежных и ледяных прослоев в песке, что связано с активным эоловым переносом в зимнее время [Calkin, Rutford, 1974]. Западнее расположено поле китообразных дюн (*whaleback dunes*), общей площадью около 2,45 км^2 (5,76×0,67 км). Здесь выделяется до 22 дюн, по форме напоминающих китовую спину, что может определяться строением нижележащей морены [Calkin, Rutford, 1974; Selby et al., 1974; Bristow et al., 2010]. Вблизи дюн фиксируются морозобойные трещины, заполненные эоловым песком [Bockheim et al., 2009].

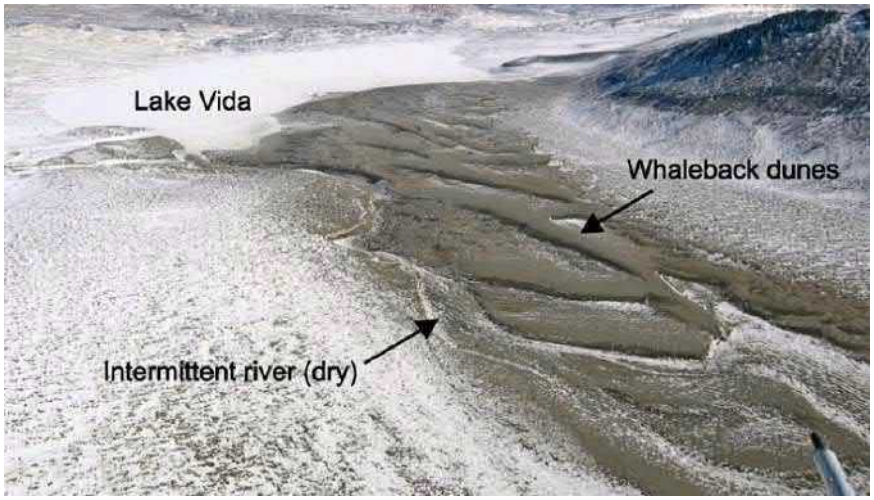


Рисунок 2.59 – «Китовые» дюны в долине Виктория (Антарктида) [Bristow et al., 2010]

Первичные измерения показали, что дюны движутся со средней скоростью 5,64 м/год [Calkin, Rutford, 1974], однако более поздние исследования показали, что средняя скорость значительно меньше – порядка 1,5 м/год (от 0,5 до 2,2 м по 19 измерениям за период с 1961 по 2001 гг.) [Bourke et al., 2009]. Непрерывные измерения скорости и направления ветра в сухих долинах МакМердо (*Victoria, Taylor, Wright Valleys*) с 2008 по 2010 гг. показали, что пороговая скорость составляет около 10 м/сек (на высоте 4,2 м) [Gillies et al., 2013]. Приземная пороговая скорость значительно меньше и составляет 5,3 м/сек [Speirs et al., 2008]. Подобные различия объясняются тем, что уже на небольших высотах увеличивается разреженность воздуха, снижается удельная влажность и динамической вязкость, влияющими на условия турбулентности в холодных антарктических условиях [Wolfe, 2022]. Также в долине Виктория отмечается регулярное возникновение фенов – порывистых юго-западных ветров со скоростью более 30 м/сек, вызывающих существенное снижение влажности и рост температуры выше 0°C [Speirs et al., 2013]. По результатам наблюдений сальтация происходит в широком диапазоне температур от -40 до +5°C. Эоловый перенос связан с западными ветрами осенью и зимой и восточными ветрами весной и летом (переносится плохо сортированный песок 250-500 нм). Период сальтации может достигать 13% в год (*Wright Valley*) [Gillies et al., 2013].

2.8 Выводы по главе 2

В северной части Западной Сибири эоловый рельеф представлен котловинами выдувания (раздувами), параболическими дюнами и локальными участками песчаных обнажений. Естественные участки оголенных песков суммарно занимают порядка 1922 км^2. Пространственное распространение отличается неравномерностью – зоны максимальной концентрации выделяются на Ямальском, Гыданском и Тазовском полуостровах, а также в бассейнах рр. Пур и Надым. В Ямальском районе ЯНАО сосредоточено 62,6% всех выявленных участков (1203,07 км², 1,02% от общей площади района).

Эоловые обнажения приурочены к бортам речных долин, оврагов и озерных котловин – за пределами 500-метровой зоны от объектов гидросети находится только 3,81% площади оголенных песков. В части высотного распределения 86,6% площади оголенных песков выявлены в интервале 10-60 м над у.м. с максимумом в интервале 30-45 м над у.м. Естественные эоловые формы выявлены на территории 129 из 226 лицензионных участков нефтегазовых месторождений (общая площадь составила 149,41 км²).

Средняя площадь 48 наиболее крупных (более 1 км^2) котловин выдувания составляет 4,5 км^2, амплитуда относительных высот 15,39 м, угол наклона поверхности 2,29°. У трети котловин зафиксированы признаки слияния, что приводит к усложнению плановой конфигурации. Средняя высота аккумулятивных валов по периферии котловин выдувания – 5,61 м, максимальные значения достигают 8-10 м, углы наклона внешних склонов 26-31°. На поверхности трети котловин формируются активные поперечные дюны, средняя высота которых составляет 1,73 м, расстояние между гребнями 63-118 м. Углы наклона подветренных склонов поперечных дюн варьируют от 20° до 42° (в среднем 30°). В отдельных случаях поверхность котловин осложнена реликтовыми морозобойными трещинами (среднее расстояние между трещинами 10-15 м).

Анализ динамики площади оголенных песков с 1968 по 2020 гг. показал, что для 12 из 15 выбранных котловин выдувания (более 1 км^2) наблюдается сокращение, а для 3 (из 15) котловин – увеличение площади. Среднее сокращение площади по всем объектам составило 10,3 га (медиана – 6,8 га). Наибольшее сокращение (до 48,6 га) выявлено для котловин, расположенных на водоразделе рр. Надым и Левая Хетта и рр. Надым и Пурпе (вблизи г. Муравленко) на абсолютных высотах более 90 м над у.м.

Проведенные оценки скорости смещения за 1960-2010-е гг. периферических валов наиболее крупных котловин выдувания показали среднее значение 0,29 м/год, валы движутся преимущественно в юго-восточном направлении (азимут 155°). Средняя скорость движения поперечных дюн составляет 0,5 м/год, что в целом соответствует показателям аналогичных дюн в высокоширотных регионах Аляски (0,5-1,5 м/год) и Антарктиды (1,5 м/год).

Современная эоловая аккумуляция наиболее активно проявляется на подветренной стороне подвижных периферических валов и поперечных дюн – средние значения достигают 15-25 см/год, максимальные – до 30-50 см/год. Зимний эоловый перенос песчаного материала происходит в апреле-мае при оголении гребней дюн.

Критическое обобщение обширного литературного материала позволило установить уникальные морфометрические и морфодинамические особенности эолового рельефа севера Западной Сибири по отношению к другим высокоширотным регионам мира (Европа, Северная Америка, Гренландия, Антарктида). Установленные количественные характеристики создают основу для палеогеографических реконструкций.

3 РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ЭОЛОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В КОНТЕКСТЕ РАЗВИТИЯ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

3.1 Общая характеристика

В бассейнах рр. Надым, Полуй, Казым, Ныда, Пур, а также на побережье Обской губы эоловые образования выявлены в половине изученных объектов (94 из 188). Фактическая выборка включает 40 разрезов (изучены подробно), 47 обнажений (произведена зачистка и фотографирование) и 7 шурфов (изучены частично). Приведенный ниже рисунок 3.1 наглядно показывает, что пространственное распространение эоловых образований довольно равномерное (повсеместное), какие-либо зоны повышенной концентрации отсутствуют.

В геоморфологическом отношении можно отметить, что среди разрезов (40 объектов/58 слоев) большая часть (55%) выявленных эоловых песков и алевритов приурочена к речным террасам (из них 29% – это подвижные, 17% – покровные и 9% – аллювиально-эоловые пески), треть (34%) – к коренным склонам (из них 12% – это подвижные, 10% – покровные, 2% – аллювиально-эоловые пески и 10% – лёссовидные алевриты), а оставшаяся часть (10%) – к явно выраженным положительным формам рельефа на водораздельных равнинах (грядам или холмам) (из них 3% – подвижные, 5% – покровные пески и 2% – лёссы).

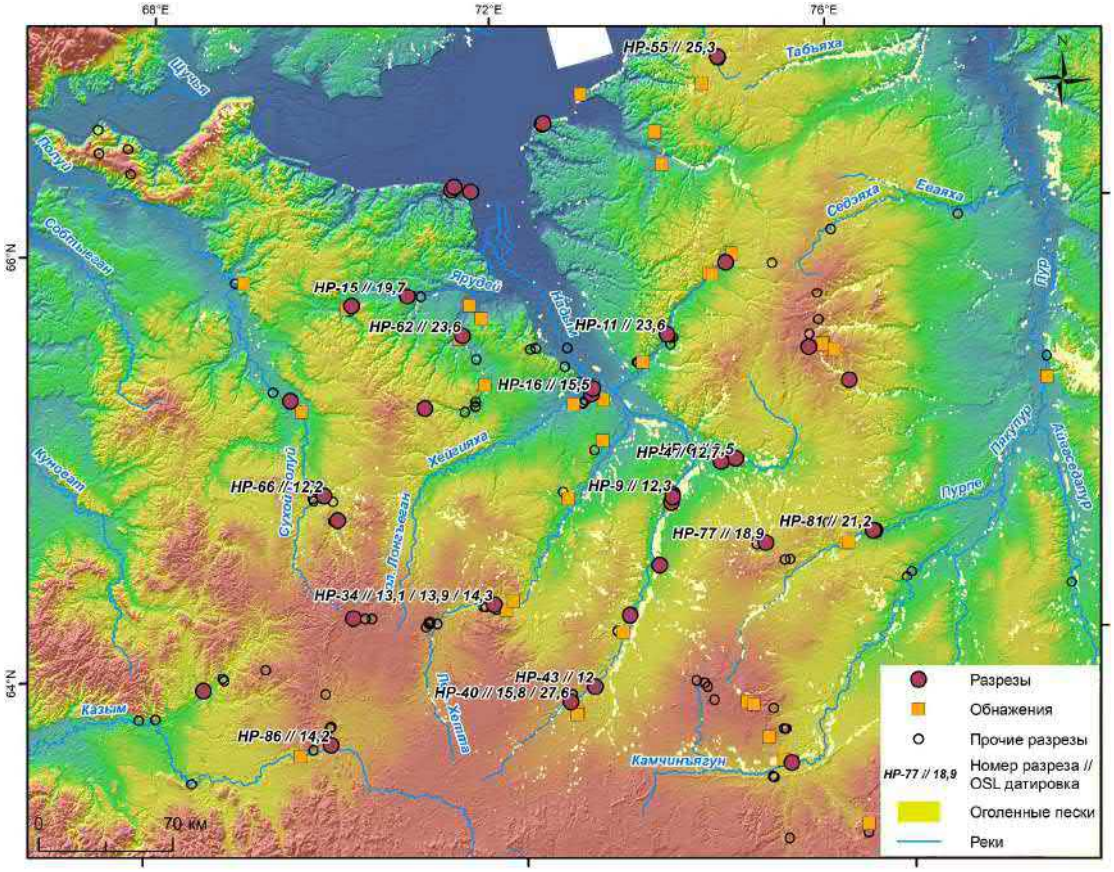


Рисунок 3.1 – Обзорная карта разрезов и обнажений с выявленными эоловыми осадками

3.2 Текстурные и литологические признаки

Критический обзор литературы, приведенный в главе 2, показал, что субаэральные осадки прогляциальной и экстрагляциальной зон имеют достаточно устойчивые текстурные и литологические признаки *вне зависимости от географии распространения*. В том числе,

практически не отличаются они в разрезе и от традиционных эоловых песков *тропических регионов* [Pye, Tsoar, 2009]. В этом отношении эоловые образования северных районов Западной Сибири в целом имеют характерные черты, описанные исследователями для севера Европы, Северной Америки, Южной Америки, Цинхай-Тибетского нагорья и др. [Schwan, 1986, 1988; Koster, 1988; Brodzikowski, Loon, 1990; Астахов, Свенсен, 2011; Astakhov, 2014; Derbyshire, Owen, 2018]. В зависимости от условий накопления, текстурных и литологических и иных особенностей субаэральные осадки прогляциальной и экстрагляциальной зон делят на фации подвижных (дюнных) песков, покровных песков, аллювиально-эоловых песков, и лёссовидных алевритов (лёссов). Ниже приводится описание основных признаков, которые использовались при диагностировании эолового осадконакопления в рамках данной работы.

1) Подвижные (дюнные) пески. Характеризуются более грубым по отношению к другим фациям гранулометрическим кварцевым составом, хорошей сортировкой, однородным желтым или светло-желтым цветом и ясно выраженной диагональной, перекрестной или слабонаклонной слоистостью (рисунок 3.2, 3.3). В качестве косвенных признаков можно выделить наличие погребенных подзолистых горизонтов (может быть один или несколько) и остатков корней растительности. Отличительной чертой являются наличие в разрезе ритмичных субгоризонтальных тонких прослоев ржавого цвета (рисунок 3.4), которые представляют собой остатки протаявших шлиров сегрегационного льда (существуют и другие варианты объяснения, подробнее см. дискуссию в [Zaretskaya et al., 2024]). Дюнные пески приурочены, как правило, к соответствующим аккумулятивным формам хорошо различимого на местности эолового рельефа – параболическим дюнам, валам по периферии котловин выдувания и др. Вниз по профилю подвижные (дюнные) пески нередко переходят в фацию покровных песков (рисунок 3.5).

2) Покровные пески. Покровные пески на севере Западной Сибири в целом имеют характерный внешний облик и достаточно уверенно соотносятся с подобными образованиями в северных регионах Европы, Азии и Северной Америки (рисунок 3.6). Они характеризуются узким диапазоном гранулометрического состава (от крупного алеврита до мелкого песка), частой неправильной параллельной слоистостью (иногда – слабонаклонной), встречаются также погребенные следы дефляции и прослои с адгезионной слоистостью и адгезионной рябью (рисунок 3.7). Пески рыхлые, ожелезненные, ритмично чередуются с прослоями суглинков более темного цвета, при этом следы водной сепарации и размыва отсутствуют. Типичным признаком является наличие следов морозобойного растрескивания, прослоев массивных бесструктурных песков, корнеходов, вертикальных трещин, языков солифлюкционных диамиктов. Покровные пески, как правило, облекают неровности рельефа без изменения своего морфологического облика. В зависимости от возраста, условий влажности и наличия многолетней мерзлоты выделяется до 4 подтипов покровных песков (рисунок 3.7).

3) Аллювиально-эоловые пески. Характеризуются чередованием прослоев светло-желтых мелкозернистых горизонтально слоистых песков с серыми мелко- или грубозернистыми горизонтально, наклонно или волнисто слоистыми. Либо возможен второй вариант – сочетание с прослоями суглинков и гумусированных горизонтов серого или темного цвета (рисунок 3.8). Могут встречаться зоны размыва, следы просадок, остаточные следы морозобойного растрескивания и отдельные песчаные прослои неправильной формы. Аллювиально-эоловые пески приурочены по большей части к террасам средних и крупных рек, они формируются в пределах высокой поймы на участках замедления скорости водного потока при хорошо выраженном переменном гидрологическом режиме, вверх по профилю они могут сменяться фациями покровных или подвижных песков.

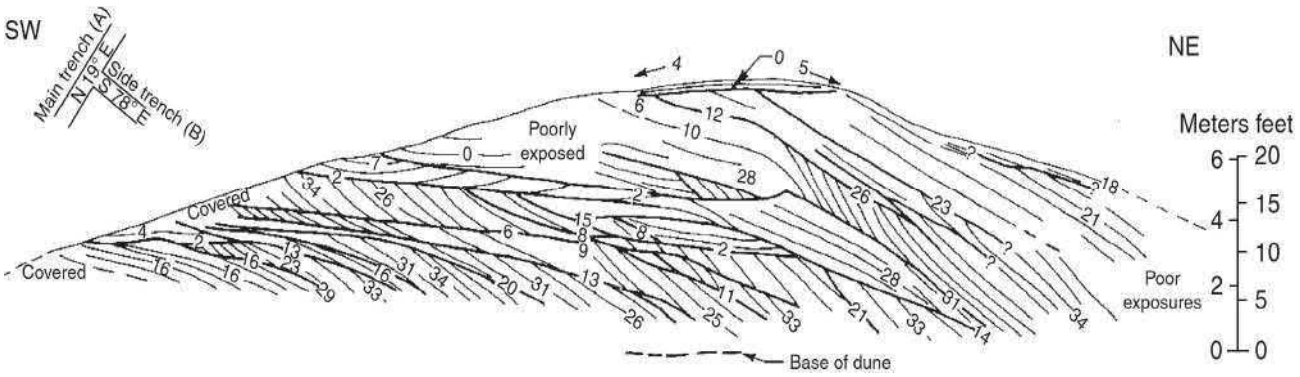


Рисунок 3.2 – Слоистость подвижных дюн, эоловый массив White Sands, Нью-Мексико, США [McKee, 1966]



Рисунок 3.3 – Слоистость подвижных дюн: слева – модельный раздув, Надым (фото О.С. Сизова, 2012), справа – [Николаенко, 2016]

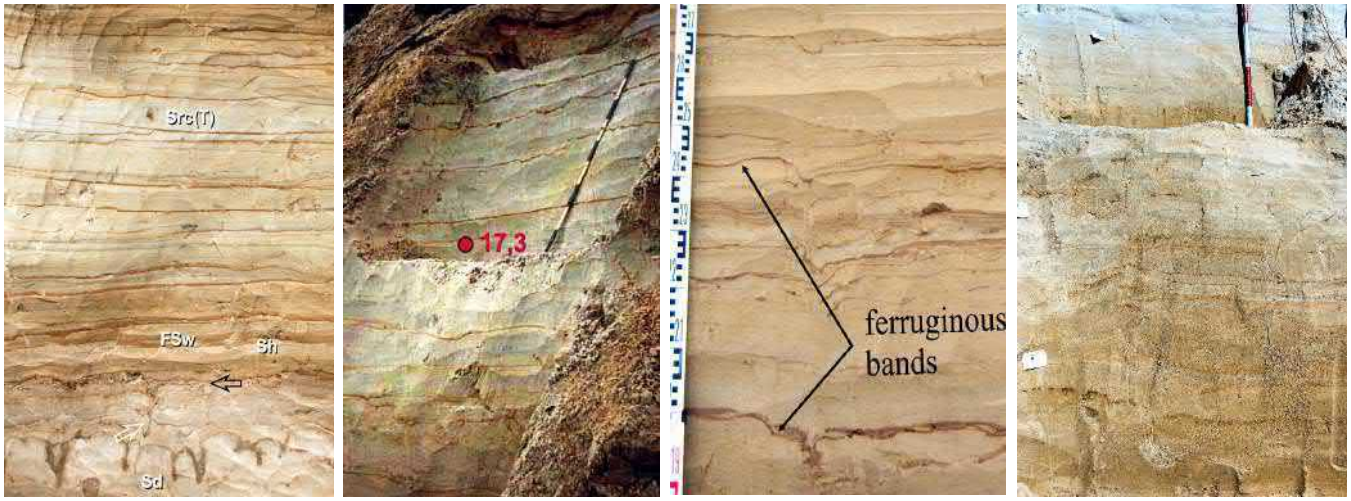
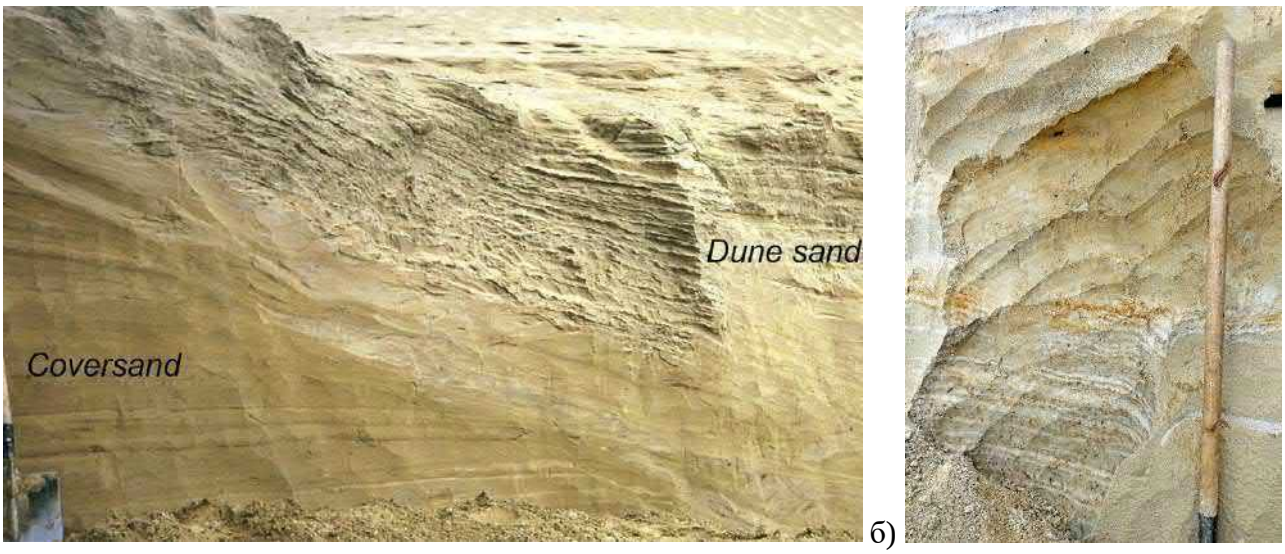


Рисунок 3.4 – Субгоризонтальное ритмичное ожелезнение в подвижных песках: а) Юзефув, Польша [Woronko et al., 2015]; б) р. Вонда, бассейн Печоры [Никольская, 2006]; в) Кэччойяг, Вычегда [Zaretskaya et al., 2024]; г) Танлова, НР-5 (фото О.С. Сизова, 2017)

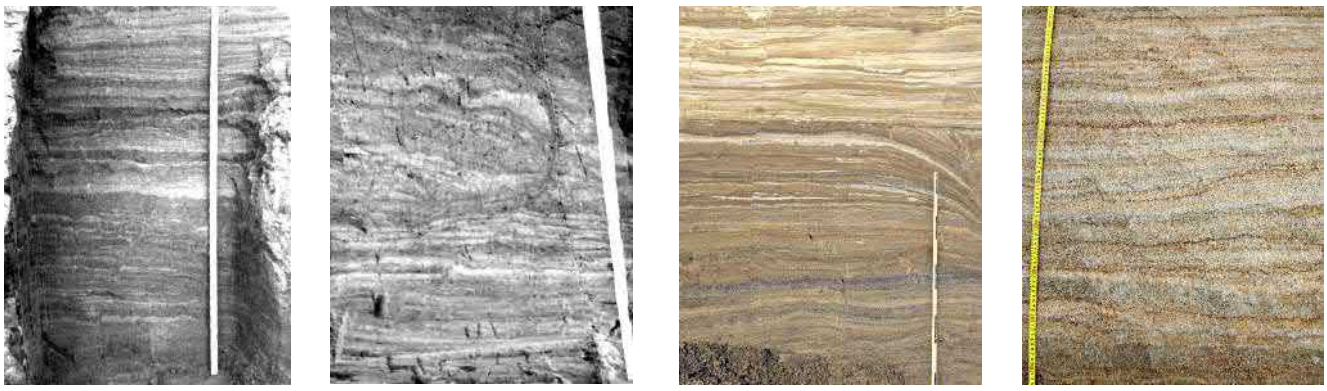


а) б)

Рисунок 3.5 – Зона контакта подвижных (дюнных) и покровных песков: а) р.Куя, приток Печоры [Astakhov, 2014]; б) модельный раздув, Надым (фото О.С. Сизова, 2021)



а) б) в) г)



д) е) ж) з)

Рисунок 3.6 – Примеры текстур покровных песков: а) Kleszczow graben, Польша [Brodzikowski, Loon, 1990]; б) Nussloch, Германия [Antoine et al., 2009]; в) Titaluk River, Аляска [Gaglioti et al., 2018]; г) site 06013, Вычегда [Lysså et al., 2011]; д) Мархида, Печора [Mangerud et al., 1999]; е) Марресале, Ямал [Forman et al., 2002]; ж) Хакалар (7146-2), Северо-Сибирская низменность [Николаенко, 2016]; з) обнажение 2022_11, Нгарка-Пыръяха (фото О.С. Сизова, 2022)

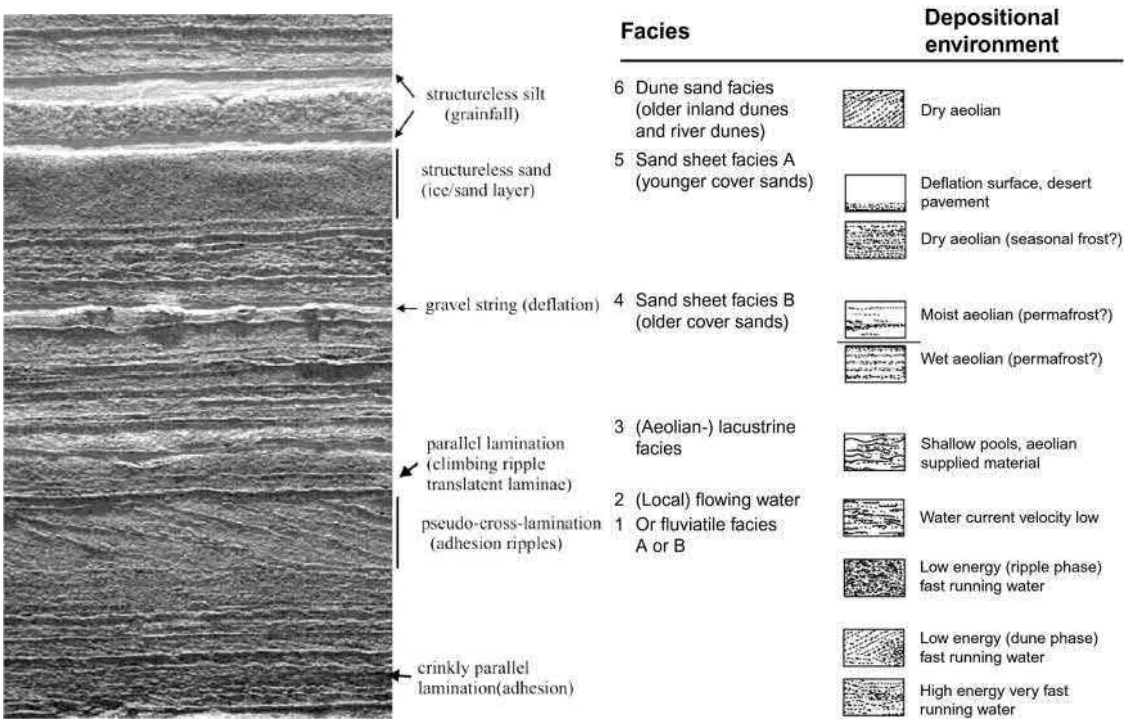


Рисунок 3.7 – Фации и осадочные текстуры вислинских (Weichselian/Weisheselian) дюнных и покровных песков (Нидерланды) (по [Ruegg, 1981, 1983; Schwan, 1986, 1988; Koster, 1988; Brookfield, 2011; Derbyshire, Owen, 2018])

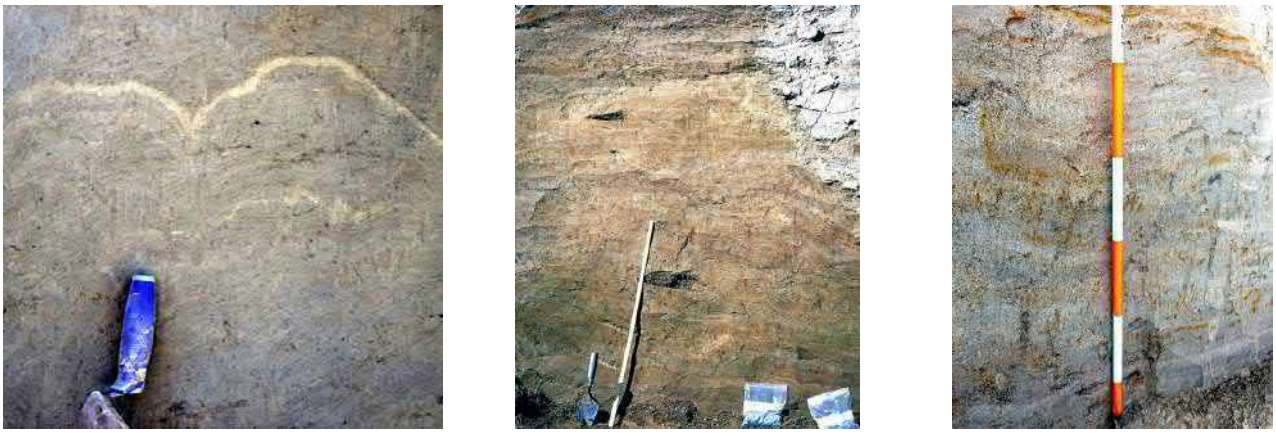


а) б) в)

Рисунок 3.8 – Примеры текстур аллювиально-эоловых песков: а) Niwiska, Польша [Woronko et al., 2015]; б) НР-34, Левая Хетта (фото О.С. Сизова, 2020); в) НР-86, Казым (фото О.С. Сизова, 2023)

4) Лёссовидные алевриты (лёссы). Характеризуются массивным строением и высоким содержанием илистой фракции (от 10 до 50 мкм). Цвет может меняться от светло-желтого до коричневого или сине-серого. Нередко встречаются прослои и даже линзы, заполненные песком. Лёссовидные алевриты имеют пористый характер и неравномерную горизонтальную слоистость, которая обычно не очень отчетливо развита и может прерываться. Отличительным признаком является наличие постседиментационных структур, которым относятся следы криогенных деформаций, проявления неравномерной нагрузки и субгоризонтальная пластинчатая трещиноватость. По аналогии с покровными песками лёссовидные алевриты могут венчать разрез любого элемента рельефа, сменяя любые по составу и строению породы (включая хорошо промытые кварцевые пески). Наиболее развиты лёссы на водораздельных участках, которые не затронуты значительными термокарстовыми или термоэрозионными

процессами. Морфологический облик лёссовидных алевритов имеет достаточно устойчивые и хорошо прослеживаемые черты, позволяющие сопоставить их с аналогичными образованиями севера Европы и Северной Америки (рисунок 3.9).



а) б) в)

Рисунок 3.9 – Примеры текстур лёссовидных алевритов: а) Titaluk River, Аляска [Gaglioti et al., 2018]; б) с. Акись, Печора [Astakhov et al., 2021]; в) НР-27, р. Шуга (фото О.С. Сизова, 2018)

Среди полной выборки (94 объекта) в разрезах и обнажениях, как правило, встречается одна эоловая фация (подвижных песков – 32%; покровных песков – 39%; лёссов – 13%, всего – 84%), две фации отмечены в 14% случаях (наиболее частое сочетание подвижных и покровных песков – 5%), в двух случаях выявлено 3 фации в разрезе (при этом, в одном случае это связано с перерывом в эоловом осадконакоплении). Пространственное распространение всех вариантов сочетания фаций показано на рисунке 3.10.

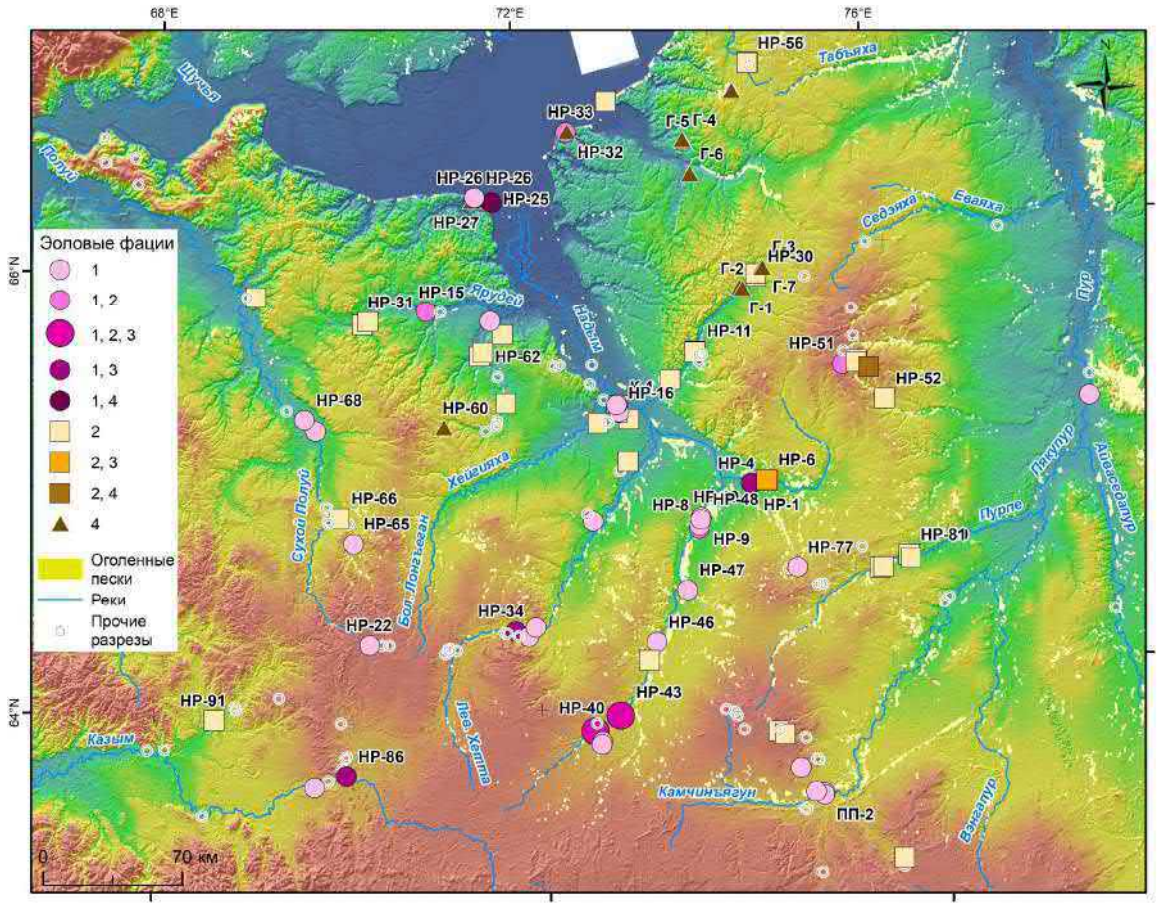


Рисунок 3.10 – Сочетание эоловых фаций в изученных разрезах

Средние абсолютные высоты для подвижных и покровных песков колеблются в узком интервале 52-53 м при максимальных и минимальных значениях 11 и 130 м соответственно (выборка из 45 слоев); для аллювиально-эоловых песков – 68 м, для лёссовидных алевритов – 28 м (таблица 3.1). Средняя мощность слоев подвижных песков составила 1,5 м; покровных песков – 2,0 м; аллювиально-эоловых песков – 2,8 м; лёссовидных алевритов – 2,6 м (таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Общие характеристики выявленных слоев эоловых образований

Показатель	Подвижные (дюнные) пески	Покровные пески	Аллювиально-эоловые пески	Покровные суглинки (лёссы)
Мощность слоя, м				
Среднее	1,5	2,0	2,8	2,6
Медиана	1,5	1,5	2,0	2,5
Стд.откл.	0,8	2,0	2,3	1,6
Макс.	3,0	9,5	7,0	5,5
Мин.	0,5	0,5	1,0	1,0
Абсолютная высота кровли слоя, м				
Среднее	53,3	52,3	67,6	28,1
Медиана	45,0	54,0	76,5	14,0
Стд.откл.	31,1	25,6	20,5	26,2
Макс.	130	115	86,5	66
Мин.	11	15,5	40	8,5
Количество слоев, шт.				
Всего	26	19	6	7

3.3 Гранулометрический состав

Детальная характеристика особенностей гранулометрического состава выявленных эоловых образований основана на выборке из 99 проб (в т.ч. 78 проб из разрезов, 15 проб из шурфов/скважин и 6 проб с различных местоположений модельного раздува) (Приложение Д).

Модельный массив эоловых песков, включающий участок активного эолового рельефа площадью около 2 км^2, расположен в районе устья р.Хейгияха (Лонгъюган) (в 25 км к юго-западу от г.Надым). В данном случае он рассматривается в качестве очевидного регионального эталона активно перевеваемых песков. В пределах массива выделено 6 различных типов местоположений, которые отличаются по динамике осадконакопления: вершина, наветренный и подветренный склоны линейной дюны в центральной части раздува, междюнное понижение в центральной части раздува, анклав растительности в западной части раздува и участок стабилизированных сосново-лишайниковой растительностью эоловых песков к западу от раздува.

Результаты анализов проб модельного раздува (рисунок 3.11) показывают, что наиболее грубые среднезернистые пески формируются на вершине и наветренном склоне дюны, где скорость ветра достигает наибольших значений (суммарная доля фракций 125-250 и 250-500 мкм составляет 75-80%). С другой стороны в пределах закрепленного растительностью участка за пределами активного раздува выделяются наименьшие фракции алевритов и мелкозернистых песков (суммарная доля фракций 16-63 и 63-125 мкм – около 65%). Пески в пределах растительного анклава сходны по грансоставу с дюнными песками, промежуточное положение занимает подветренный склон и междюнное понижение. В последнем случае можно отметить наиболее широкий диапазон фракций среди рассматриваемых участков, что может быть связано с комплексным влиянием эолово-нивейных, криогенных и почвенных процессов. Примечательно, что на примере трех различных участков одной линейной дюны наглядно проявляется бимодальное распределение гранулометрического состава.

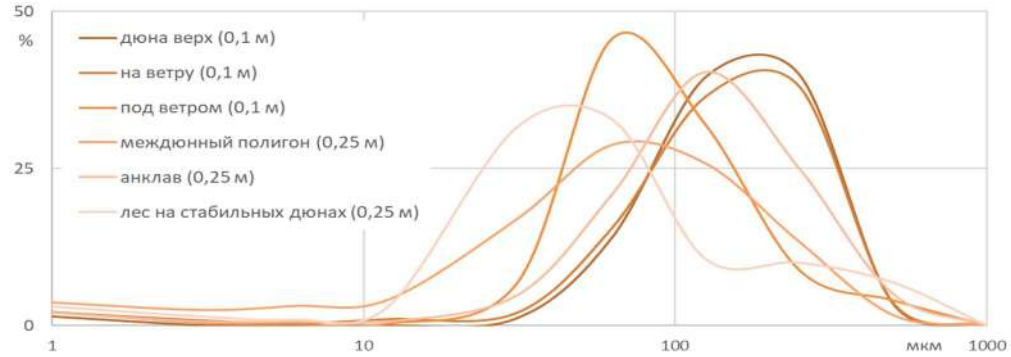
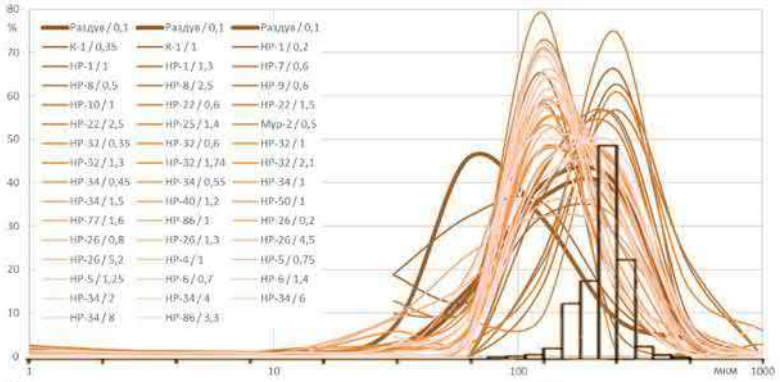


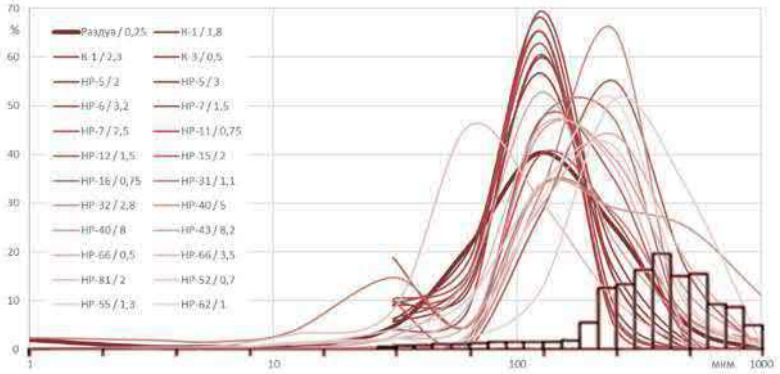
Рисунок 3.11 – Гранулометрический состав песков в пределах модельного эолового массива

Соотношение различных фракций по всем полученным пробам наряду с модельным раздувом можно сравнить с данными по традиционным районам распространения эоловых образований: Сахара для подвижных песков, Северный Квинсленд – для покровных песков и долина Миссисипи для лёссов [Pye, Tsoar, 2009]. Исходные данные представлены на рисунке 3.12. Результаты сравнительного анализа позволяют выделить следующее:

а)



б)



в)

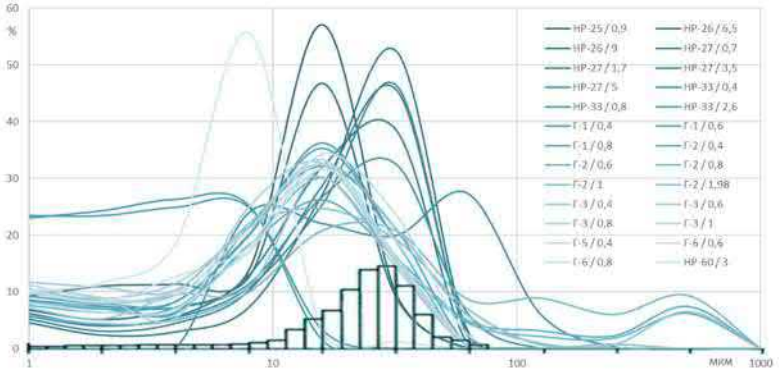


Рисунок 3.12 – Гранулометрический состав полученных проб эоловых песков с разделением по фациям на фоне эталонных данных: а) подвижные пески – дюны Сахары; б) покровные пески – дюны северного Квинсленда; в) лёссовидные алевриты – лёссы долины Миссисиппи (эталоны даны по [Pye, Tsoar, 2009])

- распределение кварцевых зерен по фракциям для эоловых, аллювиально-эоловых и покровных песков фактически совпадает, отличительной чертой для всех указанных фаций является бимодальность (рисунок 3.12а,б);
- по отношению к современным подвижным пескам древние эоловые образования имеют несколько более грубый гранулометрический состав, что может быть обусловлено повышенной активностью ветра в период их накопления (рисунок 3.12а);
- образцы подвижных песков в одной из модальностей (фракция 250-500 мкм) совпадают с распределением кварцевых зерен активных дюн Северного Квинсленда (рисунок 3.12а);
- образцы лёссовидных алевритов также демонстрируют бимодальное распределение, при этом одна из мод хорошо соотносятся с типичными лёссами долины Миссисипи (фракция 32-63 мкм) (рисунок 3.12в);
- образцы покровных песков существенно отличаются от аналогичных песков Сахары, которые имеют более широкий диапазон распределения и более грубый состав (рисунок 3.12б) (по всей видимости, в аналоге показаны зибары (*zibars*), которые по механизму и условиям образования отличаются от покровных песков (*sand sheets*) холодных регионов).

В качестве более близкого аналога можно рассмотреть разновозрастные (0,2-61 т.л.н.) эоловые пески, которые формировались в резко континентальных условиях южной Монголии (северный склон Гобийского Алтая, водосборный бассейн оз. Орог-Нуур (*Orog-Nuur*)) [Nottebaum et al., 2022]. В материалах исследования приведены результаты детального (117 градаций) определения гранулометрического состава 31 пробы, что позволяет провести полноценное сравнение отложений. Поскольку в исходных данных по району оз. Орог-Нуур для проб не указан атрибут фации, на рисунке 3.13 сведены результаты по фациям подвижных, покровных и аллювиально-эоловых песков.

Сравнение показывает в целом схожий гранулометрический состав рассматриваемых отложений (при высокой пространственной однородности эоловых песков севера Западной Сибири). В характерном бимодальном распределении явно выделяются две достаточно узких фракции со средними значениями в интервалах 120-160 и 210-280 мкм, при этом в западносибирских пробах можно отметить повышенную плотность проб мелкозернистых песков, а в монгольских пробах преобладает доля среднезернистых песков.

Бимодальность довольно часто отмечается исследователями в покровных песках, которые формируются как в теплом [Bagnold, 1941; Crocker, 1946; Folk, 1968, 1971; Warren, 1971, 1972; Binda, Hildred, 1973; Wilson, 1973; Fryberger et al., 1979], так и в холодном климате [Ruegg, 1983]. Наиболее частое объяснение этой особенности состоит в сочетании различных механизмов транспорта эоловых частиц (волочения и сальтации). При этом крупные частицы могут создавать единый слой, блокируя движение мелких частиц. К этому можно добавить, что в условиях выраженной сезонности ветровая нагрузка циклична в своей неоднородности, что создает предпосылки для формирования чередующихся слоев крупных и мелких песков, текстурно сходных с озерными отложениями. Кроме того, в исследуемых отложениях при недостаточной степени эоловой трансформации может присутствовать определенная доля более крупных частиц исходных озерно-аллювиальных осадков.

Бимодальность также позволяет дифференцировать типичные покровные пески и зибары, в последнем случае при нарастании аридизации происходит накопление крупных песчаных фракций (рисунок 3.12б) [Pye, Tsoar, 2009, p. 251]. Критичные условия, необходимые

для бимодальной эоловой транспортировки, подробно изучены на примере различных пустынных регионов мира [Tholen et al., 2022].

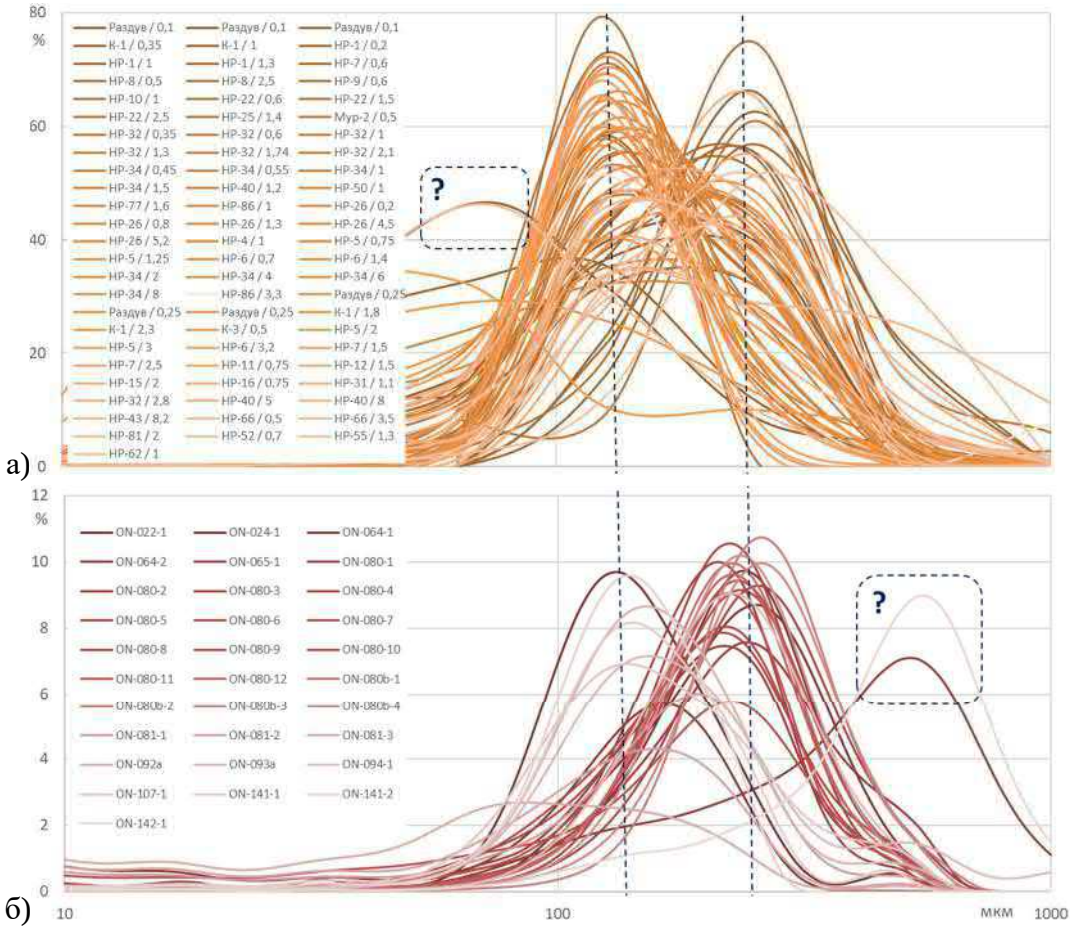


Рисунок 3.13 – Сравнение гранулометрического состава полученных проб подвижных, покровных и аллювиально-эоловых песков (а) с эоловыми песками на юго-западе Монголии (по [Nottebaum et al., 2022]) (б) (знаками вопроса показаны пробы, которые вероятно не относятся к рассматриваемым фациям эоловых образований)

Если говорить о средних значениях, то проведенные ранее исследования [McKee, 1979] 291 образца прибрежных и 175 образцов материковых дюн (центральная часть Северной Америки, север Африки, центральная часть Австралии, север Европы и др.) показали преобладание фракции 125–250 мкм. Изучение расширенной выборки из 1289 образцов дюнных песков на востоке Аравийского полуострова показало, что средний размер частиц составляет 200 мкм, при этом стандартное отклонение от этого значения принимается как мера сортировки эоловых отложений [Goudie et al., 1987; Lancaster et al., 2013]. В материковых дюнах центральной части Восточно-Европейской равнины содержание зерен размером 100-250 мкм составляет 65-90% [Дренова, 2011], а на юге Западной Сибири содержание фракции 125-250 мкм составляет в среднем 71% (7 проб в диапазоне 62-81%, стандартное отклонение – 6,5%) [Sizov et al., 2020]. Для показанных выше эоловых песков южной Монголии среднее содержание фракции 125-250 мкм составляет 42%, фракции 250-500 мкм – 27% [Nottebaum et al., 2022].

В этом отношении в эоловых образованиях севера Западной Сибири преобладание фракции мелкозернистых песков (125-250 мкм) выражено менее явно (43-56% при стандартном отклонении 13-17%) (рисунок 3.14). Также можно отметить, что при усреднении разница между

различными эоловыми фациями фактически нивелируется. Относительно высокая доля (28-37%) среднезернистых песков (250-500 мкм) может быть связана с меньшей продолжительностью и интенсивностью эолового воздействия. С другой стороны, она показывает сохранившуюся связь с исходным материалом, подвергшимся развеванию, – водными (флювиальными) осадками. На примере водно-ледниковых отложений (наиболее древних среди всех рассматриваемых в данной работе) соотношение фракций обратное: 40% составляют среднезернистые пески и 32% – мелкозернистые.

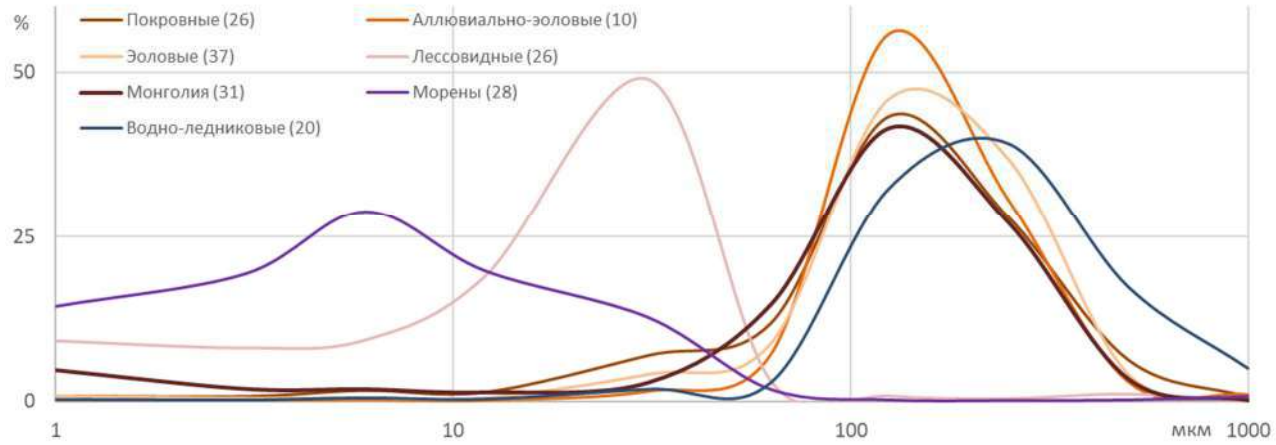


Рисунок 3.14 – Средние значения гранулометрического состава по всей выборе проб в сравнении с данными по юго-западу Монголии ([Nottebaum et al., 2022])

Для изученных образцов лёссовидных алевритов среднее содержание фракции 16-63 мкм составило 49% (26 проб в диапазоне 42-58%, стандартное отклонение 20%, соотношение фракций 16-32 и 32-63 мкм – 28,5/20,5%). Среди наиболее близких аналогов в пределах юга Западной Сибири можно выделить баганский лёсс (вторая половина МИС2), в котором содержание крупного алеврита установлено в диапазоне 43-59% (медианный размер зерен 12,7-22,6 мкм) [Sizikova, Zykina, 2015]. В обоих случаях превалирование фракции крупных алевритов (>16 мкм) свидетельствует о холодных климатических условиях его накопления [Porter, An, 1995].

Отдельно стоит выделить существенное различие средних значений гранулометрического состава лёссовидных алевритов и мореноподобных суглинков (морен). В последнем случае наблюдается равномерное распределение по наиболее мелким фракциям при незначительном превышении доли средних алевритов (4-8 мкм, среднее значение 29%).

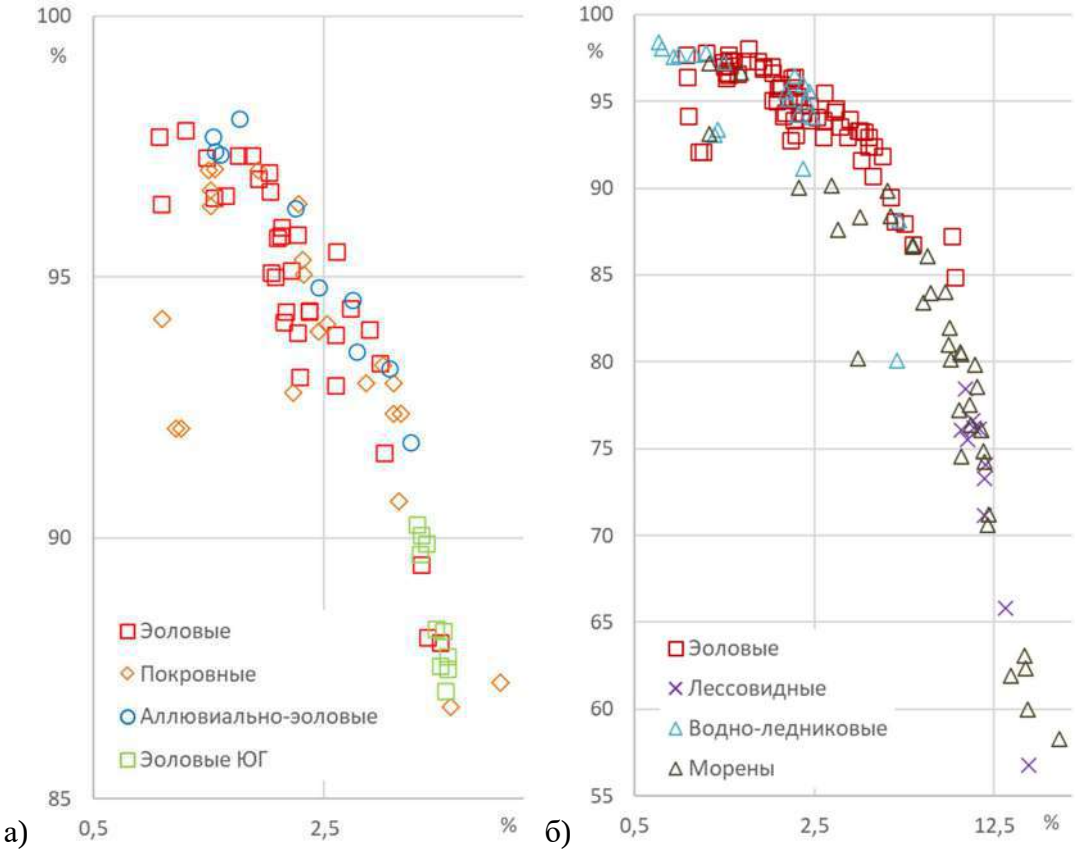
В целом, по итогам сравнения можно отметить, что выявленные особенности гранулометрического состава эоловых осадков прослеживаются для всей рассматриваемой территории севера Западной Сибири, т.е. являются достаточно устойчивыми и, вследствие этого, могут использоваться как полезные индикационные признаки при определении преобладающего фактора осадконакопления. Выделение в дальнейшем более дробных фракций при повышении частоты пробоотбора позволит получить детализированное представление о механизме и климатических условиях эолового переноса в данном регионе.

3.4 Валовый химический состав

Анализ валового химического состава песчаных и лёссовидных отложений основан на выборке из 78 проб, отобранных из изученных разрезов (с разделением на эоловые фации) (Приложение Е). В качестве референсных значений используются максимально разнообразные

данные, полученные на основе собственных исследований и литературных источников (юг Западной Сибири, север Европы, различные аридные области мира – всего 492 пробы).

Основной геохимической особенностью для фаций эоловых песков является высокое содержание SiO_2: для подвижных песков – 94,7%, для покровных песков – 93,2%, для аллювиально-эоловых – 95,5% (стандартное отклонение 2,5%, 3,3% и 2,2% соответственно). При этом среднее содержание оксида алюминия (Al_2O_3) составляет 2,3-3,0%, а среднее содержание оксидов железа (Fe_2O_3) и калия (K_2O) не превышает 1%. Это в целом характеризует высокую седиментологическую зрелость (степень выветрелости) рассматриваемых отложений. Для сравнения доля SiO_2 в эоловых песках на юге Западной Сибири несколько ниже (88,6%), а доля Al_2O_3 выше (5,41%) (рисунок 3.15а). В то же время моносиликатным составом характеризуются водно-ледниковые отложения (наиболее древние среди всех рассматриваемых в данной работе) – средняя доля SiO_2 среди 20 проб составила 94,6% (стандартное отклонение 4,3%), а средняя доля Al_2O_3 – 1,9% (стандартное отклонение 1,3%) (рисунок 3.15б).



а) б)

Рисунок 3.15 – Соотношение SiO_2 и Al_2O_3 в различных эоловых фациях (а) и генетических типах осадков (б)

В лёссовидных алевритах средняя доля SiO_2 снижается до 72,2%, что несколько ниже средних значений для лёссов в целом (55-65% по данным [Muhs, 2013]) и для баганского лёсса как наиболее близкого регионального аналога в частности (59,7-63,6% по данным [Sizikova, Zykina, 2015]). При этом значения по Al_2O_3 и Fe_2O_3 сопоставимы: 11,5% (северные лёссовидные суглинки) и 11,9-12,8% (баганский лёсс) для оксида алюминия; 4,0% (северные лёссовидные суглинки) и 4,8-5,2% (баганский лёсс) для оксида железа. Наглядно видны (рисунок 3.16) отличия лёссовидных алевритов от мореноподобных суглинков, в которых средняя доля SiO_2 выше (79,9%, стандартное отклонение 9,9%, 37 проб), а доля Al_2O_3, Fe_2O_3 и калия K_2O ниже (8,6%; 2,7% и 1,6% соответственно). Распределение валовых значений по различным типам отложений показано на рисунке 3.16.

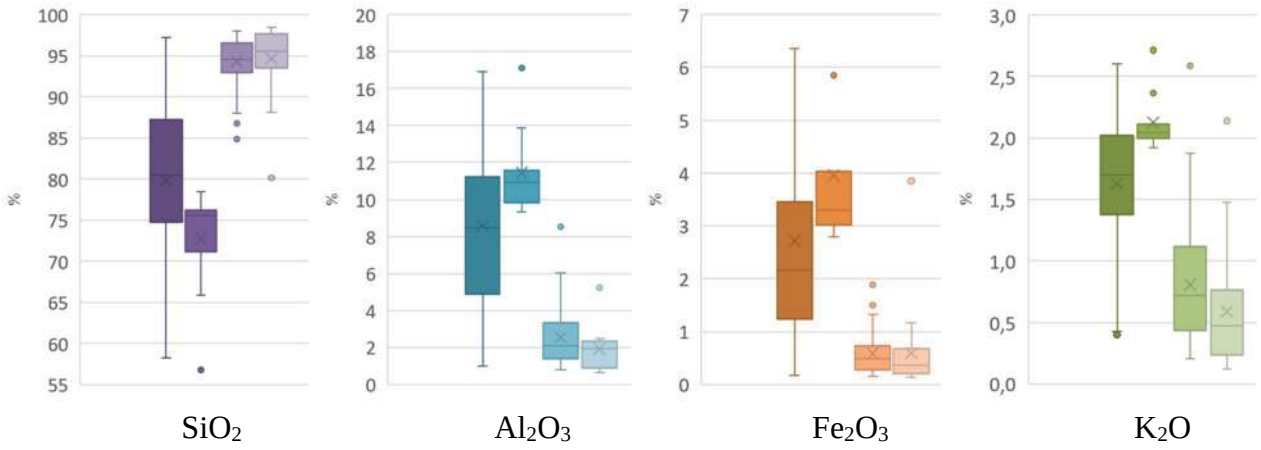


Рисунок 3.16 – Распределение валовых значений по различным генетическим типам осадков (на каждом графике по порядку слева направо – мореноподобные суглинки, лёссовидные алевриты, эоловые пески, водно-ледниковые пески)

Анализ доступных литературных источников [Muhs, 2004; Zubillaga, Zolezzi-Ruíz, 2007; Küster, Preusser, 2010; Forman et al., 2014; Ren et al., 2014; Liu, Yang, 2018; Nzuki et al., 2019; Chen et al., 2021, 2022; Pan et al., 2022] показывает, что содержание SiO_2, как основного индикатора степени зрелости (выветрелости) отложений в эоловых песках колеблется в довольно широком диапазоне от 55 до 98,5% (рисунок 3.17). При этом, исследователи регулярно отмечают особый тип эоловых песков с доминированием кварца [McKee, 1979; Muhs, 2004; Pye, Tsoar, 2009; Livingstone, Warren, 2019; Lancaster, 2023]. На рисунке 3.17 отдельным классом показаны пробы песчаных массивов, в которых традиционно выделяется и обсуждается наиболее высокая доля кварца (*Monahans dunefield*, Северная Америка; *Great Sandy Desert*, Австралия; *Zallaf Sand Sea*, Африка) [Muhs, 2004]. Еще одним классом показаны пробы покровных песков позднего неоплейстоценового возраста, расположенных на северо-востоке Германии [Küster, Preusser, 2010].

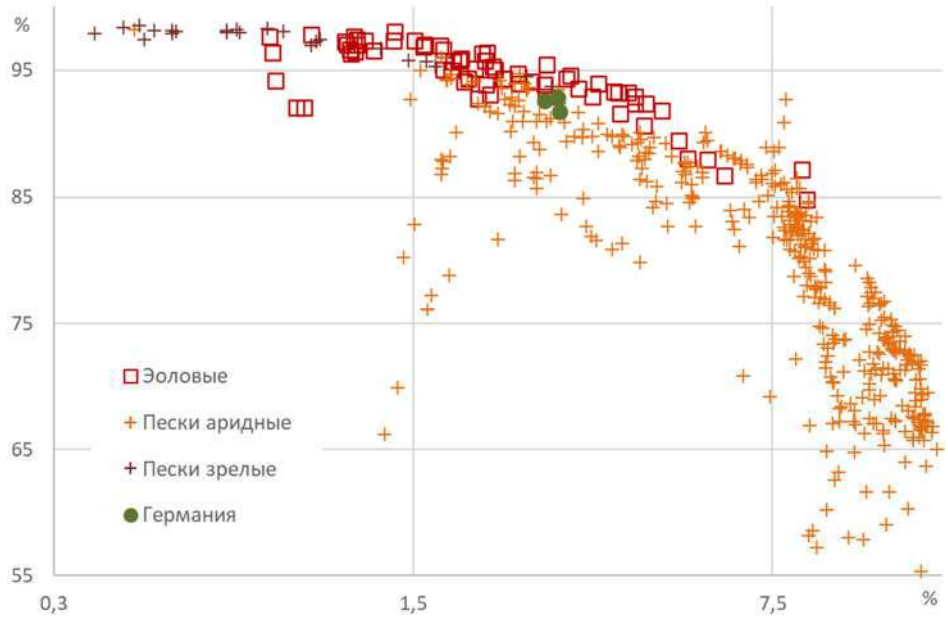


Рисунок 3.17 – Различия степени зрелости эоловых песков (доля SiO_2) в различных регионах мира (по данным – [Muhs, 2004; Zubillaga, Zolezzi-Ruíz, 2007; Küster, Preusser, 2010; Forman et al., 2014; Ren et al., 2014; Liu, Yang, 2018; Chen et al., 2021, 2022; Pan et al., 2022]

Существует несколько наиболее распространенных объяснений механизма увеличения доли кварца в эоловых песках:

- наследование высокой доли кварца исходных отложений, которые подвергаются перевеванию;
- разрушение химических элементов в результате длительного химического выветривания в условиях стабилизации дюнных песков;
- разрушение химических элементов в результате трения и соударения в процессе активной эоловой деятельности.

Подробное обсуждение указанных версий приводится в [Muhs, 2004]. В данном случае, вслед за автором, можно отметить, что ключевым является вопрос определения механизма накопления кварца в исходных отложениях. Предполагается, что он связан с химическим выветриванием или разрушением в водном потоке. Кроме того, вполне вероятно, что различные способы и механизмы при своей внешней противоречивости могут действовать в различных регионах при благоприятном сочетании природных условий.

На севере Западной Сибири наиболее вероятной причиной доминирования кварца в эоловых песках является наследование от нижележащих отложений. В пользу этой версии можно привести следующие аргументы:

- наиболее высокая доля кварца выявлена в водно-ледниковых песках, которые широко распространены в пределах рассматриваемой территории и наиболее часто подвергаются водной и ветровой эрозии (т.е. дополнительно проходят через неоднократные циклы водно-эоловой переработки);
- небольшие мощности эоловых образований, их мелкозернистый состав, а также отсутствие обширных древних дюнных полей свидетельствуют об ограниченном по времени и интенсивности периоде эоловой активности;
- большинство подвижных и покровных песков образовались относительно недавно, в период последнего криохрона (*результаты датирования приводятся ниже в разделе 3.6*), т.е. они не могли испытать длительного химического выветривания;
- актуальные исследования показывают в что в полярные регионах в процессе дегляциации преобладает физическое выветривание с накоплением кварца при относительно бедном минеральном составе формируемых отложений, отмечается также положительная зависимость скорости выветривания от площади оледенения и повышение доли калия [Anderson, 2005];
- среди рассмотренных аналогов покровные пески на северо-востоке Германии имеют сходные показатели валового содержания SiO_2 (92,4%) и Al_2O_3 (2,8%).

Обзор литературы показал, что химический состав эоловых песков, в отличие от лёссов, нечасто рассматривается в ходе комплексных исследований северных материковых дюн. Тем не менее, содержание валовых форм различных элементов является устойчивым признаком условий осадконакопления и ключевым параметром для установления геохимической связи с источником отложений для эоловой переработки.

3.5 Морфоскопия и морфометрия кварцевых зерен

Форма и особенности поверхности кварцевых зерен являются устойчивыми признаками, характеризующими среду их транспортировки и накопления. Морфоскопический анализ кварцевых зерен широко используется при подтверждении генезиса отложений (прямая задача), а также при выявлении источников материала, слагающих те или иные формы рельефа, в т.ч.

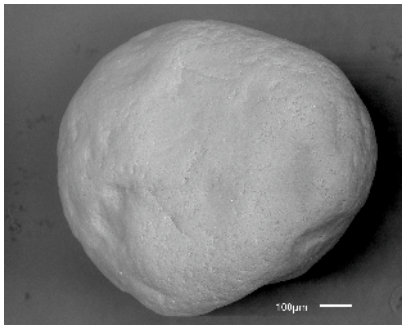
эолового (обратная задача) [Pye, Tsoar, 2009; Дренова, 2011; Sizikova, Zykina, 2015; Kalińska-Nartiša et al., 2017; Woronko, Bujak, 2017; Sheinkman et al., 2022; Алексеева и др., 2022].

В данной работе применительно к четвертичным отложениям и формам рельефа, которые по совокупности были определены как эоловые, решались оба типа задач. Фактическую основу составила выборка из 41 пробы, которая включает 18 образцов подвижных песков; 11 образцов покровных песков; 5 образцов аллювиально-эоловой фации и 7 образцов лёссовидных алевритов. В качестве контрольной выборки использовались 8 проб наиболее древних для данной территории отложений (ОСЛ-возраст 675-172 тыс.л.н.), имеющих характерные текстурные признаки водных обстановок осадконакопления.

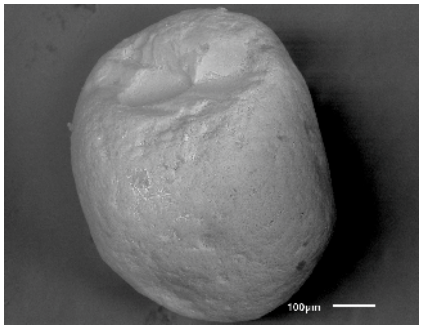
В качестве регионального эталона эоловых песков используются пробы, отобранные в пределах модельного раздува (рисунок 3.18 а,б):

- образец 1 – поверхностный слой подвижных песков;
- образец 2 – пески, перекрывающие погребенный почвенный горизонт, возраст которого по данным радиоуглеродного датирования составил 0,83 тыс.л.н. [Зыкина и др., 2017].

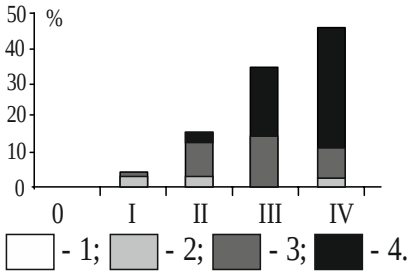
Отличительными признаками кварцевых зерен данных образцов является повышенная степень окатанности, высокая заматованность и наличие мелкоямчатого микрорельефа, что отражается на гистограмме значений окатанности и заматованности (рисунок 3.18в) и соответствует общепринятому представлению (рисунок 3.18 г,д,е).



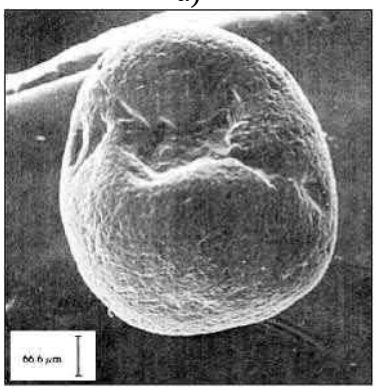
а)



б)



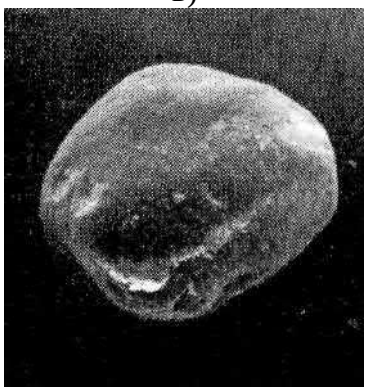
в)



г)



д)



е)

Рисунок 3.18 – Примеры песчаных кварцевых зерен после эоловой транспортировки: а) образец 1 – царапины, борозды и следы соударений на матовом зерне [Зыкина и др., 2017]; б) образец 2 – матовое зерно с микроямчатой поверхностью, следами соударений и раковистым сколом [Зыкина и др., 2017]; в) образец 1 – распределение зерен по окатанности и заматованности (1 – глянцевая поверхность; 2 – четвертьматовая поверхность; 3 – полуматовая поверхность; 4 – матовая поверхность. 0, I, II, III, IV – классы окатанности по шкале А.В. Хабакова [1946]); г) элементы поверхности, характерные для эоловой обстановки осадконакопления [Krinsley, Doornkamp, 1973]; д) кварцевое зерно с эоловой переработкой из разреза Мл-1 (долина Сейма) [Матлахова, 2014]; е) характер поверхности кварцевого зерна из разреза Белопесоцк (глубина – 4,8 м) [Дренова, 1994]

Анализ результатов показал, что решение прямой задачи однозначного определения эолового генезиса песчаных осадков по высоким значениям коэффициента окатанности (>75-80%) и степени заматованности (>70-75%) оказывается затруднено – подобные значения выявлены для ограниченного количества горизонтов (в частности, в разрезах НР-1, НР-10, НР-11). В большинстве случаев значения оказываются снижены за счет присутствия высокой доли зерен с признаками обработки в водной среде. Тем не менее, практически во всех слоях, отнесенных к различным эоловым фациям, отмечается микроямчатость и повышенные значения заматованности и окатанности. Подобная особенность ранее уже описана для данной территории:

- в исследовании [Величко, Тимирева, 2005; Velichko et al., 2011] показано что в бассейне Пура и Надыма (скважины 107, 120-122, 124, 125, 136, 138, 139, 141, 142) наряду с эоловыми зернами присутствуют зерна низких классов окатанности, слабо заматованные и глянцевые (рисунок 3.19);
- в исследовании [Sheinkman et al., 2022] показано доля эоловых признаков в покровных песках модельного раздува не превышает 75% (образец 1.4, рисунок 3.20).

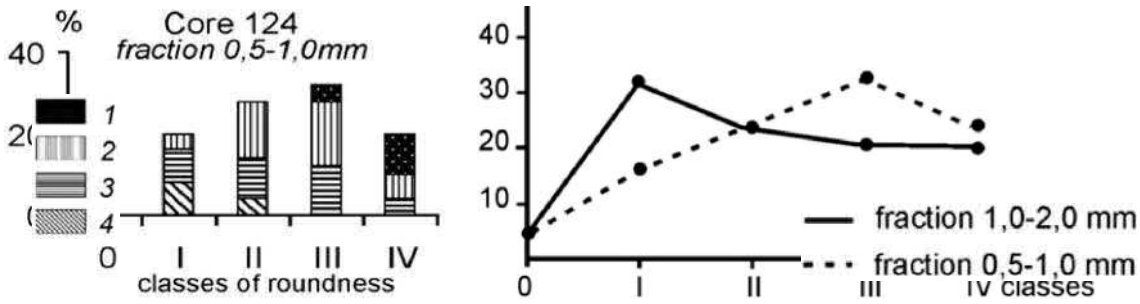


Рисунок 3.19 – Результаты морфоскопии кварцевых зерен из бассейна р. Надым (скв. 122, 124, 125). Распределение кварцевых зерен по заматованности (слева) и окатанности (справа). Поверхность зерен: 1 – матовая; 2 – полуматовая; 3 – четвертьматовая; 4 – глянцевая; классы окатанности 0, I, II, III, IV (по шкале А.В. Хабакова [1946]) [Velichko et al., 2011]

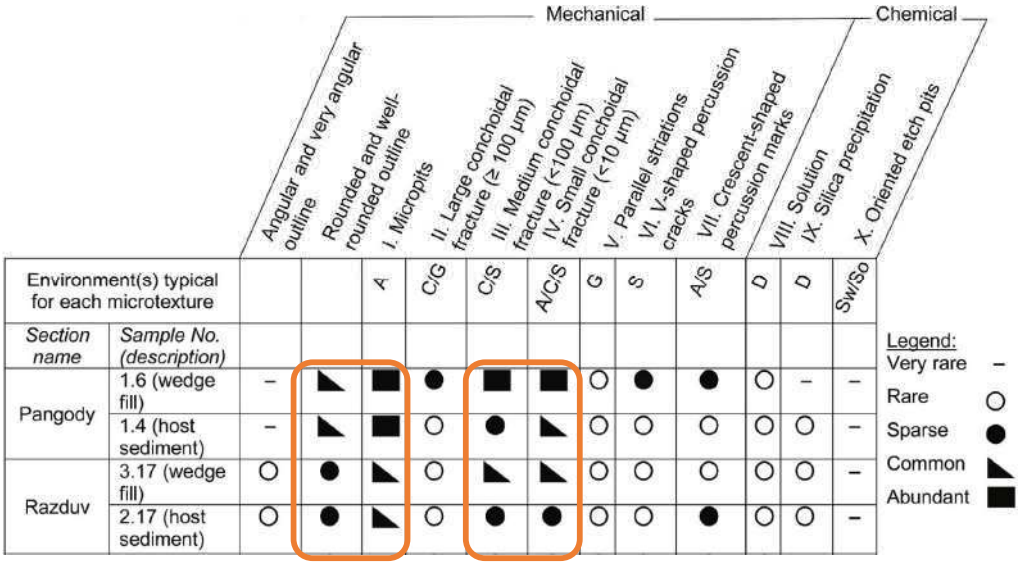


Рисунок 3.20 – Частота встречаемости микротекстур кварцевых зерен в изученных образцах (север Западной Сибири): «abundant» – 75% зерен; «common» – на 50-75%; «rare» – на 25-49%; «редко» – на 5-24%; и «очень редко» – менее 5%. Признаки обработки зерен: A – эоловой; C – криогенной; G – ледниковой; S – субаквальной; D – диагенез; SW – морской водой; So – почвообразование. Категории окатанности основаны на классификации Powers (1953) [Sheinkman et al., 2022]

При этом в обоих исследованиях отмечается преобладание доли зерен с эоловыми признаками на водораздельных участках (в районе п.Пангоды, центральной части Сибирских Увалов и верховьев р.Таз).

Решение обратной задачи на примере полученного фактического материала показывает, что наряду с эоловыми признаками кварцевые зерна сохраняют следы обработки преимущественно в водной (водно-ледниковой) (1), ледниковой (2) и криогенной (3) средах.

В *первом* случае признаки водной обработки свидетельствует о том, что наиболее распространенным на севере Западной Сибири способом аккумуляции песчаных осадков, которые в дальнейшем подвергаются перевеванию, является водный перенос. Теоретические аспекты водно-эолового взаимодействия в настоящее время изучены довольно слабо, тем не менее даже на общих концептуальных схемах (рисунок 3.21) хорошо видно, что на определенном масштабном уровне возникают условия для активной диффузии водных и эоловых факторов переноса осадков. Комбинированные разновидности флювиально-эоловых или озерно-эоловых песков нередко отмечаются различными авторами при морфологических описаниях разрезов [Woronko et al., 2015; Sizov et al., 2020; Zaretskaya et al., 2024]. Таким образом, необходимость и объективность выделения для рассматриваемой территории отдельной аллювиально-эоловой фации дополнительно подтверждается результатами морфоскопического анализа.

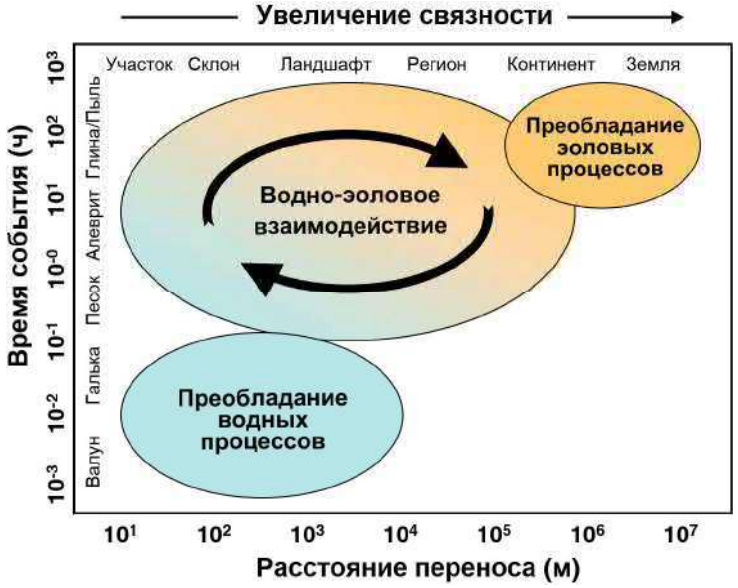


Рисунок 3.21 – Соотношение расстояния и времени транспортировки частиц различного размера [Field et al., 2009]

В качестве регионального эталона водно-ледниковых песков приняты отложения разреза НР-21, который расположен на водоразделе рр. Хейгияха и Куръех (абсолютная высота 126,2 м, ОСЛ-возраст – более 546 тыс.л.н.). Особенностью данного типа отложений является сочетание признаков водных и ледниковых обстановок. В первом случае это глянцевая поверхность, наличие V-образных микроуглублений и серповидных желобков (рисунок 3.22 а,г); во втором – сохранение угловатой формы и отдельных ледниковых признаков (параллельных борозд (*parallel striations*), раковистого излома, субпараллельных ступеней и пр.) (рисунок 3.22 а,б,д,е) [Krinsley, Funnel, 1965; Krinsley, Donahue, 1968; Stieglitz, 1969; Margolis, Kennett, 1971; Krinsley et al., 1973, p. 60]. Гистограмма значений показывает, что в слое 3 преобладают среднеокатанные зерна (II класс, доля 40%), при этом большинство зерен имеет глянцевую поверхность (доля 44%).

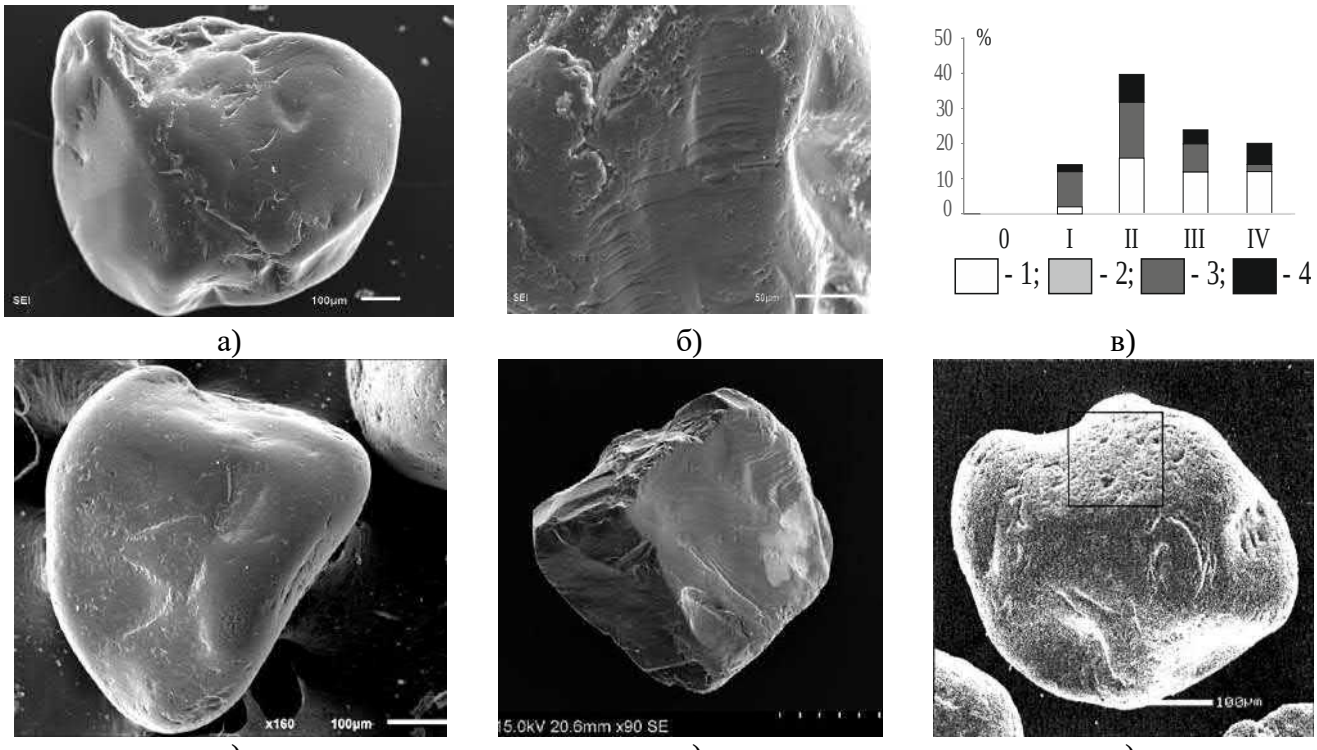


Рисунок 3.22 – Примеры песчаных кварцевых зерен после водной транспортировки: а) разрез НР-21, слой 3, глянцевое зерно с единичными V-образными и серповидными углублениями; б) разрез НР-21, слой 5, глянцевое зерно с V-образными углублениями и раковистыми сколами; в) разрез НР-21, слой 3, распределение зерен по окатанности и заматованности (1 – глянцевая поверхность; 2 – четвертьматовая поверхность; 3 – полуматовая поверхность; 4 – матовая поверхность. 0, I, II, III, IV – классы окатанности по шкале А.В. Хабакова [1946]); г) зерно кварца из современного аллювия р. Сейм [Матлахова, 2014]; д) кварцевое зерно с наветренного склона прибрежной дюны [Kalińska-Nartiša et al., 2017a]; е) поверхность кварцевого зерна «водной» группы плейстоценовых отложений бассейна р. Протва – округлая форма зерен с преимущественно выпуклым контуром в плане с сохранившимися чертами унаследованных сколов и ступеней [Алексеева, 2004]

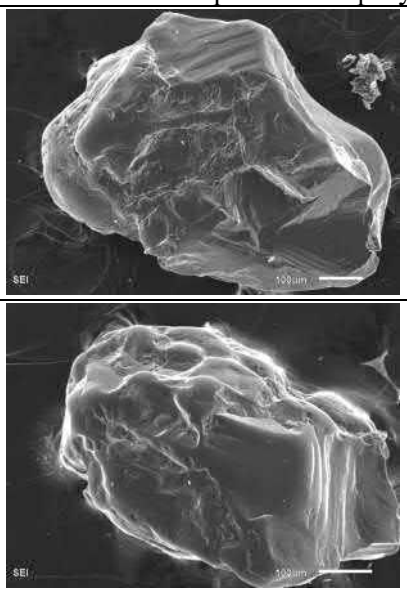
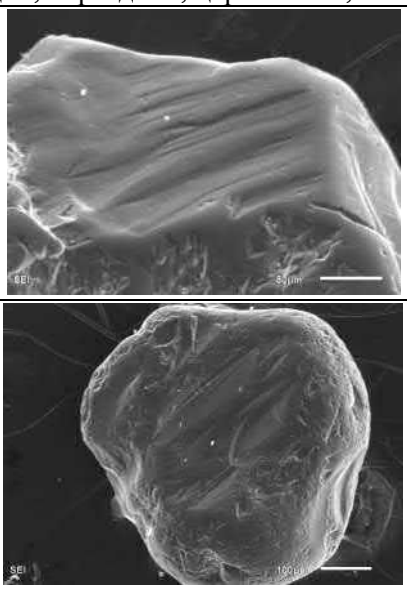
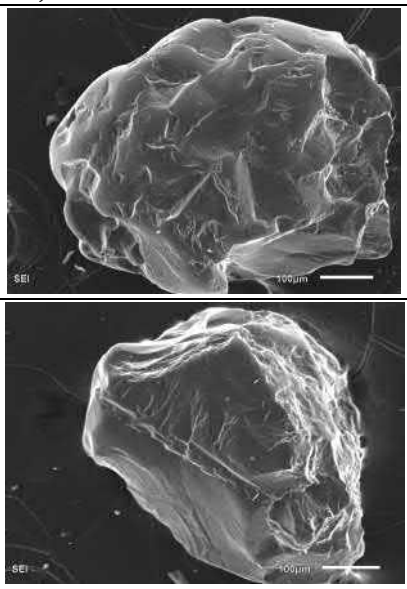
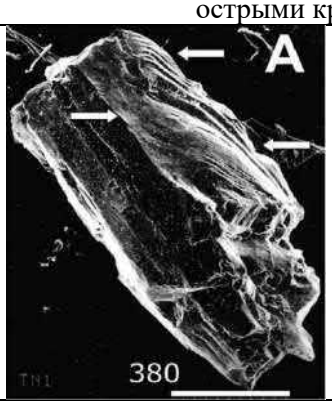
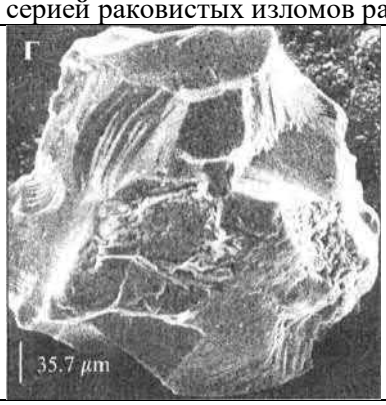
Во *втором* случае сохранение следов ледниковой обработки является важным признаком условий первичного накопления песчаных осадков, которые, как было показано выше, характеризуются высоким содержанием SiO2, т.е. значительной зрелостью. Доля зерен с ледниковой микротекстурой в покровных песках может достигать 23% [Sheinkman et al., 2022]. На водоразделе Сибирских Увалов наряду с увеличением доли зерен со следами эоловой обработки [Velichko et al., 2011] также происходит увеличение ледниковых признаков при сокращении водных. Подобная особенность увеличения эоловых признаков по мере приближения к краевой зоне покровного оледенения установлена в юго-западной Гренландии на примере *Russell Glacier* (рисунок 3.23) [Kalińska-Nartiša et al., 2017b].

В качестве примера можно привести разрез НР-38 (район г. Муравленко) – во всех образцах здесь преобладают слабо и среднеокатанные зерна I и II классов с глянцевой или четвертьматовой поверхностью, крайне много осколков зерен. Большинство зерен имеет неправильную форму с многочисленными сколами разной конфигурации, бороздами, царапинами, кавернами, выбоинами (таблица 3.2). Редко можно встретить следы водной обработки в виде отдельных серповидных сколов или V-образных углублениях. По-видимому, весь разрез представлен отложениями, в большей степени испытавшими обработку ледниковых и криогенных процессов с незначительным участием субаквального воздействия.



Рисунок 3.23 – Определение условий осадконакопления по микрофорфологии кварцевых зерен у ледника Расселла (Гренландия) [Kalińska-Nartiša et al., 2017b]

Таблица 3.2 – Примеры кварцевых зерен со следами ледниковой обработки

1. Разрез НР-38 (Суторминское) – зерна имеют неправильную форму с многочисленными сколами разной конфигурации, бороздами, царапинами, кавернами, выбоинами		
		
2. Элементы поверхности кварцевых зерен из отложений ледникового генезиса – угловатая форма с острыми краями и серией раковистых изломов различных размеров		
		
Швеция [Molén, 2023]	Альпы [Krinsley, Doornkamp, 1973]	Канада [Molén, 2023]

Разрез НР-38 занимает водораздельное положение, однако и ниже по склону в песчаных отложениях сохраняются зерна со следами явной ледниковой обработки, их доля по независимым данным составляет от 5 до 23% (на примере водораздела Надыма и Пура и верховьев Таза) [Sheinkman et al., 2022]. Принимая во внимание положение, возраст отложений (рассматривается в разделе 3.11) и высокую долю кварцевых зерен с ледниковой обработкой разреза НР-38, участие речного льда в транспортировке, как это предполагается в [Sheinkman et al., 2022], представляется практически невероятным – в противном случае, учитывая дальность перемещения, в отложениях должны доминировать зерна с признаками флювиальной обработки, которые здесь по результатам анализа фактически отсутствуют.

В *третьем* случае криогенная обработка свидетельствует о последующей постобработке эоловых зерен в холодных (перигляциальных) условиях. Аналогичные результаты получены для двух разрезов покровных песков в районе п.Пангоды (образец 1.4) и модельного раздува (образец 2.17) (рисунок 3.20) [Sheinkman et al., 2022].

Соотношение средних значений коэффициентов окатанности и заматованности по всем изученным образцам подтверждает значительную конвергенцию микротекстурных признаков (рисунок 3.24). Тем не менее, общая статистика показывает следующую вполне логичную картину (рисунок 3.25):

- наибольшей степенью окатанности характеризуется аллювиально-эоловая фация (среднее значение – 79%), также здесь можно отметить самое высокое значение средней заматованнncоти (50%) на фоне довольно существенного разброса значений;
- подвижные и покровные пески демонстрируют сходные средние значения окатанности (77 и 74% соответственно) и заматованности (43 и 48% соответственно), для обоих показателей также характерная высокая вариативность значений;
- для лёссовидных алевритов в целом характерны относительно сниженные средние значения окатанности (71%) и заматованности (39%);
- водно-ледниковые пески явно отделяются от субаэральной группы фаций – здесь наименьшие средние значения окатанности (70%) и заматованности (35%) при довольно ограниченной вариативности.

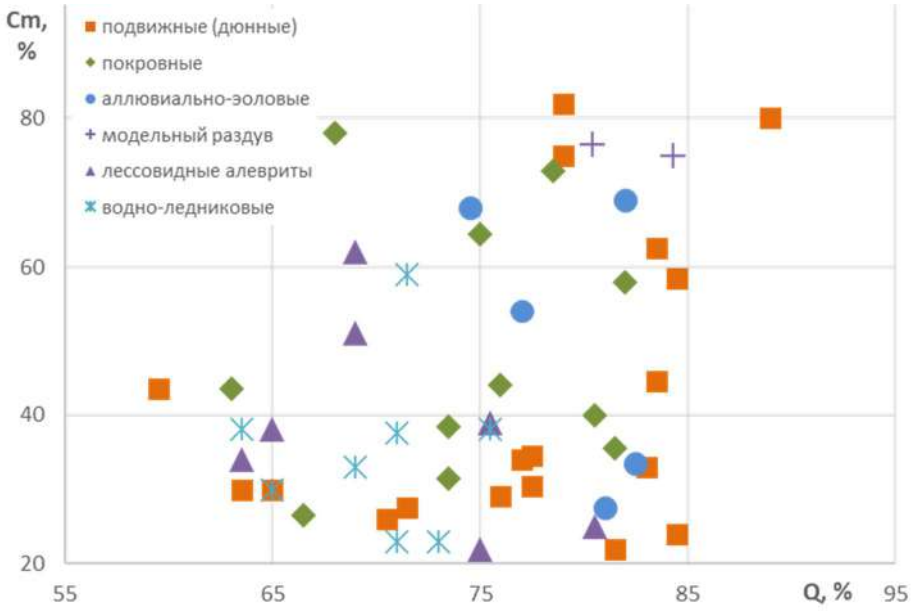
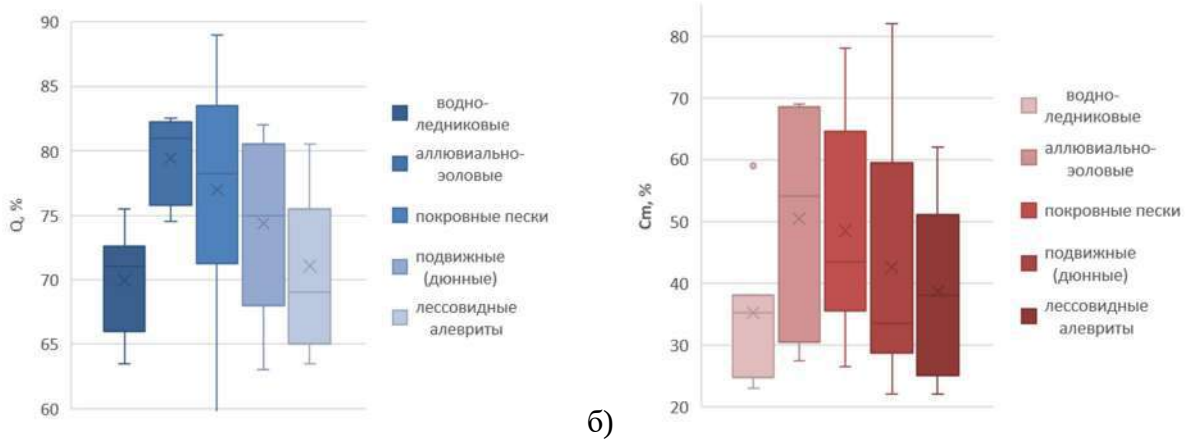


Рисунок 3.24 – Общее соотношение коэффициента окатанности (Q) и степени заматованности (См) кварцевых зерен различных типов обработки



а) б)

Рисунок 3.25 – Распределение значений коэффициента окатанности (Q) (а) и степени заматованности (См) (б) кварцевых зерен различных типов обработки

3.6 Результаты люминесцентного датирования эоловых отложений

В рамках данной работы на основе методов ОСЛ и ИК-ОСЛ всего получено 18 датировок отложений, которые по совокупности литологических и геохимических признаков могут быть отнесены к эоловым, из них:

- 10 датировок подвижных и аллювиально-эоловых песков: диапазон от 18,9 до 8,5 тыс.л.н., среднее значение – 13,6 тыс.л.н, медиана – 13,5 тыс.л.н., ст. отклонение – 2,7 тыс.л.н.;
- 8 датировок покровных песков: диапазон от 27,6 до 12,2 тыс.л.н., среднее значение – 21,1 тыс.л.н, медиана – 22,4 тыс.л.н., стандартное отклонение – 5,1 тыс.л.н.

Упрощенные схемы геологического строения разрезов и положение проб в разрезах даны в Приложении Ж, подробные данные результатов датирования приведены в Приложениях И и К, пространственное положение рассматриваемых разрезов показано на рисунке 3.10.

Для подробной палеоклиматической интерпретации результатов датирования важно определить временные рамки и источники прокси-данных.

В первом случае предельный временной интервал полученных датировок практически полностью находится в хронологических границах второй морской изотопной стадии (МИС-2, 34-14 тыс.л.н. по [Railsback et al., 2015]). Для удобства восприятия и выявления возможных пересечений с МИС-1 и МИС-3 далее рассматривается чуть более расширенный интервал 35-10 тыс. л.н. Нижняя граница соответствует, в частности, выводам В.И. Астахова, который отмечает отсутствие на Печоре эоловых отложений старше 33 тыс.л.н. [Астахов, Свенсен, 2011]. Верхняя граница в целом соответствует началу процесса заболачивания на севере Западной Сибири, что отмечается многочисленными радиоуглеродными датировками инициальных торфяников (в т.ч. полученными в данной работе) [Волкова, Кулькова, 1999; Сизов и др., 2021]. До начала активного применения методов ОСЛ-датирования активизацию эоловых процессов в Западной Сибири в конце позднего неоплейстоцена (в интервале 20-10 тыс.л.н.) отмечали многие исследователи [Земцов, 1976а; Волков, 2003; Величко, Тимирева, 2005; Астахов, Свенсен, 2011].

В качестве прокси-данных используются результаты бурения покровных ледников Гренландии и Антарктиды, а именно:

- первичные данные о концентрации пыли в ледниковом керне [Ram, Koenig, 1997; Lambert et al., 2008; Simonsen et al., 2019];

- данные палеотемпературной реконструкции на основе содержания растворенного изотопа кислорода (d18O) в ледниковом керне [Grootes et al., 1993; Grootes, Stuiver, 1997; Ruth et al., 2007; Kindler et al., 2014; Rasmussen et al., 2023].

Содержание пыли во льду является прямым физическим показателем, который непосредственно связан с интенсивностью эоловой деятельности, а точнее с переносом мелкой алевритовой фракции на дальние расстояния. Сопоставление результатов крупных международных проектов изучения покровных ледников (NGRIP, EPICA и др.) показывает (рисунок 3.26), что в течение МИС-2 выделяются два общих интервала:

- с повышенными концентрациями пыли при сниженной температуре (26-23 тыс.л.н.);
- с практически полным отсутствием пыли на фоне роста температур (15-12,5 тыс.л.н).

Наличие данной закономерности позволяет в рамках дальнейшего анализа ограничить прокси-данные одним набором, а именно данными проектов NGRIP/NGRIP2, которые характеризуются достаточной актуальностью и высоким временным разрешением.

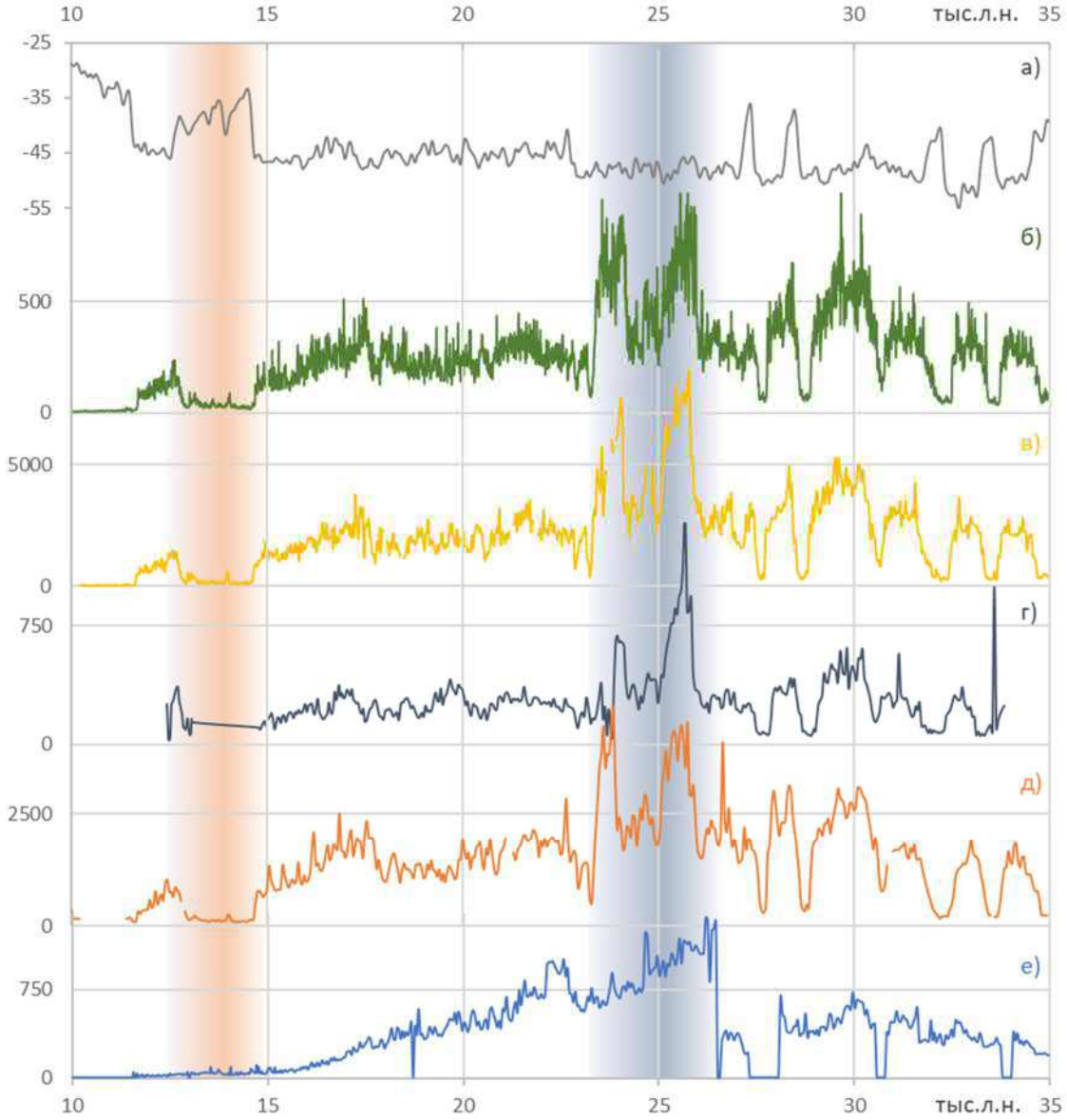


Рисунок 3.26 – Сопоставление прокси-данных за период 35-10 тыс.л.н.: а) температура, °C, NGRIP (Гренландия) [Kindler et al., 2014]; б) Ca_{2+}, µg/kg, NEEM (Гренландия) [Erhardt et al., 2022]; в) пыль, µg/kg, NGRIP (Гренландия) [Ruth et al., 2007]; г) пыль, LLS relative intensity, GISP2 (Гренландия) [Ram, Koenig, 1997]; д) пыль, microgram/kg, RECAP (Гренландия) [Simonsen et al., 2019]; е) пыль, ng/g, EDC Epica (Антарктида) [Lambert et al., 2008]

3.6.1 Датировки в интервале 35-10 тыс.л.н.

Как показано выше, результаты датирования позволяют выделить две разновозрастные генерации эоловых песков со средним возрастом 21,1 и 13,6 тыс.л.н. Данную особенность можно сопоставить с итогами изучения субаэральных отложений на Западном Ямале [Forman et al., 2002], где также выделены две различные по возрасту эоловые толщи:

- байдарацких песков (*Baidarata sand*), две датировки 18,8 и 13,2 тыс.л.н.;
- оленьих песков (*Oleny sand*), три датировки 33,0, 30,0 и 29,9, тыс.л.н.

Принципиальная сходимость результатов позволяет объединить вновь полученные даты с опубликованными ранее [Forman et al., 2002; Mangerud et al., 2004; Назаров, 2007; Астахов, Назаров, 2010; Николаенко, 2016; Лист R-43..., 2019; Nazarov et al., 2022b] ОСЛ-датировками эоловых отложений на севере Западной Сибири (32 значения в интервале от 108 до 13,2 тыс.л.н.) в одну общую выборку, где в рассматриваемый интервал 35-10 тыс.л.н в совокупности попадают 34 значения. Детальные данные по всем дополнительно привлекаемым датировкам приводятся в Приложении И.

Гистограмма значений общей выборки (рисунок 3.27) позволяет выделить на севере Западной Сибири три условных временных интервала эоловой активизации в МИС-2 (ранний – 34-25 тыс.л.н.; средний – 22-17 тыс.л.н. и поздний – 16-12 тыс.л.н.), которые разделены небольшими перерывами. Ранний период наиболее растянут по времени и совершенно не отражает пик концентрации пыли в интервале 26-23 тыс.л.н. Поздний период имеет хорошо выраженные пики на 16 и 13 тыс.л.н., при этом краткосрочное потепление *Bølling-Allerød* не проявляется в заметном увеличении количества датировок позднего периода по сравнению со средним (13 и 11 датировок соответственно). В целом, динамика эолового осадконакопления на севере Западной Сибири слабо коррелирует с долгосрочными климатическими изменениями, которые фиксируются ледниками Гренландии (предположения о возможных причинах этого приводятся ниже).

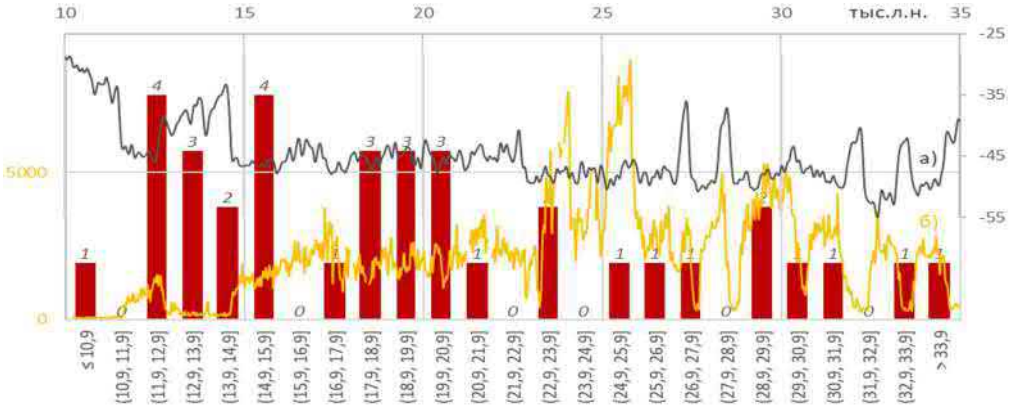


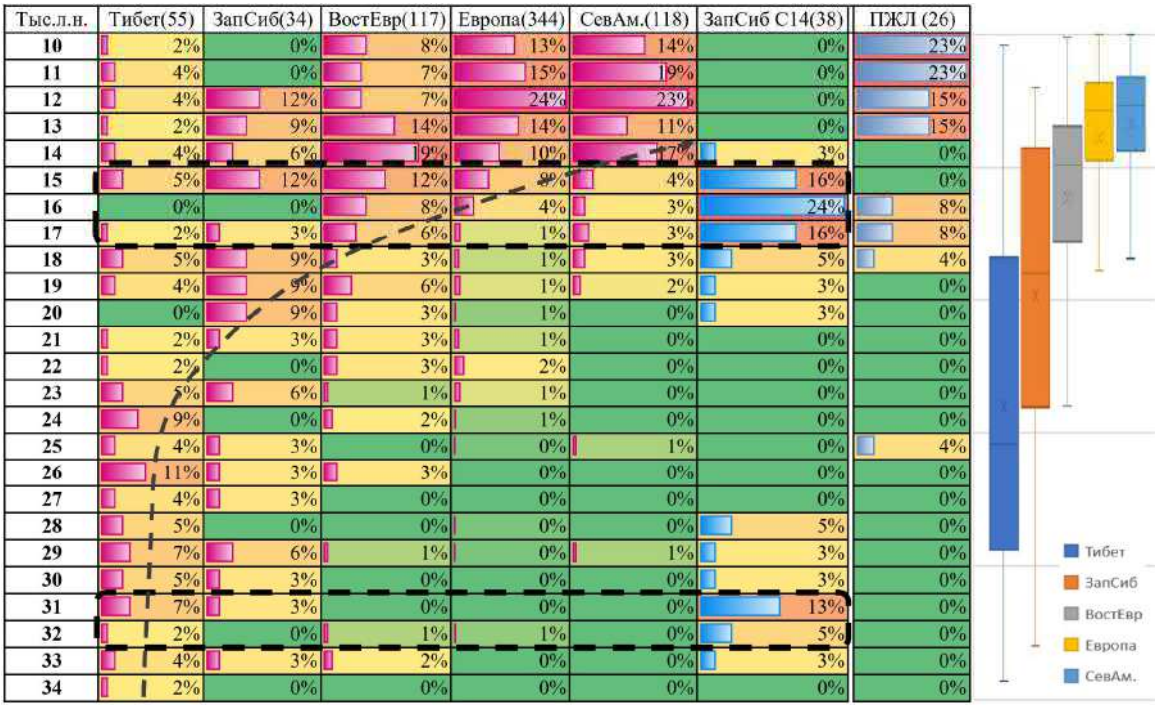
Рисунок 3.27 – Результаты ОСЛ-датирования эоловых отложений (период 35-10 тыс.л.н.). Прокси-данные: а) температура, °C, NGRIP (Гренландия) [Kindler et al., 2014]; б) пыль, µg/kg, NGRIP (Гренландия) [Ruth et al., 2007]

Ранний и средний периоды на региональном уровне можно соотнести с периодом накопления баганского лёсса на юге Западной Сибири, который по данным люминесцентного датирования начинается не ранее 28,8 тыс.л.н. (разрез Солоновка) и продолжается по меньшей мере до 17,2 тыс.л.н. (разрез Ложок) [Volvakh et al., 2022; Вольвах, 2022]. Средний период можно соотнести с возрастом дюнных отложений дъолкуминской свиты (Кысыл-Сырский песчаный массив, Якутия), который устанавливается по одной ОСЛ-датировке 18,0 тыс.л.н. [Галанин, Павлова, 2019]. Поздний период можно сопоставить с возрастом субаэральных

осадков, которые выявлены в разрезе Черноозерской гривы (Саргатское Прииртышье, юг Западной Сибири) – по четырем ОСЛ-датировкам эоловое осадконакопление начинается не ранее 14,9 тыс.л.н. и продолжается вплоть до 11 тыс.л.н. [Осинцева и др., 2022]. К позднему периоду можно также отнести эоловые пески в разрезе ТК-2/Мальково (нижнее течение р.Тура), возраст которых составляет 10,2-9,2 тыс.л.н. [Sizov et al., 2020]. Более поздние значения могут свидетельствовать о том, что и после начала голоцена ветровая активность на юге Западной Сибири сохранялось в долинах крупных рек и прибрежной зоне озер.

Таким образом, полученные результаты довольно органично дополняют имеющиеся данные люминесцентного датирования эоловых песков в более северных (западная и северная часть Ямала), южных (нижнее течение р.Тура, Саргатское Прииртышье) и восточных (бассейн р.Вилюй, Якутия) регионов.

Целесообразно также провести сравнение общей выборки ОСЛ-датировок (34 значения) на глобальном уровне. Для этого на основе научных публикаций собрана генеральная выборка ОСЛ-датировок, которая включает 55 значений для территории Тибетского нагорья (северо-восточная граница), 117 значений для северной и центральной части Восточно-Европейской (Русской) равнины, 344 значения для Европы и 118 значений для Северной Америки. Детальные характеристики проб по северо-востоку Тибета и северу Русской равнины приведены в Приложении И, характеристики проб по Европе и Северной Америке в систематизированном и упорядоченном виде находятся в открытом доступе [Wolfe et al., 2009; Lancaster et al., 2016]. Важно отметить то, что генеральная выборка охватывает исключительно интервал 35-10 тыс.л.н., а также то, что по северу Русской равнины среди прочих используется 20 датировок песков разреза Толоконка I (*Tolokonka I*), генезис которых авторами однозначно не определяется [Lysså et al., 2014]. Однако анализ характера слоистости песков по доступным фотоматериалам позволяет отнести их к покровным субаэральным осадкам. Визуализация сравнительного хронологического распределения всех ОСЛ-датировок показана на рисунках 3.28, 3.29.



Тыс.л.н.	Тибет(55)	ЗапСиб(34)	ВостЕвр(117)	Европа(344)	СевАм.(118)	ЗапСиб С14(38)	ПЖЛ (26)
10	2%	0%	8%	13%	14%	0%	23%
11	4%	0%	7%	15%	19%	0%	23%
12	4%	12%	7%	24%	23%	0%	15%
13	2%	9%	14%	14%	11%	0%	15%
14	4%	6%	19%	10%	17%	3%	0%
15	5%	12%	12%	8%	4%	16%	0%
16	0%	0%	8%	4%	3%	24%	8%
17	2%	3%	6%	1%	3%	16%	8%
18	5%	9%	3%	1%	3%	5%	4%
19	4%	9%	6%	1%	2%	3%	0%
20	0%	9%	3%	1%	0%	3%	0%
21	2%	3%	3%	1%	0%	0%	0%
22	2%	0%	3%	2%	0%	0%	0%
23	5%	6%	1%	1%	0%	0%	0%
24	9%	0%	2%	1%	0%	0%	0%
25	4%	3%	0%	0%	1%	0%	4%
26	11%	3%	3%	0%	0%	0%	0%
27	4%	3%	0%	0%	0%	0%	0%
28	5%	0%	0%	0%	0%	5%	0%
29	7%	6%	1%	0%	1%	3%	0%
30	5%	3%	0%	0%	0%	3%	0%
31	7%	3%	0%	0%	0%	13%	0%
32	2%	0%	1%	1%	0%	5%	0%
33	4%	3%	2%	0%	0%	3%	0%
34	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

Рисунок 3.28 – Результаты ОСЛ-датирования эоловых отложений в различных регионах мира (период 35-10 тыс.л.н.) (исходные данные – см. Приложение И, а также [Wolfe et al., 2009; Lancaster et al., 2016])

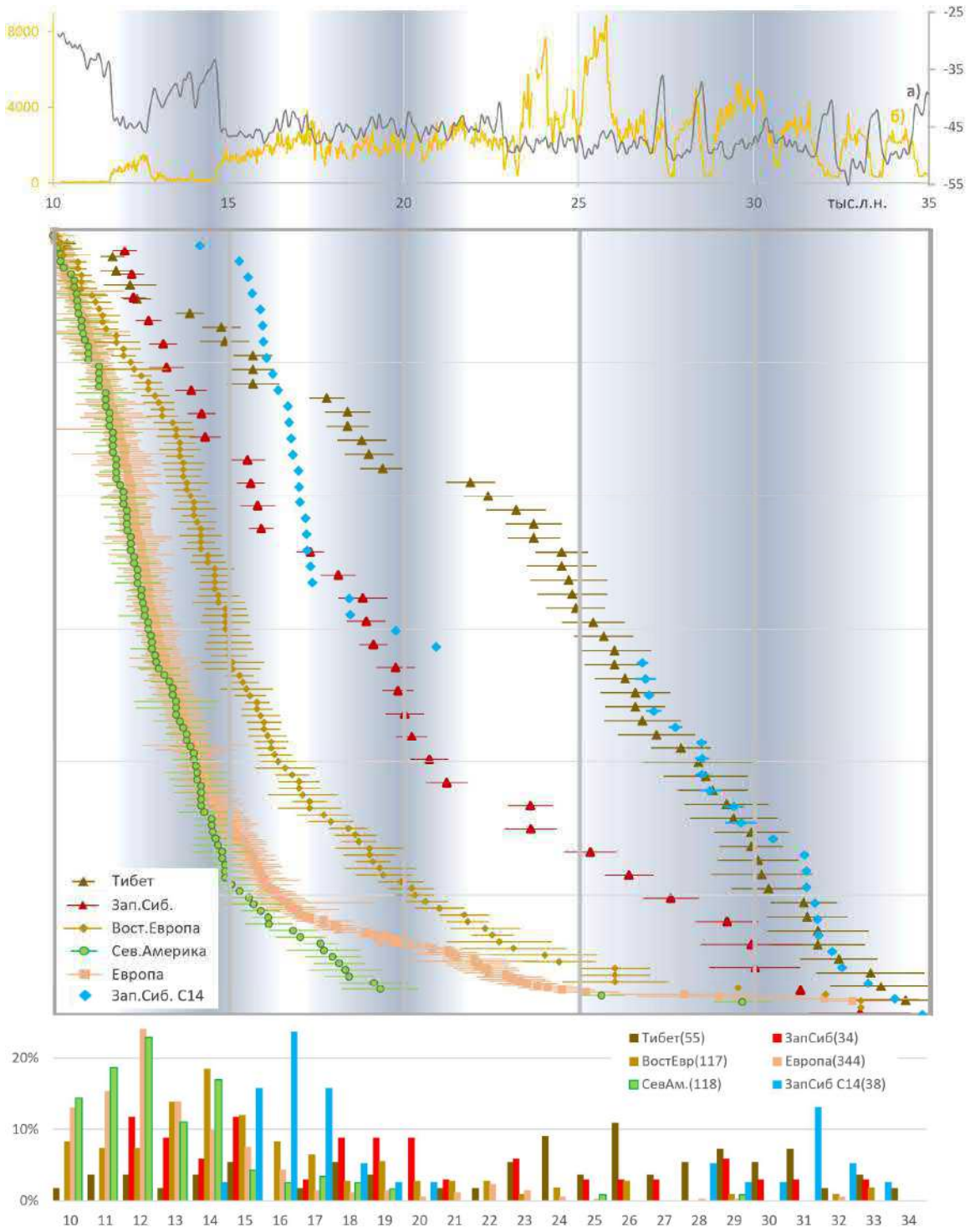


Рисунок 3.29 – Результаты ОСЛ-датирования эоловых отложений в различных регионах мира (период 35-10 тыс.л.н.). Исходные данные – см. Приложение И, а также [Wolfe et al., 2009; Lancaster et al., 2016]. Прокси-данные: а) температура, °С, NGRIP (Гренландия) [Kindler et al., 2014]; б) пыль, µg/kg, NGRIP (Гренландия) [Ruth et al., 2007]

Систематизация большого количества данных показывает достаточно логичную картину. Можно выделить следующие закономерности:

- средние и медианные значения датировок уменьшаются с востока на запад: Тибет – 24,0/25,4 тыс.л.н. соответственно; север Западной Сибири – 19,8/19,0 тыс.л.н.; север и центр Русской равнины – 16,1/14,9 тыс.л.н.; Европа – 13,9/12,9 тыс.л.н.; Северная Америка – 13,4/12,7 тыс.л.н.;

- только для северо-востока Тибетского нагорья при довольно равномерном хронологическом распределении датировок отмечается слабая корреляция эоловой активности и содержания пыли в атмосфере, при этом связь с потеплением *Bølling-Allerød* совершенно не прослеживается;

- для Русской равнины выделяется один период эоловой активизации, начало которого (16-17 тыс.л.н.) явно не совпадает с началом интерстадиала *Bølling-Allerød*; снижение эоловой активности также начинается до окончания потепления;

- для Европы и Северной Америки выделяется два синхронных периода эоловой активизации, начало которых можно соотнести с началом потепления *Bølling-Allerød*, однако в дальнейшем наблюдается постепенное снижение количества датировок (близкое к нормальному), которое явно не связано с климатическими колебаниями позднего дриаса (*Younger Dryas*) и начала голоцена.

Для объяснения асинхронности эоловой активизации в глобальном масштабе и слабой связи с долгосрочными климатическими изменениями, которые зафиксированы ледниковым керном Гренландии в МИС-2, можно предположить следующее:

1. Потепление в позднем неоплейстоцене, которое на территории Европы получило общее название *Bølling-Allerød*, распространялось постепенно с востока (юго-востока) Азии на запад (северо-запад) Европы с задержкой в рассматриваемых регионах на 1-2 тыс.л. Формирование устойчивого климатического фронта, создающего барический градиент, является одним из необходимых условий для эоловой активизации.

2. Повышенная интенсивность эолового переноса связана с увеличением уровня водности при сохранении переменного (сезонного) гидрологического режима. Существование периода повышенной водности подтверждается, в частности, аномальной шириной речных долин [Сидорчук и др., 2008; Sidorchuk, 2023]. Дальнейшее постепенное снижение активности ветра определяется сокращением продолжительности и масштабов сезонных паводков (колебаний уровня воды). Уровень водности и его переменный режим можно отнести к достаточным условиям для эоловой активизации. При этом, причиной аномального повышения водности (одной из возможных, но не единственной) в случае Европы и Северной Америки может являться активная дегляциация покровного ледника.

Таким образом, анализ полученной генеральной выборки ОСЛ-датировок не позволяет подтвердить существующее у различных авторов представление о взаимосвязи холодных периодов во второй половине МИС-2 с накоплением эоловых отложений в Европе и Северной Америке (рисунок 3.30). Распределение датировок показывает ровно обратную ситуацию – эоловая активизация в данных регионах связана именно с началом потепления *Bølling-Allerød*, при этом рост и снижение интенсивности эолового осадконакопления происходит постепенно и без каких-либо заметных перерывов в интервале 14-13 тыс.л.н. В то же время в более восточных регионах (на севере Русской равнины, на севере Западной Сибири и на Цинхай-Тибетском нагорье) потепление *Bølling-Allerød* и следующее за ним похолодание *Younger Dryas* не оказывают заметного влияния на динамику эоловой аккумуляции.

3.6.2 Датировки старше 35 тыс.л.н.

В рамках данного исследования не было получено ни одной датировки эоловых песков старше 27,6 тыс.л.н. Тем не менее, в научной литературе опубликовано как минимум 35 датировок во временном интервале от 40 до 149 тыс.л.н., которые могут быть сопоставлены и проанализированы. Из них:

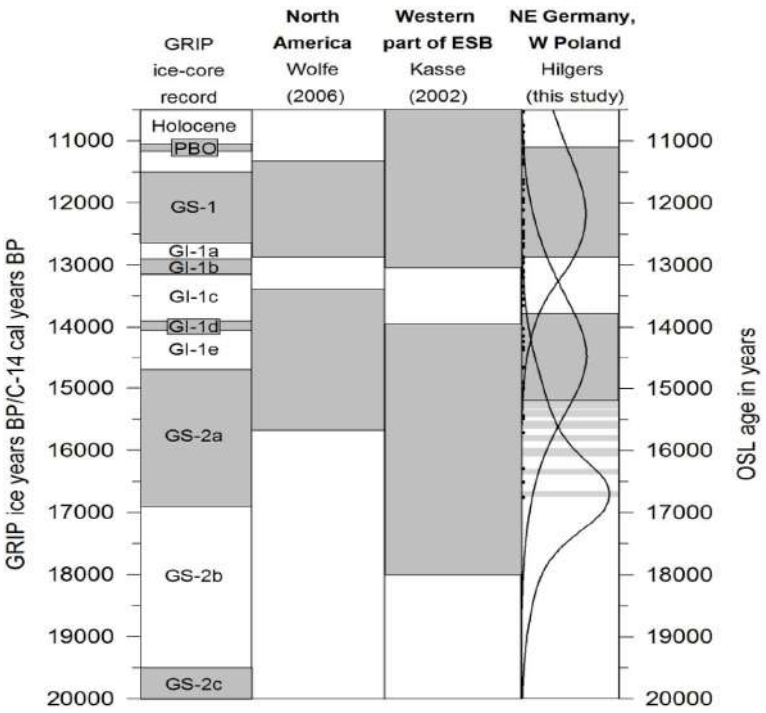


Рисунок 3.30 – Связь холодных периодов (показаны серым) с накоплением эоловых отложений в Северной Америке, на севере Европы и на северо-востоке Германии [Kasse, 2002; Hilgers et al., 2007; Wolfe et al., 2009]

- 15 значений по северу Западной Сибири, интервал 108-59 тыс.л.н., среднее значение 76,6 тыс.л.н., разрезы Ерката, Игорская Обь (обн. 46), Питляр (обн. 30), Малая Хета и Шур-2 [Mangerud et al., 2004; Назаров, 2007; Астахов, Назаров, 2010];
- 11 значений по северу Русской равнины, интервал 149-40 тыс.л.н., среднее значение 88,1 тыс.л.н., разрезы Пымва-Шор, Сула 22, Сула 21, Сула 7, Тиман, Конюшинская Корга и мыс Конюшин [Mangerud et al., 1999; Kjaer et al., 2006; Астахов, Свенсен, 2011] (к данному интервалу возможно относятся волнистые пески и алевриты лозыльского эолия, выявленные в среднем течении на р.Таз [Лист Q-44..., 2020], однако ОСЛ-датировки данного стратогена в литературе не обнаружены);
- 9 значений по Европе и Северной Америке, интервал 86-43,4 тыс.л.н., среднее значение 59,3 тыс.л.н., разрезы – см. [Lancaster et al., 2016].

Общее представление всех имеющихся датировок (рисунок 3.31) позволяет сделать некоторые предположения относительно динамики эолового осадконакопления в северном полушарии до начала МИС-2:

- на севере Западной Сибири эоловая активизация начинается постепенно, достигая максимальной интенсивности до начала МИС-4;
- на севере Европы и Северной Америки начало эоловой активизации соотносится с серединой МИС-4, а окончание – с серединой МИС-3;
- на севере Русской равнины некоторая концентрация датировок отмечается перед началом МИС-4, однако выделить какой-то определенный период эоловой активизации не представляется возможным;
- на северо-востоке Цинхай-Тибетского нагорья две более поздние даты по положению в разрезе характеризуют начало эоловой активизации МИС-2, остальные значения относятся к накоплению лёссов во время более растянутого для данного региона похолодания, которое можно соотнести с МИС-4.

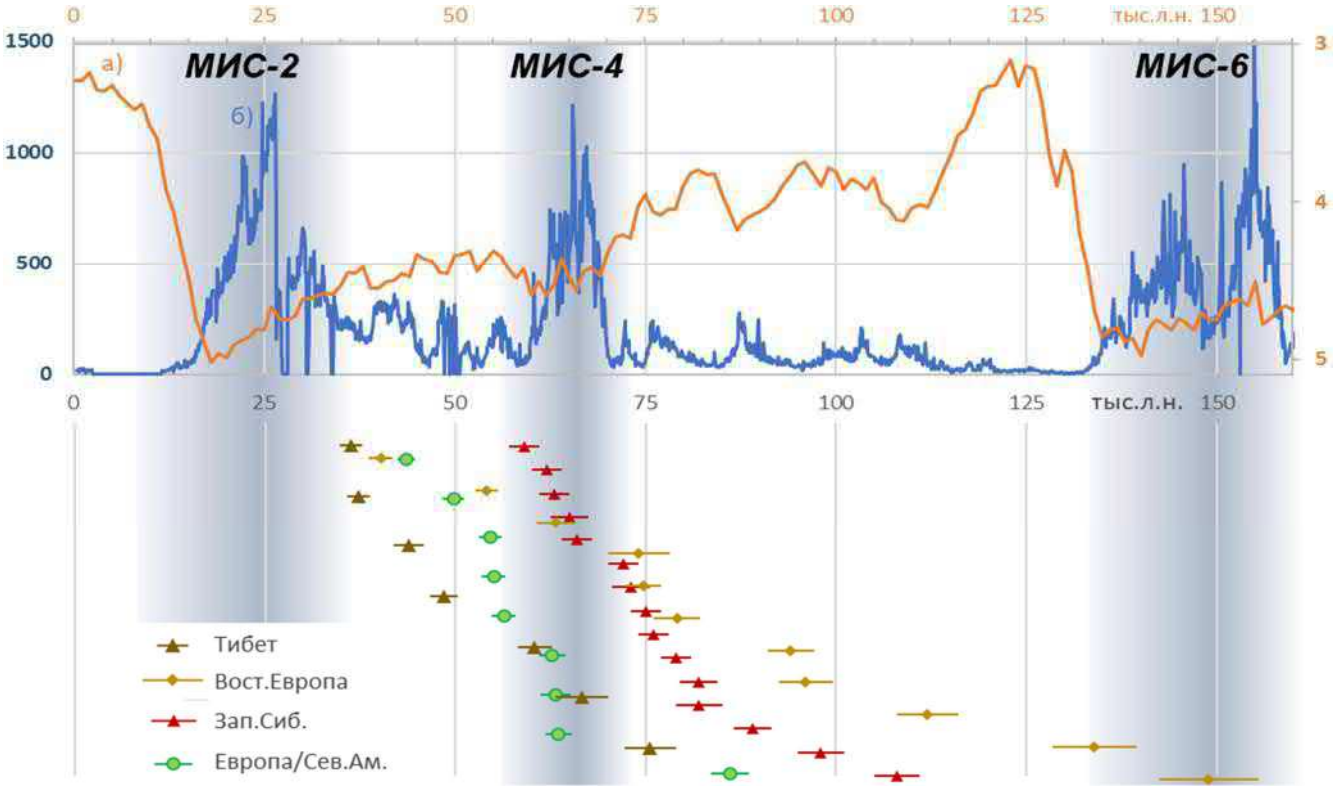


Рисунок 3.31 – Результаты ОСЛ-датирования эоловых отложений старше 35 тыс.л.н. Прокси-данные: а) ^{18}O, ‰ [Lisiecki, Raymo, 2005]; б) пыль, ng/g, EDC Epica (Антарктида) [Lambert et al., 2008]

В целом, на рисунке 3.31 явно прослеживается основная особенность, отмеченная ранее – на севере Западной Сибири климатические изменения при сохранении общего тренда, вероятно, начинаются и заканчиваются раньше, чем в Европе и Северной Америке. Это напоминает своеобразный климатический фронт или «климатическую волну», которая постепенно продвигается с востока (юго-востока) на запад (северо-запад) материка. В этом отношении палеоклиматические графики, построенные на основе исследований покровных ледников Гренландии и Антарктиды (NGRIP, GISP2, EPICA и др.), стоит рассматривать как результат интерференции подобных волн, интенсивность (амплитуда) которых может зависеть от удаленности источника климатических возмущений (по аналогии с распространением и регистрацией сейсмических волн).

Примечателен разрез на р.Сула (обн. 7), в котором вскрываются снизу вверх светло-серый косослоистый песок с галечником, краснобурый и серый тилл (диамиктон) общей мощностью 9 м и хорошо сортированные мелко- и среднезернистые эоловые пески с датировками 134 и 149 тыс. л.н. [Mangerud et al., 1999] (рисунок 3.32). Пески залегают длинными, срезающими друг друга диагональными сериями, целостность которых нарушена субвертикальными сбросами и следами термокарста. Интерес в данном случае представляет последовательность накопления отложений – эоловые пески завершают холодную стадию МИС-6, непосредственно сменяя ледниковые отложения. Эоловая активизация, таким образом, явно связана с периодом дегляциации покровного ледника, синхронного Тазовскому на севере Западной Сибири, Московскому на западе Русской равнины и Заальскому (*Saalian*) на севере Германии. Она могла происходить в условиях повышенной влажности и относительно низких среднегодовых температур, обуславливавших сезонный гидрологический режим водных объектов. Этот механизм также совпадает с описанной выше особенностью эолового осадконакопления в период МИС-2.

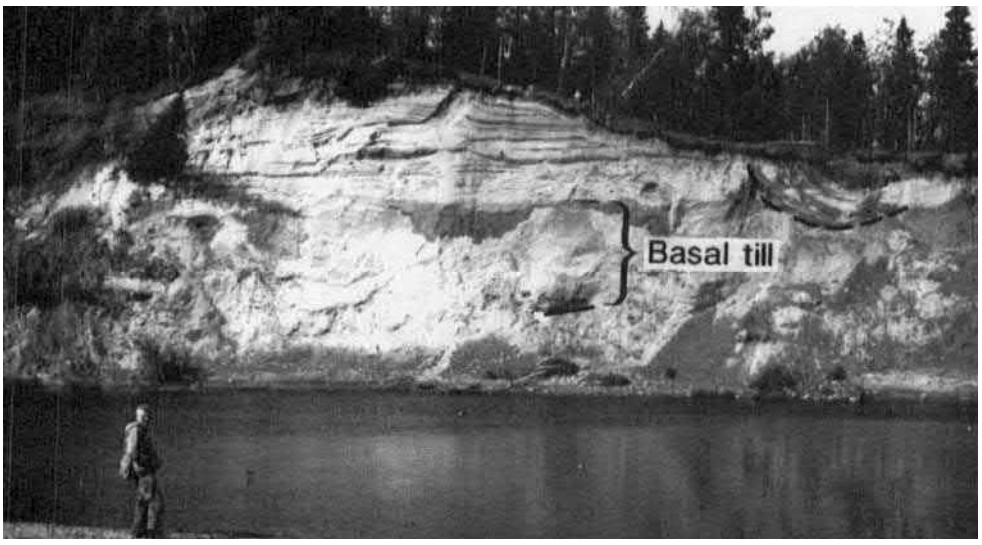


Рисунок 3.32 – Разрез на р.Сула (обн. 7) [Mangerud et al., 1999]

3.6.3 Датировки моложе 10 тыс.л.н.

Для севера Западной Сибири к настоящему времени известна только одна голоценовая ОСЛ-датировка 8,5 тыс.л.н., полученная в рамках данной работы (верхняя часть разреза НР-6 на р.Танлова, правый приток р.Надым). Тем не менее она хорошо соотносится с возрастом эоловых отложений, выявленных в нижнем течении р.Тура на юге равнины. Возраст эоловых песков в верхней части разреза ТК-1/Мальково составил 9,2 тыс.л.н., а в средней части разреза ТК-1/Муллаши – 7,0 тыс.л.н. [Sizov et al., 2020]. Близкое значение 6,4 тыс.л.н. установлено в верхней части Кысыл-Сырского тукулана (дъолкуминская свита) [Галанин, Павлова, 2019]. Четыре датировки в интервале 9,3-7,1 тыс.л.н. получены на севере Русской равнины (разрезы Култовка I, Якимовская и Кивер) [Lyså et al., 2014; Zaretskaya et al., 2024]. Более поздние датировки 3,2 и 5,1 тыс.л.н. получены для эоловых песков на северо-востоке Тибетского нагорья [Long et al., 2012, 2016]. Также одна дата 4,7 тыс.л.н. установлена в разрезе Гусиха в нижнем течении Вычегды [Zaretskaya et al., 2024]. Ограниченная выборка показывает, что в начале голоцена (8-9 тыс. л.н.) на севере Западно-Сибирской и Русской равнин еще могли сохраняться условия для относительно активного эолового переноса. Для более детальной палеоклиматической реконструкции условий голоцена необходимо привлечение результатов радиоуглеродного датирования

Более расширенная выборка ОСЛ-датировок для территории Европы и Северной Америки (193 и 119 значений соответственно) показывают повышенную эоловую активность в начале голоцена (примерно до 8,8 тыс.л.н. для Европы) и во время Малого ледникового периода (МЛП) (рисунок 3.33). При этом в Европе похолодание МЛП проявляется несколько раньше, чем в Северной Америке. В остальное время голоцен характеризуется относительно равномерной динамикой эолового осадконакопления – ветровая активность не прекращалась, но развивалась локально и в ограниченном масштабе.

3.7 Результаты радиоуглеродного датирования эоловых отложений

В рамках данной работы получено 57 радиоуглеродных дат в широком диапазоне от 49 тыс.л.н. до современного возраста. Кроме того, используются опубликованные ранее радиоуглеродные даты (55 значений), которые отнесены авторами к субаэральным толщам [Гатауллин, 1988; Васильчук и др., 2000; Forman et al., 2002; Соромотин и др., 2005; Астахов, Назаров, 2010; Лист R-42..., 2015; Лист R-43..., 2019; Nazarov et al., 2022b]. Детальные

характеристики всех указанных проб приведены в Приложении К, далее по тексту упоминаются и сопоставляются только калиброванные значения (доверительный интервал 2s – 95,4%).

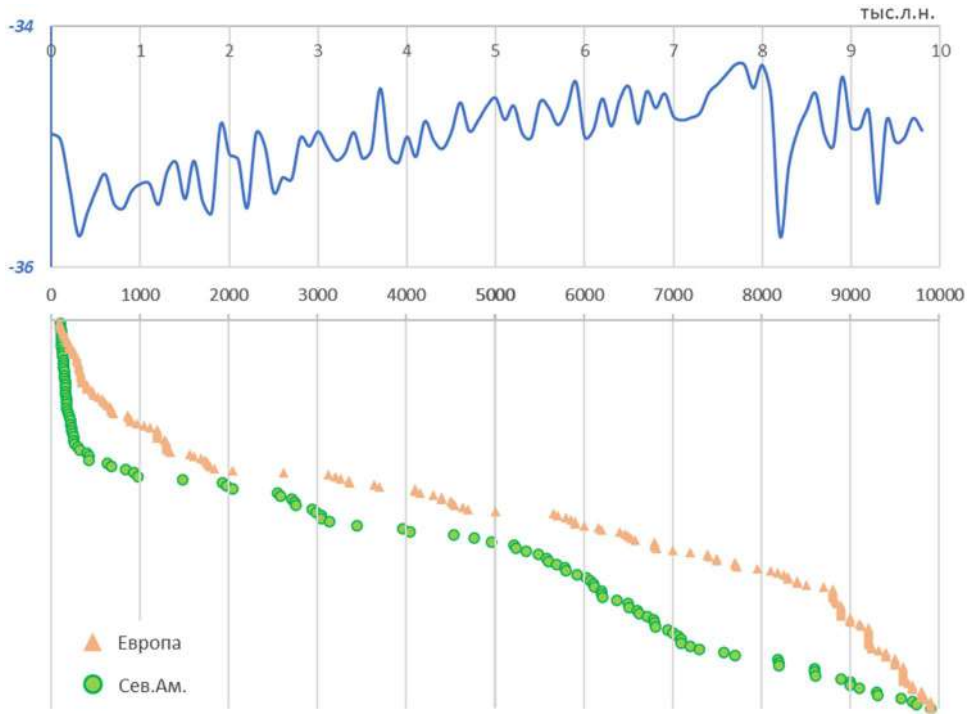


Рисунок 3.33 – Результаты ОСЛ-датирования эоловых отложений моложе 10 тыс.л.н. Прокси-данные: температура, °С, NGRIP (Гренландия) [Gkinis et al., 2004]

Общая выборка радиоуглеродных датировок характеризует несколько хронологических этапов, которые в порядке от более ранних к поздним кратко описываются ниже:

Этап 1: период до начала активного эолового осадконакопления. Серия из 8 датировок органических осадков в разрезе НР-33, полученная двумя различными способами в двух различных лабораториях, показывает, что в низовьях Оби (побережье Обской губы восточнее устья р. Надым) в интервале 46-35 тыс.л.н. (вторая половина МИС-3) существовали благоприятные условия для активного накопления водных (озерно-аллювиальных) отложений (рисунок 3.34). В разрезе прослеживается смена пойменной фации на русловую, далее наблюдается переход к озерным осадкам, которые перекрыты аллювием и слоем лёссовидных алевритов с датировкой 31,5 тыс. л.н.

Аналогичные или близкие по времени результаты получены и на других участках рассматриваемой территории, а именно:

- западнее устья р. Надым в разрезах НР-25 и НР-26 на побережье Обской губы для аллювиальных толщ получены значения 42,5 и 38,0 тыс.л.н. соответственно (рисунок 3.34);
- в нижнем течении р. Шуга (10 км от впадения в Обскую губу) в разрезе НР-27 возраст глинистых отложения, которые сменяются толщей лёссовидных алевритов, составил 26,6 тыс.л.н. (рисунок 3.34);
- в нижнем течении р. Правая Хетта (правый приток р. Надым) в разрезе НР-12 для нижнего глинистого и среднего торфяного горизонтов получены значения 47,8 и 35,9 тыс.л.н. соответственно;
- в среднем течении р. Левая Хетта (левый приток р. Надым) в разрезе НР-24 возраст прослоя органики в нижней толще озерно-аллювиальных осадков составил 49,4 тыс.н. (на пределе возможностей радиоуглеродного метода);

- в нижнем течение р. Хейгияха (левый приток р. Надым) в результате бурения одного из бугров пучения на второй надпойменной террасе в интервале 8,6-9,6 м вскрыта пойменная фация аллювиальных отложений, представляющая собой ритмичную серию органических субгоризонтальных слоев толщиной от 0,5 до 3-4 см, разделенную тонкими песчаными прослоями (возраст органики составил 39,4 тыс.л.н.) [Сизов и др., 2021].

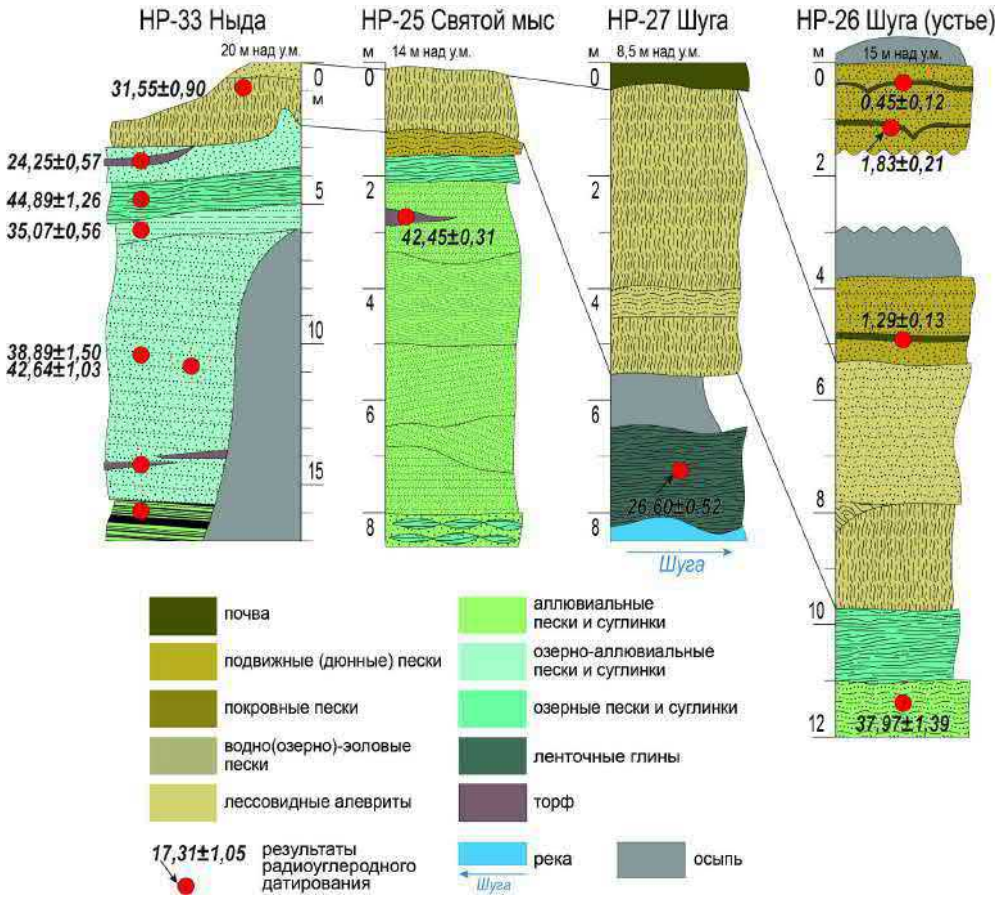


Рисунок 3.34 – Схемы геологического строения разрезов НР-25, НР-26, НР-27 и НР-33

К этому же периоду относятся единичные датировки растительного детрита и войлока в песках на полуостровах Ямал и Гыдан – пять проб в разрезах 7043, 7184, 7193 и 7194 показали интервал 45,7-39,9 тыс.л.н. [Лист R-42..., 2015; Лист R-44..., 2019; Nazarov et al., 2022b].

Таким образом, независимые радиоуглеродные датировки на различных участках свидетельствуют о том, что вплоть до конца МИС-3 (35-34 тыс.л.н.) на севере Западной Сибири существовали условия для активного водного переноса осадков и накопления органики.

Этап 2: ранний период эолового осадконакопления. Серия из 11 датировок льдистой алевритистой толщи в районе п. Сеяха (восточный Ямал) показала, что накопление эолового материала началось не ранее 34,8 тыс. л.н. и продолжалось с небольшими перерывами до 26,9 тыс.л. [Васильчук и др., 2000]. Сопоставимый, но более узкий интервал 32,5-29,4 тыс.л.н. получен по пяти датировкам органики в Оленьих песках (*Oleny sand*) в районе п. Марресале на западе Ямала [Forman et al., 2002]. Аналогичные результаты получены на полуострове Гыдан в среднем течении р. Юрибей (район оз. Меркуто) – здесь по серии из шести датировок растительного детрита в песках т.н. «байдарацкого эолия» (разрезы 7119 и 7121) получены значения в интервале от 33,2 до 28,5 тыс.л.н. [Лист R-43..., 2019]. Хронологическое распределение рассматриваемых значений показано на рисунке 3.35, а в соотношении с ОСЛ-датировками – на рисунках 3.28, 3.29.

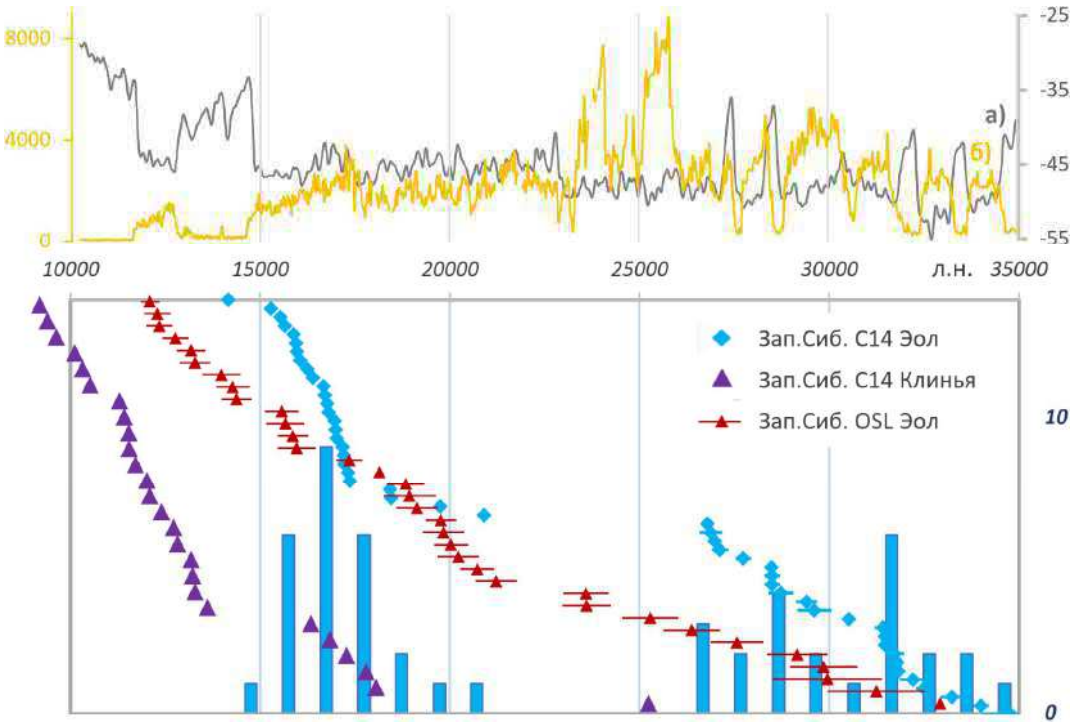


Рисунок 3.35 – Результаты радиоуглеродного и ОСЛ-датирования эоловых отложений, а также радиоуглеродного датирования мерзлотных образований на севере Западной Сибири (период 35-10 тыс.л.н.). Исходные данные – см. Приложение И, К. Прокси-данные: а) температура, °С, NGRIP (Гренландия) [Kindler et al., 2014]; б) пыль, µg/kg, NGRIP (Гренландия) [Ruth et al., 2007]

Южнее, в районе оз. Парисенто, в разрезе Р2 был обнаружен бивень мамонта, возраст которого составил 34,2 тыс.л.н [Новикова и др., 2019]. Это значение дополняется ОСЛ-датировками песков, которые авторами рассматриваются как озерно-аллювиальные (29 тыс.л.н. – разрез Р1; 27 и 26 тыс.л.н. – разрез Р3) [Новикова и др., 2019]. Однако морфология песков, описанных как мелкозернистые, желтовато-серые, волнистослоистые, с прослоями торфа, растительного детрита, остатками мамонтовой фауны и следами криогенных процессов, позволяет усомниться в изначальной интерпретации и отнести данные отложения к субаэральным.

В рамках данной работы, как уже упоминалось, получена только одна AMS-датировка верхней лёссовидной толщи в разрезе НР-33 (побережье Обской губы, восточнее устья р.Надым), которая составила 31,6 тыс.л.н. (рисунок 3.34). Тем не менее, она попадает в интервал с наибольшей плотностью полученных ранее значений (32-31 тыс.л.н.).

Таким образом, ранний период эолового осадконакопления по данным радиоуглеродного датирования заканчивается примерно на 2 тыс.л. раньше, чем по данным ОСЛ-датирования. Более раннее прекращение накопления органических остатков может быть связано с ухудшением климатических условий для растительности (снижение среднегодовых температур, сокращение осадков, снижение уровня водности и т.п.). При этом, эоловые процессы могли продолжаться на локальных участках, о чем свидетельствуют две ОСЛ-датировки по 23,6 тыс.л.н. в разрезах НР-11 и НР-62.

Этап 3: перерыв между средним и поздним периодами эолового осадконакопления. Как следует из рисунков 3.28, 3.29, в интервале 17(18)-16 тыс.л.н. по данным ОСЛ-датирования отмечается определенный перерыв эолового осадконакопления, который косвенно подтверждается высокой плотностью радиоуглеродных датировок (23 значения) с 15,3 по 18,5 тыс.л.н. (средний возраст – 16,7 тыс.л.н.). Большая часть указанных значений (18)

относится к байдарацким пескам (*Baidarata sand*) Марресале на западе Ямала [Forman et al., 2002]. Однако, похожие значения были получены в среднем течении р. Тивтейяха (Моржовка) [Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022b], в районе Аксарки [Астахов, Назаров, 2010] и в среднем течении р. Пякупур (разрез ПП-2) [Соромотин и др., 2005]. Данная особенность может быть связана с временным затуханием эоловой активности на фоне восстановления растительного покрова, что, в свою очередь, может определяться кратковременным потеплением позднего плейстоцена, которое на севере Западной Сибири, по всей видимости, началось и закончилось раньше европейского интерстадиала *Bølling-Allerød*.

Этап 4: криогенная трансформация субаэральных отложений и начало торфообразования. Криогенные псевдоморфозы по повторно-жильным льдам на севере Западной Сибири являются одним из наиболее распространенных проявлений постседиментационной трансформации субаэральных отложений, которые встречаются во всех фациях (преимущественно в покровных песках) (рисунок 3.36, 3.37). Такие следы, в частности, отмечены в разрезах НР-9, НР-47, НР-52 и др. Поверхность большинства речных террас, а также некоторых современных песчаных раздувов разбиты полигональной сетью морозобойных трещин, которые хорошо различимы на детальных данных ДЗЗ и ЦМР (Приложение Б).



Рисунок 3.36 – Стенка карьера на левом берегу р. Надым вблизи устья р. Хейгияха. ПЖЛ – полигонально-жильные льды; ИГЖ – изначально-грунтовые жилы [Шейнкман и др., 2022]

а)



б)

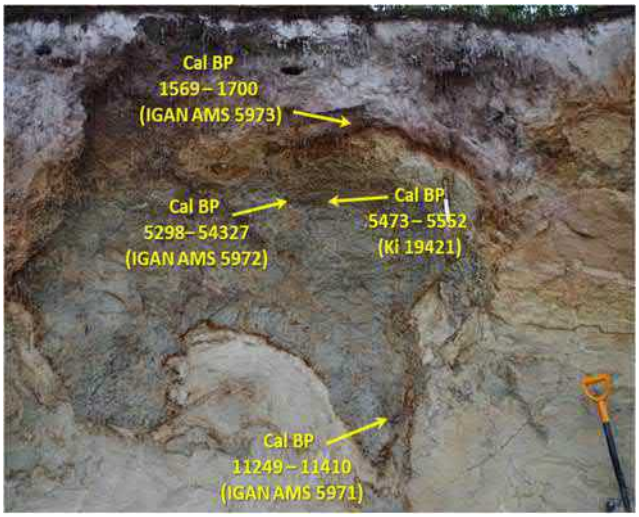


Рисунок 3.37 – Криогенные деформации на Ямале (разрез 7304) (а) [Nazarov et al., 2022b] и в нижнем течении р. Правая Хетта (б) [Sheinkman et al., 2024]

Наиболее полную, актуальную и пространственно распределенную серию радиоуглеродных датировок псевдоморфоз для севера Западной Сибири получил к настоящему времени научный коллектив ИКЗ СО РАН [Sheinkman et al., 2024]. Кроме того, хорошо известна серия AMS-датировок сингенетических позднеплейстоценовых ПЖЛ Сеяхинской толщи покровных песков и алевритов (в выборку включены только результаты датирования микроорганики) [Васильчук и др., 2000]. Одна датировка погребенного торфа получена для псевдоморфозы в нижнем течении р.Хейгияха [Матышак, 2009].

Обобщенная выборка включает 26 датировок в интервале от 25,3 до 9,1 тыс.л.н. (среднее значение – 13,2 тыс.л.н., медианное – 12,2 тыс.л.н.). Хронологическое распределение значений показано на рисунке 3.35, детальные сведения о каждой пробе – в Приложении К.

В рамках данной работы получено три датировки органического материала в нижней части псевдоморфоз по ПЖЛ (рисунок 3.38):

- в разрезе НР-47 в среднем течении р.Надым – 11,6 тыс.л.н.;
- в шурфе К-5 в пределах округлого суффозионного понижения на второй надпойменной террасе р.Хейгияха – 11,9 тыс.л.н.;
- в шурфе НК-1 в пределах модельного раздува – 16,3 тыс.л.н.

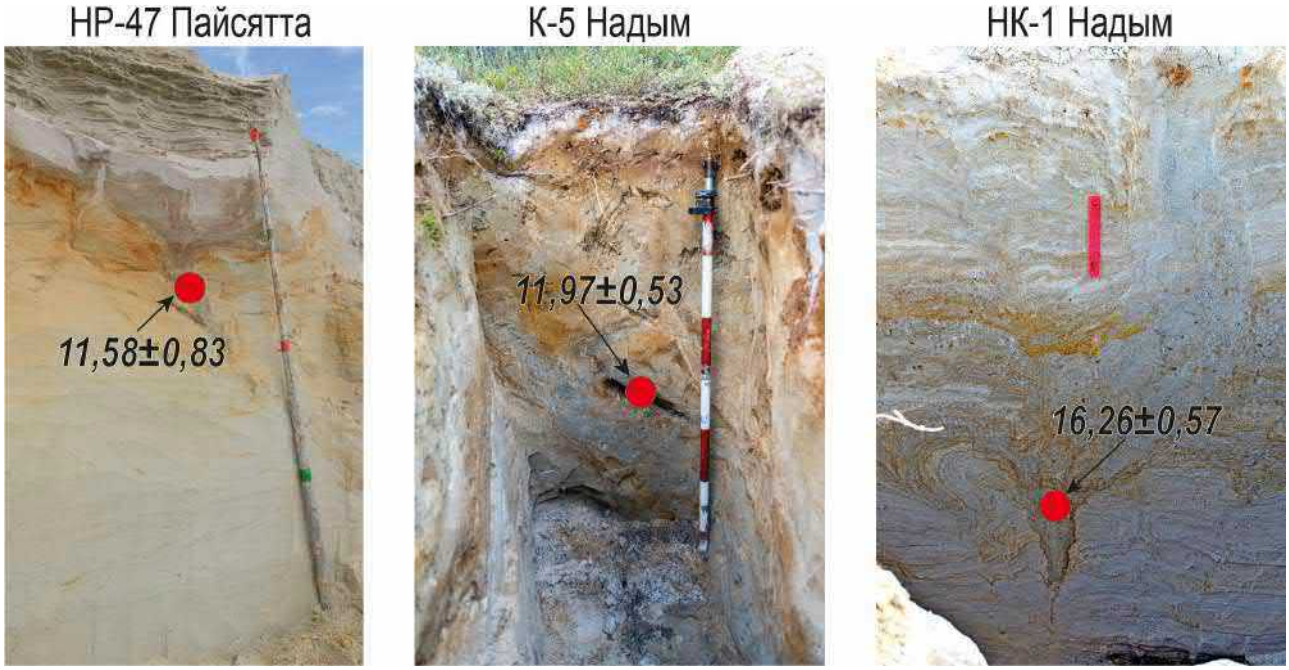


Рисунок 3.38 – Общий вид разрезов НР-47, К-5 и НК-1
(фото О.С. Сизова, 2021, 2017 и 2018 соответственно)

Сопоставление полученного распределения датировок псевдоморфоз по ПЖЛ с ранее представленными результатами показывает закономерную картину, особенностями которой является следующее:

- выделяется два явных временных интервала формирования ПЖЛ – 18,0-16,3 и 13,5-9,1 тыс.л.н.;
- первый интервал может отражать краткосрочное позднеплейстоценовое потепление, аналогичное по динамике интерстадиалу *Bølling-Allerød*, но более раннее по времени;
- второй интервал, по всей видимости, маркирует начало климатических изменений при переходе от плейстоцена к началу голоцена (увеличение амплитуды температурных перепадов и повышение водности за счет таяния многолетнемерзлых пород (ММП));

- приблизительно к середине второго интервала накопление эоловых осадков заканчивается (причиной этого может быть начало эрозионного вреза основных водотоков).

По мере снижения темпов донной эрозии, роста среднегодовых температур, увеличения влажности и увеличения глубины сезонно-талого слоя (СТС) рост ПЖЛ сменяется процессом заболачивания обширных озерно-аллювиальных равнин. Это фиксируется, в частности, полученными датировками (рисунок 3.39):

- торфяного горизонта в разрезе второй надпойменной террасы р.Надым (разрез НР-10) – 8,8 тыс.л.н.;
- нижней части слоя низинного торфа, вскрытого скважинами 2 и 3 на вершинах бугров (гряд) пучения на второй надпойменной террасе р.Хейгияха (правый приток р.Надым) – 10,4 и 10,1 тыс.л.н. соответственно [Сизов и др., 2021].

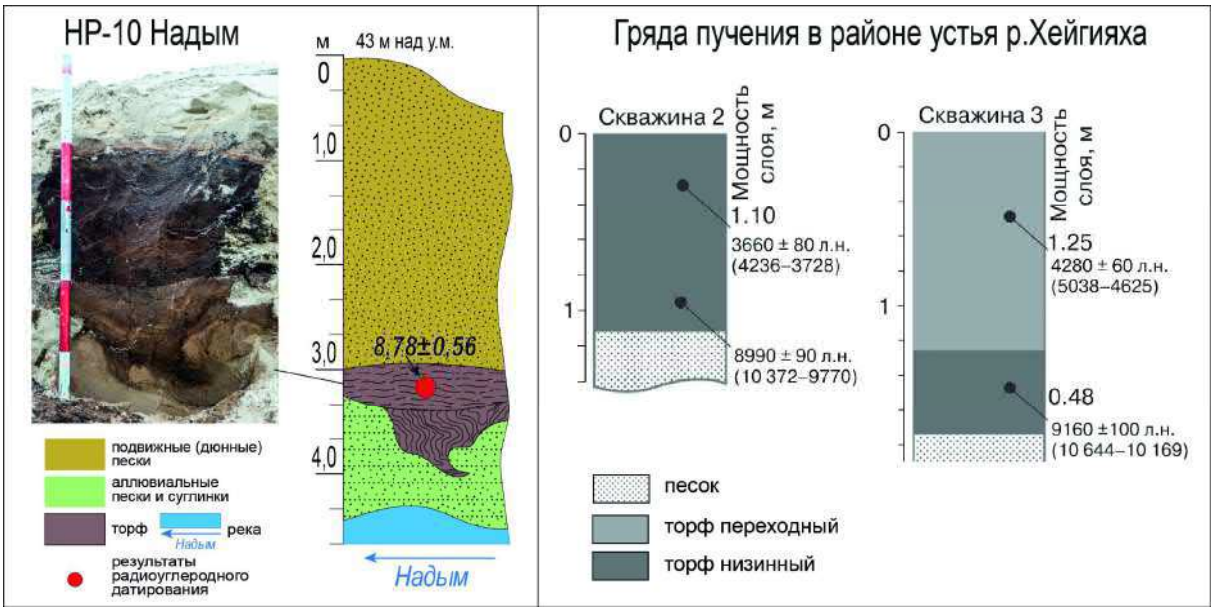


Рисунок 3.39 – Схемы геологического строения разреза НР-10 и гряды пучения в районе устья р. Хейгияха

На рубеже 11-10 тыс.л.н. во многих районах Западной Сибири фиксируется резкая смена природно-климатических условий [Stein et al., 2004; Величко, Тимирева, 2005; Васильев, 2007; Палеоклиматы..., 2009; Yurtaev et al., 2018]. Так, например, детальные палеолимнологические исследования в низовьях Туры (юг Западной Сибири) показывают следующее [Рябогина и др., 2017; Ryabogina et al., 2019]:

- вплоть до 11 тыс.л.н. здесь преобладали условия сухого и холодного климата (пик аридизации – 13,9-13,7 тыс.л.н.);
- общепринятая хронологическая граница голоцена (11,7 тыс.л.н.) в динамике осадконакопления не прослеживается;
- с 11,2 тыс.л.н. начинается значительное увеличение водности водоемов;
- с 10,1 тыс.л.н. фиксируется заметное потепление, которое продолжается вплоть до 8,2 тыс.л.н.

Севернее на значительной по площади территории в интервале 10,5-8 тыс.л.н. отмечается синхронное увеличение болот [Величко, Тимирева, 2005; Velichko et al., 2011].

Этап 5: активизация эоловой деятельности в конце голоцена. Предположения о голоценовой динамике эоловых массивов основаны на серии датировок погребенных почв и остатков древесины в пределах модельного раздува (разрез К-1), а также органических остатков

в разрезе активного раздува на побережье Обской губы (разрез НР-32, восточнее устья р. Надым).

В нескольких зачистках вблизи разреза К-1 ранее были выявлены три погребенных почвенных горизонта, возраст которых составил 1,16; 0,72 и 0,45 тыс.л.н. (детальное описание почв приводится в [Зыкина и др., 2017], общий вид нижнего горизонта показан выше на рисунке 3.36). Позднее в северной части раздува в шурфе был вскрыт погребенный подзол со следами гари (возраст 1,58-0,8 тыс.л.н.) и остатками древесины (возраст 1,26 тыс.л.н.) (рисунок 3.40). Кроме того, в пределах закрепленной части эолового массива получен возрастной интервал формирования нижней части молодой подзолистой почвы 1,04-0,33 тыс.л.н. (значительный разброс датировок определяется различными типами анализируемого материала) (рисунок 3.40).

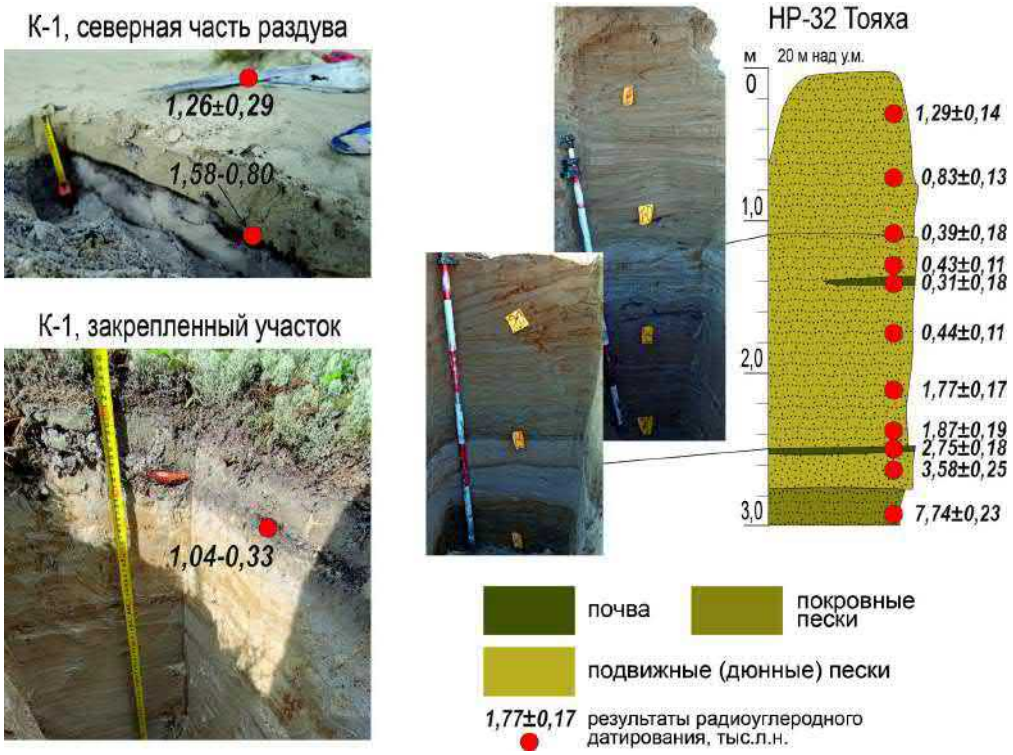


Рисунок 3.40 – Общий вид расчисток в пределах модельной котловины выдувания (вблизи разреза К-1) (фото О.С. Сизова, 2021) и схема геологического строения разреза НР-32

Более последовательную картину показывает серия из 16 AMS-датировок разреза НР-33 (стоит отметить, что на рисунке 3.40 для случаев датирования различных материалов показаны усредненные значения, а необычное зеркальное распределение значений связано с ветровой эрозией наклонной поверхности). Полученные даты в целом показывают, что с 7,7 до 2 тыс.л.н. накопление эоловых осадков практически не происходит, а в позднем голоцене явно выделяется несколько интервалов накопления органики: 1,77; 1,29; 0,83 и 0,44-0,39 тыс.л.н. Нижний интервал совпадает с датировкой 1,79 тыс.л.н., полученной в молодых эоловых отложениях на севере Ямала (разрез 7296, [Nazarov et al., 2022b]. Остальные интервалы хорошо соотносятся с возрастом почвенных горизонтов модельного раздува, приведенными выше.

Сопоставление несколько разрозненных радиоуглеродных датировок позволяет, тем не менее, сделать несколько предположений:

- большую часть голоцена после начала процесса торфообразования (не позднее 8,5-8 тыс.л.н.), эоловые процессы на севере Западной Сибири имели крайне ограниченное распространение;

- первые признаки современной эоловой активизации фиксируются около 2 тыс.л.н.;
- в течение позднеголоценовой эоловой активизации выделяется по меньшей мере четыре интервала инициального почвообразования и накопления органики – 1,79-1,77; 1,29-1,16; 0,83-0,72 и 0,45-0,39 тыс.л.н.

Похожая динамика эолового осадконакопления в голоцене фиксируются и в других районах распространения материковых дюн в постледниковых обстановках. Для сравнения можно привести несколько примеров:

- на севере Скандинавского полуострова стабилизация подвижных песков происходит не позднее 7 тыс.л.н.; период современной активизации отмечается не ранее 2 тыс.л.н. (рисунок 3.41), при этом максимальной интенсивности эоловый перенос достигает в период 0,9-0,35 тыс.л.н. [Käyhkö et al., 1999];
- детальное изучение дюнного массива Кобук (*Great Kobuk Sand Dunes*) на севере Аляски (74 AMS-даты) показало, что закрепление песков произошло в интервале 7-5 тыс.л.н., после чего он остается относительно стабильным; один из наиболее заметных периодов кратковременной эоловой активизации отмечается 1,05-0,55 тыс.л.н.; примечательно, что в течение Малого ледникового периода (*Little Ice Age, LIA*) явной активности дюн не отмечено, а последние 80-100 происходит постепенно зарастание оголенных песков [Mann et al., 2002];
- на юге Канады (песчаный массив *Brandon Sand Hills*) показано сохранение периодической эоловой активности за последние 5 тыс.л., при этом по остаткам погребенных почв выявлено несколько периодов стабилизации песков (2,3-2,0; 1,4-1,0 и 0,6-0,5 тыс.л.н.); в настоящее время, несмотря на периодически повторяющиеся засухи, здесь также отмечается сокращение площади активных дюн примерно на 10-20% за 10 лет [Wolfe et al., 2000].

Сопоставление подобных примеров, которые довольно многочисленны [Forman et al., 2001; Willemse et al., 2003; Zhou, 2008], показывает, что позднеголоценовая активизация эоловой деятельности на севере Западной Сибири является вполне закономерным отражением глобальных климатических изменений.

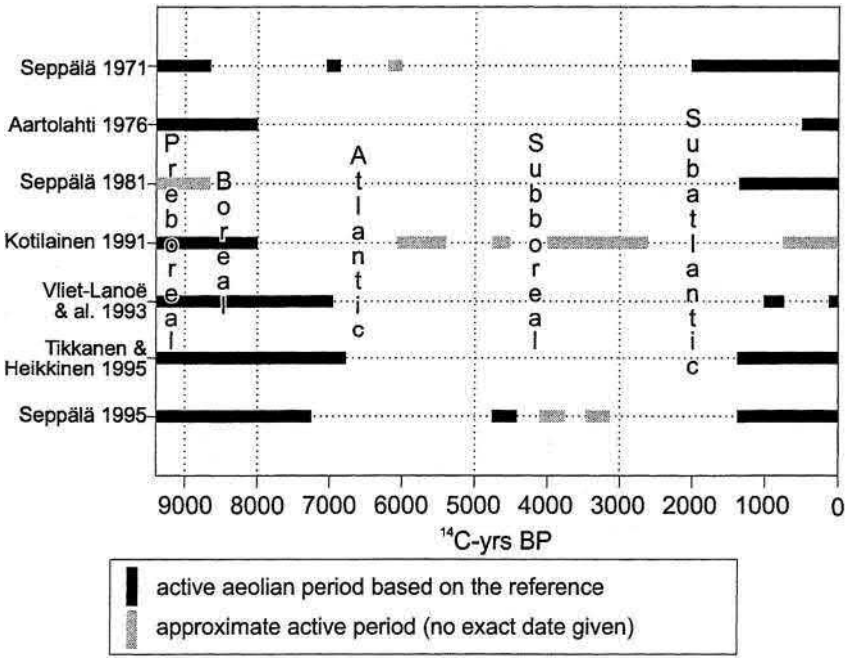


Рисунок 3.41 – Результаты радиоуглеродного датирования периодов эоловой активизации в голоцене в Финской Лапландии [Käyhkö et al., 1999]

3.8 Развитие представлений о распространении покровных оледенений

Первые упоминания о ледниковых отложениях в Западной Сибири относятся к концу XIX в. В 1886 г. Е.С. Федоров [1887] вдоль восточного склона Урала обнаружил холмистую полосу, сложенную ледниковыми наносами, доходящую до 62,25° с.ш.. Е.Н. Макеров [1891] описал валунные суглинки в с.Самарово (вблизи впадения Иртыша в Обь), которые позднее Н.К. Высоцкий [Высоцкий, 1896] проследил на север вдоль Оби вплоть до Обдорска и, по словесному описанию, на юг до Тобольска [Обручев, 1931]. Описания холмистого рельефа, представленного песчаными холмами и увалами, которые нередко усеяны валунами, содержатся в трудах Б.Н. Городкова, С.С. Нуеструева и А.А. Дунина-Горкавича [Дунин-Горкавич, 1904, 1910; Городков, Неуструев, 1923; Городков, 1924].

Б.Н. Городков впервые разделил ледниковые отложения, обнаруженные им на обширной территории северной части Западной Сибири, фактически на три самостоятельных оледенения: следами первого (максимального) являются отложения у с.Самарово, следы второго (позднейшего) описаны южнее Березова и на водоразделе Агана и Пура, кроме того валунные суглинки в низовьях р.Пур связывались с ледником, который двигался с северо-востока из-за Енисея [Обручев, 1947]. Позднее, М.М. Фрадкин [1939, 1946] на основе сравнения петрографического состава отложений Сургутского полесья и бассейна р. Надым также пришел к выводу о существовании двух независимых оледенений, разделяемых Сибирскими Увалами (более позднее он назвал Надымским). Примечательно также предположение Д.А. Драницына [1915] о том, что конечные морены у с.Самарово являются более молодыми по отношению к размытой морене в центральной части Нарымского края (север Томской области). Тем не менее, позднее Я.С. Эдельштейн, В.И. Громов, В.А. Дементьев, В.А. Обручев, В.Н. Сукачев, а также И.П. Герасимов и К.К. Марков в своих работах [Эдельштейн, 1925, 1931, 1936; Обручев, 1931; Сукачев, 1933, 1934; Громов, 1934; Дементьев, 1934, 1936; Герасимов, Марков, 1939] приходят к выводу об отсутствии следов двух или более оледенений на севере Западной Сибири (рисунок 3.42). Предположение А.А. Драницына не находит также поддержки в исследованиях Н.А. Нагинского и А.А. Земцова [Земцов, 1953].

В этом отношении определенным прорывом становятся работы молодого геолога Владимира Николаевича Сакса, который уже в 1941 г. для западной части Советской Арктики выделяет три отдельных оледенения: самаровское (максимальное), зырянское и сартанское [Сакс, 1941]. Это деление в 1948 г. получает детальное научное обоснование в рамках защиты докторской диссертации [Сакс, 1948, 1953] и становится основным для развернутых с конца 1940-х гг. масштабных работ ВСЕГЕИ, НИИГА и других организаций по геологической съемке севера Западной Сибири.

Практически сразу схема В.Н. Сакса была дополнена еще одним – тазовским – оледенением, занимающим промежуточное положение между самаровским и зырянским [Шацкий, 1956; Земцов, 1958] и в этом виде с небольшими изменениями использовалась в геологической съемке и различных научных исследованиях вплоть до начала XXI в. [Унифицированная..., 2000]. Стоит отметить, что В.Н. Сакс [1959], не найдя на крайнем севере Западно-Сибирской низменности аналогов тазовской морены, не признавал самостоятельности тазовского оледенения, считая его стадией самаровского. Этого же мнения также придерживались и некоторые геологи ВСЕГЕИ, НИИГА и СОАН СССР (проблема т.н. «санчуговско-тазовского горизонта») [Алявдин и др., 1961].

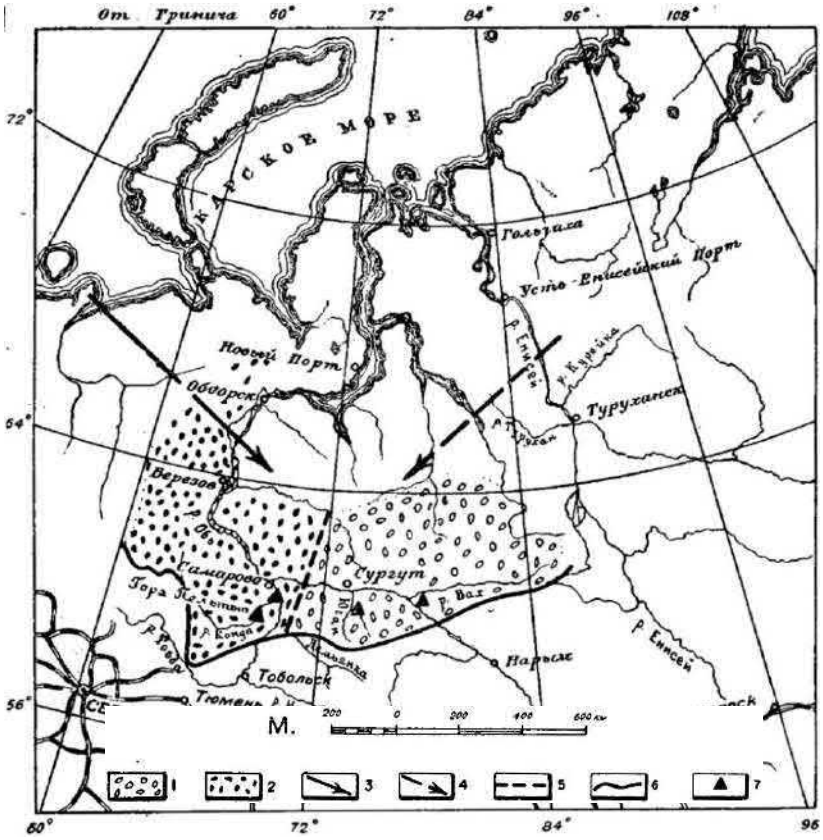


Рисунок 3.42 – Схема распространения ледниковых валунов на Западно-Сибирской равнине: 1 – распространение валунов уральского происхождения; 2 – распространение валунов сибирского происхождения; направление движения ледников: 3 – Уральского; 4 – Сибирского; 5 – предполагаемая граница смыкания уральского и сибирского ледников; 6 – южная граница максимального распространения ледникового покрова; 7 – наиболее южные пункты сохранившихся конечно-моренных образований [Громов, 1934]

С другой стороны, сразу у нескольких исследователей в конце 1970-х гг. возникает идея о блокировании стока западносибирских рек покровным ледником в максимум последнего (сартанского) похолодания. Довольно показательна в этом отношении палеогеографическая схема, составленная С.А. Архиповым (преемник В.Н. Сакса), И.А. Волковым и В.И. Астаховым [Астахов, 1976; Палеогеография..., 1980; Архипов, 2000] и поддержанная М.Г. Гросвальдом [1977, 1983; Астахов, Гросвальд, 1978]. Согласно этой схеме, граница позднезырянского (сартанского) ледника проходит от низовьев рр. Обь, Надым до южной части Тазовского полуострова (рисунок 3.43). В то же время, по мнению С.А. Архипова [2000], граница раннезырянского (ермаковского) оледенения находится южнее – в районе верховьев рр. Казым и Надым и среднего течения рр. Пур и Таз (рисунок 3.44).

Предложенная С.А. Архиповым с соавторами схема получила довольно широкое обсуждение в научной литературе. Одним из критиков со стороны маринистов выступил И.Д. Данилов, который на основе полученных результатов радиоуглеродного датирования в низовьях Енисея предположил отсутствие ледников, в частности, на шельфе Карского моря и на Таймырском полуострове в интервале от 42 до 12-11 тыс. л.н. [Данилов и др., 1983] (подробнее дискуссию о возрасте отложений каргинской террасы см. в [Астахов, Мангеруд, 2005]. К аналогичному выводу уже в середине 1980-х гг. пришел сравнительным методом и В.И. Астахов (один из основных авторов указанной выше схемы), обнаружив в Среднем Приобье широкое распространение покровных субаэральных алевритов сартанского возраста [Астахов, 1989].

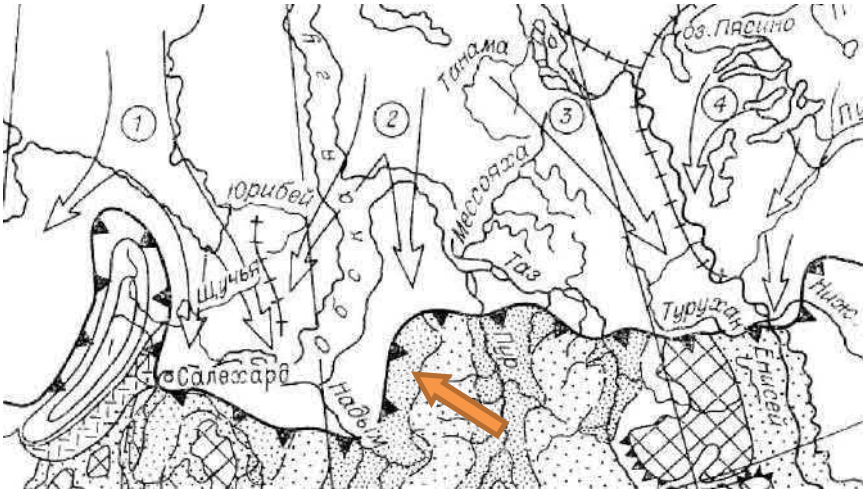


Рисунок 3.43 – Граница позднезырянского (22-17 тыс.л.) оледенения (показана стрелкой) на палеогеографической карте-схеме Западно-Сибирской равнины (фрагмент схемы, составленной С.А. Архиповым, В.И. Астаховым, И.А. Волковым) [Палеогеография..., 1980]

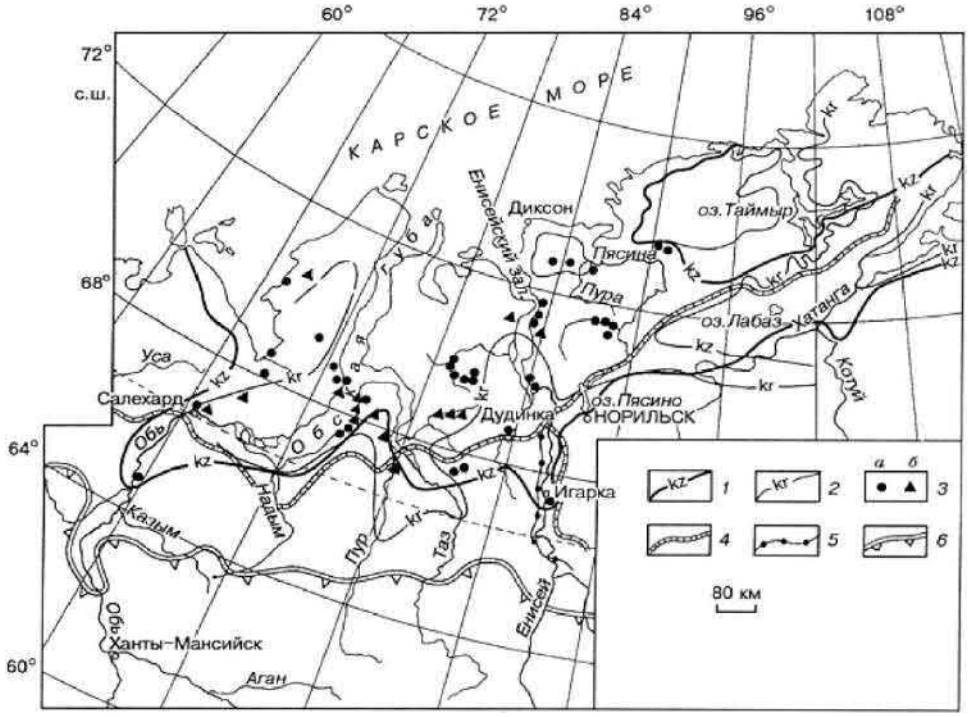


Рисунок 3.44 – Палеогеографическая схема границ оледенений и морских трансгрессий в позднем плейстоцене на севере Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности: 1 – казаицевское море (стадия 5е); 2 – каргинское море (подстадии 3.1 и 3.3); 3 – местонахождение: а – хорошо изученных разрезов казанцевских отложений, б – каргннскнх отложений; 4 – сартанекое оледенение (стадия 2); 5 – лохподгортские подвижки (подстадия 3.2), 6 – ермаковское оледенение (стадия 4) [Архипов, 2000]

Окончательно несостоятельность схемы С.А. Архипова с соавторами подтверждена на рубеже XX-XXI вв. в ходе реализации международных проектов ICEHUS, PECHORA II (оба – иностранное финансирование Норвежского совета по науке) и QUEEN (иностранное финансирование Европейского научного фонда), по итогам которых впервые были получены оптико-люминесцентные датировки, явно свидетельствующие об отсутствии следов раннезырянского (карского) оледенения в южной части полуостровов Ямал и Гыдан [Mangerud et al., 2004]. Результаты этих проектов привели к смене представлений о границах покровных оледенений, что нашло отражение, в т.ч., на геологических картах масштаба 1:1000000 третьего

поколения [Лист R-42..., 2015; Лист R-45..., 2016; Лист R-43..., 2019; Лист R-44..., 2019; Лист Q-44..., 2020]. Таким образом, к настоящему времени считается, что в рельефе западной Сибири выражены как минимум три покровных оледенения – раннезырянское (карское/ермаковское), тазовско-самаровское и максимальное (неустановленного возраста) [Astakhov, 2013]. При этом сохраняется неопределенность относительно сплошного характера неоплейстоценовых ледниковых покровов, в т.ч. и раннезырянского [Velichko et al., 1997; Большиянов, 2005; Назаров и др., 2020].

3.9 Геоморфологический реанализ краевых ледниковых образований

С точки зрения генетической связи эоловых песков с водно-ледниковыми и ледниковыми образованиями, которые уже неоднократно упоминались выше, необходимо дать более подробную характеристику последних в контексте более ранней геологической истории развития территории. Выбор условий и основных задач в этой части исследования определялся в том числе и сохраняющейся до настоящего времени дискуссионностью вопроса о существовании, пространственных и хронологических границах покровных плейстоценовых оледенений на севере Западной Сибири.

В данном разделе предпринята попытка провести критический анализ существующих представлений о распространении конечно-моренных форм рельефа и сопоставить их с фактическим положением. Для этого проведено сплошное дешифрирование ЦМР на всей территории равнины, ограниченной с запада горами Урала, а с востока – Енисеем. Дешифрирование выполнялось при масштабах 1:500000-1:1000000, что позволило идентифицировать средние и крупные линейно вытянутые гряды, которые по совокупности индикационных признаков могут быть отнесены к конечным моренам [Бывшев и др., 1981]. Всего было выявлено 612 объектов, общей протяженностью 19,69 тыс. км.

Далее для каждого объекта была установлена принадлежность к определенному оледенению. Идентификация осуществлялась на основе актуальных представлений о максимальном распространении различных ледниковых стадий в пределах Западной Сибири. Как правило, здесь выделяются границы трех неоплейстоценовых оледенений: зырянского (ермаковского/ карского) (МИС4), тазовского (МИС6) и самаровского (МИС8) (рисунок 3.45, врезка) [Земцов, 1976а; Архипов и др., 1981; Архипов, 1989; Лист Q-42, 43..., 1996; Astakhov, 2006, 2013]. Некоторые исследователи [Лист O-43..., 1956; Fredin et al., 2012] предполагают наличие следов ледника южнее границы самаровского оледенения. Считается также, что во время максимума последнего оледенения (МИС2) границы ледника не достигали современной суши Западной Сибири [Astakhov, 2013] при ограниченном распространении на Урале.

В процессе идентификации учитывались также морфологические признаки выделенных линейных объектов (размер, форма, прямолинейность, выраженность, целостность и др.) и фактический характер рельефа на конкретной территории.

Результаты идентификации (классификации) показали (рисунок 3.45, таблица 3.3), что большая часть выявленных объектов как по количеству, так и по протяженности может быть отнесена к тазовскому оледенению (МИС6) (47,5% и 44,7% соответственно), а треть объектов – к зырянской стадии (МИС4) (33,8% и 34,0% соответственно).

Расчет средней высоты по всей выборке объектов показывает явные различия – максимальные значения характерны для морен самаровского оледенения (МИС8) (более 125 м, при стандартном отклонении 41,6 м), минимальные – для морен зырянского оледенения (67,7 м, при стандартном отклонении 30,5 м).

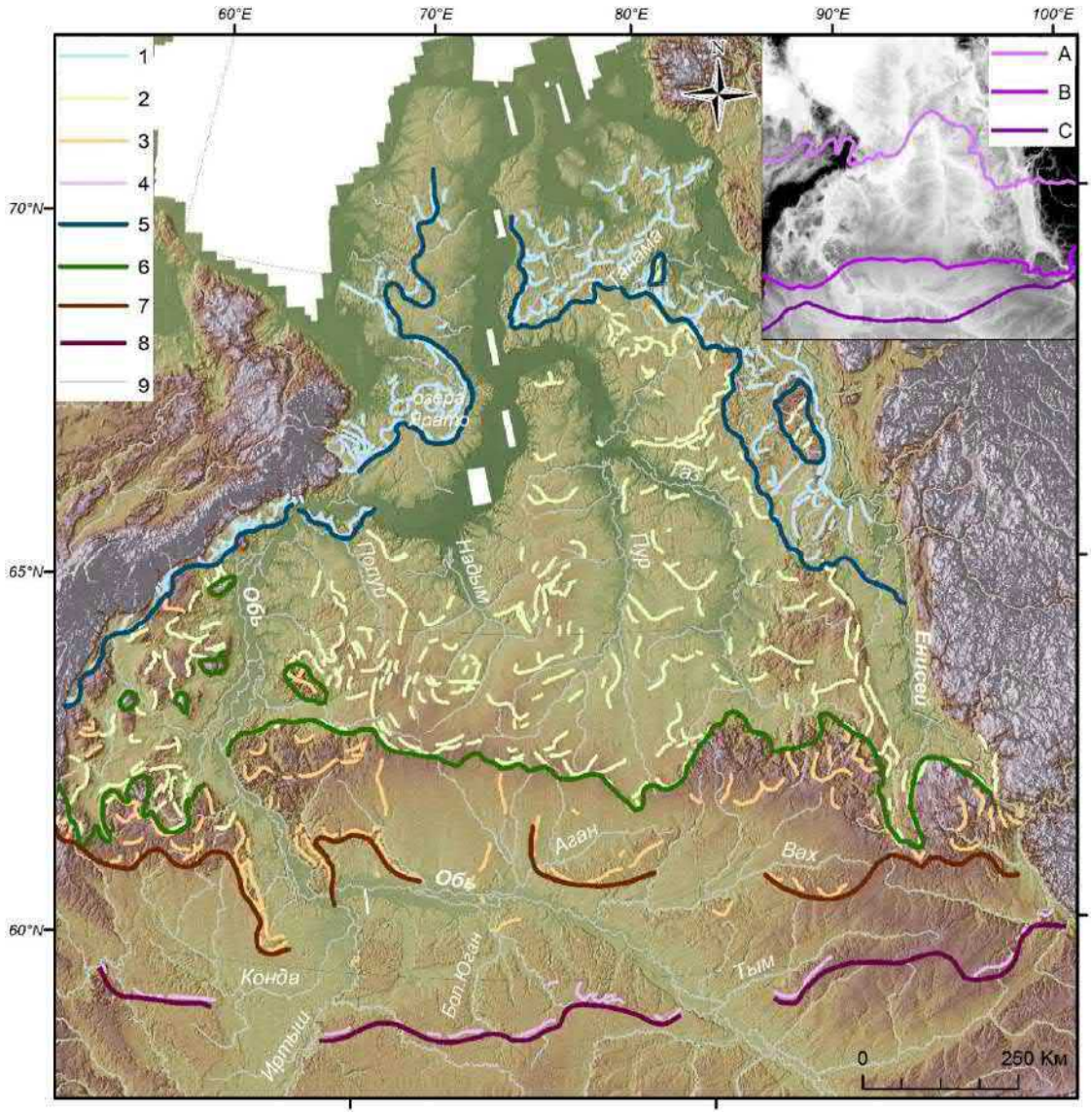


Рисунок 3.45 – Результаты дешифрирования и классификации: формы рельефа зырянского (1), тазовского (2), самаровского (3) и максимального (4) оледенений; границы максимального распространения зырянского (5), тазовского (6), самаровского (7) и максимального (8) оледенений; водотоки (10). Карта-врезка – границы зырянского (A), тазовского (B), самаровского (C) оледенений по [Astakhov, 2013]. Подложка: TanDEM90©DLR

Таблица 3.3 – Результаты дешифрирования крупных линейно-грядовых форм рельефа

Оледенение	Морские изотопные стадии	Количество объектов, шт.	Общая протяжен-ность, км	Средняя высота (стандартное отклонение), м
Зырянское (Ермаковское/ Карское)	МИС4	207	6694,7	67,7 (30,5)
Тазовское	МИС6	291	8797,4	90,0 (32,5)
Самаровское	МИС8	97	3390,3	126,7 (41,6)
Шайтанское (Пякупурское/ максимальное)	МИС12	17	807,0	98,8 (25,5)

На основе проведенной классификации выявленных моренных гряд сделана попытка реконструкции предполагаемых границ максимального распространения различных стадий покровных оледенений. При этом учитывалась пространственная взаимосвязь объектов, а также явные границы рельефа ледниковых и внеледниковых районов. Стоит отметить, что выделенные границы покровных оледенений имеют разрывы на тех участках, где установить их потенциальное положение по геоморфологическим признакам не представляется возможным –

в широких речных долинах Оби (район Белогорского материка) и Иртыша (район Кондинской низменности), а также в пределах центральной части Сургутского полесья.

По итогам реконструкции границ оледенений стоит выделить ряд особенностей и дискуссионных моментов, которые требуют дальнейшего уточнения и полевой верификации:

1. В центральной части равнины на широте порядка 59° в рельефе прослеживается граница наиболее раннего среди выделенных (МИС12 или старше) и максимального по распространению к югу оледенения. Это в целом подтверждает результаты предыдущих дистанционных исследований [Fredin et al., 2012]. Граница проходит в среднем на 30-170 км южнее границы самаровской стадии в ее актуальном представлении [Astakhov, 2013]. При этом, линейные гряды сохранились также в западной (район Кондинских озер) и восточной (левобережье р. Тым) частях равнины. Геологическими свидетельствами являются валунные суглинки, широко распространенные в верхнем течении р. Бол. Юган [Громов, 1934; Нагинский, 1950; Лист О-43..., 1956; Свинцов, 2010]. Специфические песчано-галечниковые гряды и находки небольших плохо окатанных валунов отмечены также в районе Кондинских озер [Kurasova et al., 2020]. Образцы остроугольных плит уралитизированного диабаза описаны в долине р. Демьянка (Янышкинский яр) [Туаев, 1937]. Водно-ледниковые отложения выявлены в нижнем течении р. Туртас [Дементьев, 1947]. При этом стоит отметить, что в разрезе на р. Иртыш у дер. Кошелева, который занимает ключевое положение, осадки ледникового генезиса предшественниками не обнаружены [Отчет..., 1960]. Максимальное оледенение в литературе изначально упоминалось как «демьянское» [Каплянская, 1969; Земцов, 1976a], хотя позднее, в отсутствии явно выраженного регионального стратотипа на Демьянке, название было изменено на «шайтанское» [Решения и труды..., 1970]. Однако, как будет показано ниже (см. раздел 3.11), наиболее вероятно соотнесение наиболее раннего и масштабного оледенения в Западной Сибири со стадией МИС16, к которой в настоящее время относят обширное донское оледенение в европейской части России [Hughes, Gibbard, 2018].

2. Граница самаровского оледенения (МИС8) в западной и восточной частях равнины по степени выраженности конечных морен соответствует в целом южной границе Сибирских Увалов. В районе слияния Оби и Иртыша выделяются следы крупного языка, который достигает 60° с.ш. Согласно исследованиям Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградского [Отчет..., 1960] ледник мог продвигаться вверх по долине Конды и Иртыша вплоть до Горноправдинска (разрезы в районе дер. Семейки и Чембакчино). В Сургутском полесье граница прерывается, редкие останцы камовых гряд и холмов здесь имеют меридиональную протяженность, однако на большей части территории следы ледника отсутствуют. Маловероятно, что ледниковые отложения были полностью размыты талыми водами последующей дегляциации. Более реалистичными представляются следующие варианты:

- граница проходила севернее в районе Сибирских Увалов и ее следы были уничтожены последующим оледенением;
- единый фронт на данной широте не формировался, как это предполагали Г.И. Лазуков и А.А. Земцов [Лазуков, 1970; Земцов, 1976a];
- ледник имел минимальную мощность и остатки конечной морены оказались размыты речной эрозией (в пользу этой версии свидетельствует, в частности, наличие ледниковых отложений в районе Барсовой горы [Громов, 1934; Морены..., 1987] и крупного останца в долине Оби (ур. Каменный мыс, 92 м над у.м) [Земцов, 1976b]).

Восточнее граница проходит по южному фасу Аганского Увала, также формируя очертания крупного языка, и далее, с разрывом в районе широкой Вахской зандровой равнины

[Григор, Земцов, 1961], по левобережью р. Вах вплоть до южных склонов Верхнетазовской возвышенности.

3. Граница тазовского оледенения (МИС6) в западной и центральной частях равнины проведена преимущественно по северной границе Сибирских Увалов. Несколько крупных языков, по всей видимости, формировались в долине Оби и Енисея и могли достигать 61,5° с.ш., что согласуется с результатами исследований в Кормужихантском и Низямском ярах [Шацкий, 1975; Архипов и др., 1981; Архипов, Шелкопляс, 1982]. Западнее долины Оби оледенение могло иметь характер горно-долинного, о чем свидетельствуют несколько хорошо сохранившихся останцов типа нунатаков. В центральной части равнины граница проведена по водораздельной линии Сибирских Увалов с небольшими отклонениями к северу (в среднем течении р. Казым) и к югу (в верховьях р. Еты-Пур, район Тагринского нефтяного месторождения). Плановый рисунок моренных гряд явно показывает, что основная масса ледника двигалась с северо-востока (по долинам рр. Пур, Надым) и северо-запада (по долине р. Полуй). Слияние западного и восточного потоков могло происходить в районе современного водораздела рр. Лонгъюган (Хейгияха) и Сухой Полуй, что подтверждается, в частности, результатами детального анализа ледникового разноса валунов (по указанному водоразделу проходит граница Уральской и Западно-Сибирской петрографо-минералогических зон) [Морены..., 1987]. Севернее моренный диамиктон не моложе среднеплейстоценового возраста (по данным OSL-датирования) выделен в нижней части двух разрезов: Пичугуй-Яха и Мыс Наблюдений [Астахов, Назаров, 2010].

4. Моренные гряды зырянского (ермаковского/карского) оледенения (МИС4) наиболее морфологически выражены по сравнению со следами более древних оледенений. В западной части равнины граница проходит вдоль восточных предгорий Урала и по водоразделу полуострова Ямал (с выступом к востоку в районе озер Яррото (Ярато)). В центральной и восточной частях граница проведена по Гыданской гряде и Таз-Енисейскому водоразделу приблизительно до 61,5° с.ш. В целом это соответствует актуальным представлениям [Астахов, Назаров, 2010; Astakhov, 2013], за исключением нескольких участков:

- район Салехарда – здесь достаточно протяженная Салехардская гряда по морфологической выраженности, хорошей сохранности и водораздельному положению отнесена к зырянской стадии (очевидно, что в этом время ледник мог создавать преграду для стока Оби). Такое решение соответствует, в частности, представлениям Г.И. Лазукова, который на основе собственных полевых исследований выделил ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянской свиты на правобережье Оби от Салехарда до Салемала, а также в устьевой части р.Полуй [Лазуков, 1970];
- северная часть Ямала – здесь геоморфологических признаков оледенения не выявлено, что подтверждается, в частности, результатами государственной геологической съемки, которые показывают отсутствие ледниковых образований в верхней части разрезов [Геологическое строение..., 1955; Nazarov et al., 2022b], и полевыми исследованиями В.Н. Гатауллина, который прямо указывает на отсутствие гляциодислокаций марресальского аллювиомариния севернее устья р. Тивтейяха (Моржовка) [Гатауллин, 1988]. Единичная находка ледниковых отложений в верховьях р. Хабэйяха [Астахов, 1981а] вызывает сомнения и требует современной полевой верификации и OSL-датирования. В то же время наличие неслоистых глин (образованных не позднее МИС4) с ксенокластами песка, пластовыми льдами и складками нижележащей морской толщи достоверно установлено на Гыдане в районе мыса Хонарасаля [Баранская, Оношко, 2016]. Тем не менее, наличие в разрезах НР-12 (долина

р. Прав. Хетта) и НР-72 (долина левого притока р. Надым) варвообразных отложений, которые можно рассматривать в качестве осадков подпрудного приледникового водоема (согласно [Astakhov, 2006; Panin et al., 2020]), свидетельствует о том, что сплошной фронт зырянского ледника мог находиться севернее Ямала.

- верхнее течение р. Танама – здесь на основе геоморфологических признаков граница проведена восточнее, в районе водораздела Мессояхи и Енисея, с учетом актуальных результатов обновления государственной геологической карты [Назаров и др., 2020].

5. Следов сартанского (позднезырянского) оледенения (МИС2) в пределах современной суши Западной Сибири по современным представлениям не выделяется [Svendsen et al., 2004; Astakhov et al., 2016], соответственно на карте они тоже отсутствуют. Это согласуется с итогами абсолютного датирования эоловых образований, описанными выше, а также с результатами различных независимых исследований, которые показали однозначные признаки внеледниковых обстановок осадконакопления в нижнем течении р. Надым по меньшей мере с середины интерстадиала МИС3 [Зыкина и др., 2017; Сизов и др., 2021; Sheinkman et al., 2024].

В качестве основного вывода по итогам дешифрирования и классификации ЦМР можно отметить, что на большей части севера Западной Сибири достаточно уверенно выделяются конечно-моренные гряды, генезис которых подтверждается материалами разнообразных полевых исследований предшественников на отдельных ключевых участках. Тем не менее, крупными и явно выраженными конечными моренами все разнообразие рельефа на рассматриваемой территории не ограничивается.

3.10 Морфология форм ледникового и водно-ледникового рельефа (на примере бассейна р.Надым)[1]

Для более детального рассмотрения региональных морфологических особенностей разнообразных ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа на уровне среднего и крупного масштаба целесообразно сузить пространственные рамки до границ бассейна р. Надым (включая водораздельные участки). Выбранный участок, площадью 78,1 тыс. км^2, наиболее удален от горного обрамления Западной Сибири (в северной ее части) – минимальное расстояние превышает 400 км.

Определенной новацией данного исследования является использование, в т.ч., актуальных и максимально детальных мультиспектральных, радиолокационных и лидарных данных ДЗЗ, методика применения которых в геоморфологическом картографировании достаточно подробно освещена в зарубежной литературе [Kleman, Borgstrom, 1996; Mickelson, Colgan, 2003; Clark et al., 2004, 2017; Atkinson et al., 2014; Margold et al., 2015; Chandler et al., 2018]. По сравнению с традиционными способами дешифрирования материалов аэрофотосъемки [Биджиев и др., 1981; Долотов и др., 1981] использование современных данных ДЗЗ обеспечивает следующие преимущества:

- информативность – использование различных спектральных каналов (видимых и инфракрасных) позволяет расширить перечень индикационных признаков и повысить полноту дешифрирования;

[1] Раздел написан на основе публикаций:

- *Сизов О.С. Дистанционное картографирование ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа в бассейне р. Надым (север Западной Сибири) // Географический вестник. 2020. №. 2 (53). С. 6-23*
- *Sizov O. Predictive Mapping of Glacial and Fluvioglacial Landforms in the Nadym River Basin (North of West Siberia) with TanDEM-X DEM // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2021. Vol. 14, pp. 5656-5666*

- детальность – использование радиолокационной и лидарной съемки позволяет провести фильтрацию растительного покрова и инструментальным способом получить полноценную метрическую модель рельефа с сохранением всех деталей (даже в густом темнохвойном лесу с подлеском);
- воспроизводимость – использование данных в цифровом виде с точной геопривязкой позволяет автоматизировать процесс анализа и обеспечить верификацию результатов по независимым источникам информации, в то в время как проверка результатов по аналоговой архивной аэрофотосъемке сопряжена с большими трудозатратами (доступ, оцифровка, привязка и т.д.).

В качестве эталонной информации, помимо собственных наземных наблюдений, используются материалы первичной геологической съемки в бассейне р. Надым (1953-1957 гг.), которые содержат подробные характеристики различных форм рельефа, включая данные о геологическом строении и распространении [Гройсман, 1954; Хлебников, 1954; Чекунова, 1954; Евсеев, Рейнин, 1958]. Кроме того, в отчетах представлены детальные геологические и геоморфологические карты, а также фрагменты аэрофотосъемки с эталонами дешифрирования различных типов рельефа.

Результаты выполненного дешифрирования ЦМР и мультиспектральных снимков показаны в таблице 3.4 и на рисунке 3.46. Результаты цифрового моделирования отдельных форм рельефа на основе обработки съемки с БПЛА и космических снимков со сверхвысоким разрешением представлены в Приложении Л.

Сопоставление фондовых материалов с актуальными данными ДЗЗ позволяет выделить следующие типы формы рельефа ледникового и водно-ледникового генезиса:

1. Камообразные холмы – представляют собой хорошо выраженные на фоне выровненной местности округлые или продолговатые в плане холмы [Рельеф..., 1988], относительная высота которых в основном не превышает 10-20 м (тем не менее, в 30 км к северо-западу от г. Муравленко выявлено несколько объектов с перепадами высот до 45 м). Холмы могут иметь одну или несколько куполообразных вершин, но которых в результате выветривания нередко скапливаются галька и валуны различной степени окатанности и размеров (валуны могут достигать до 1 м в поперечнике). Полого-выпуклые склоны имеют различную крутизну и длину, в некоторых случаях они осложнены явно выраженными уступами, напоминающими волноприбойные террасы (например, участок 3, Приложение Л), здесь также встречаются крупные угловатые валуны.

Таблица 3.4 – Результаты картографирования форм ледникового и водно-ледникового рельефа в бассейне р.Надым (среднее и нижнее течение)

Формы рельефа	Количество объектов, шт.	Общая площадь/ длина ($км^2$/км)
Камообразные холмы	218	-
Конечно-моренные гряды	164	1524,5
Моренно-камовые плато	37	2772
Озы	234	329
Линейно-грядовый рельеф	8	157,2
Долины стока талых ледниковых вод	105	1475,1
Цепочки озер	21	169,1

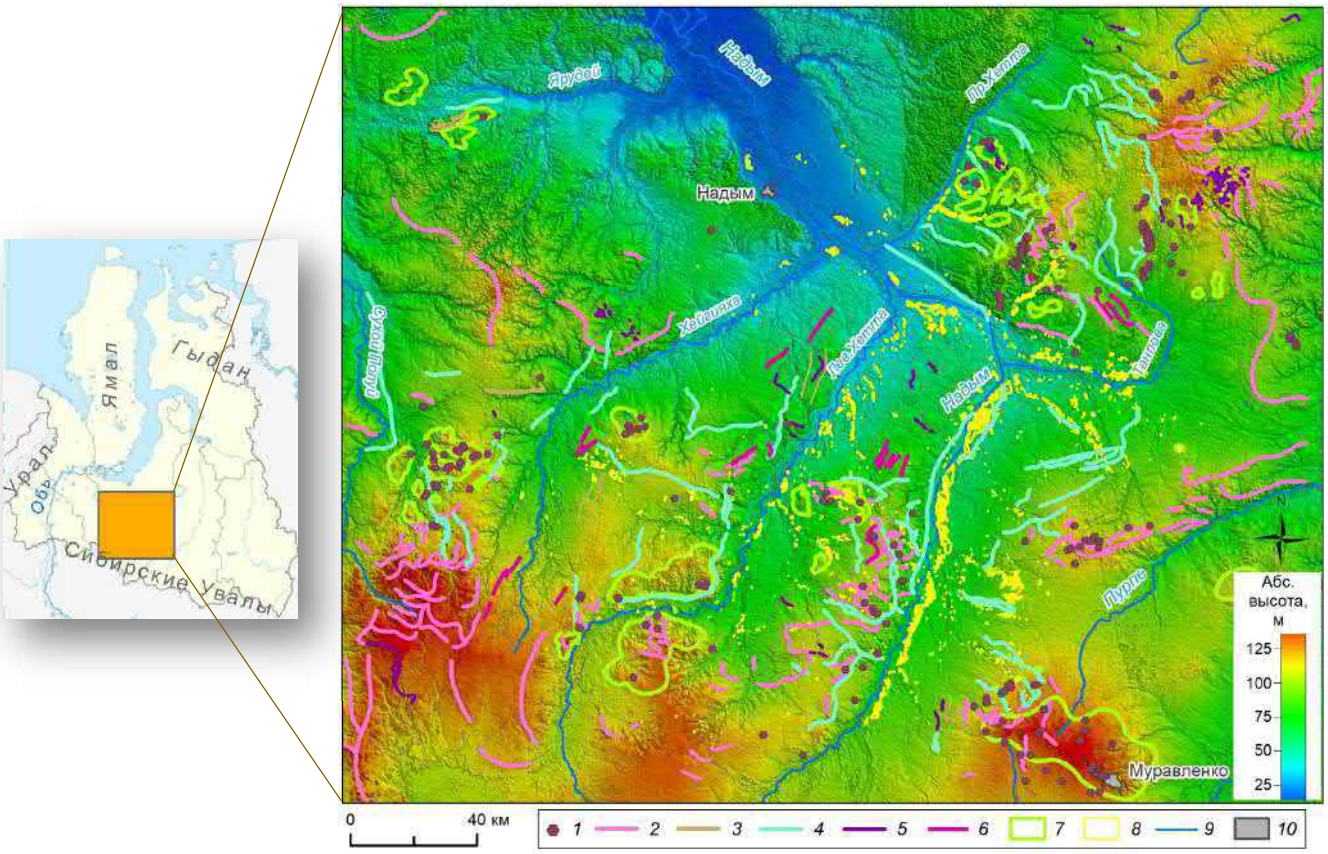


Рисунок 3.46 – Распространение форм ледникового и водно-ледникового рельефа в бассейне р. Надым (подложка –TanDEM-X DEM, разрешение – 20 м): 1 –камообразные холмы; 2 – конечно-моренные гряды; 3 – линейно-грядовый рельеф; 4 – ложбины стока талых ледниковых вод; 5 – озы; 6 – цепочки озер; 7 – моренно-камовые плато; 8 – эоловые формы рельефа; 9 – водотоки; 10 – населенный пункт

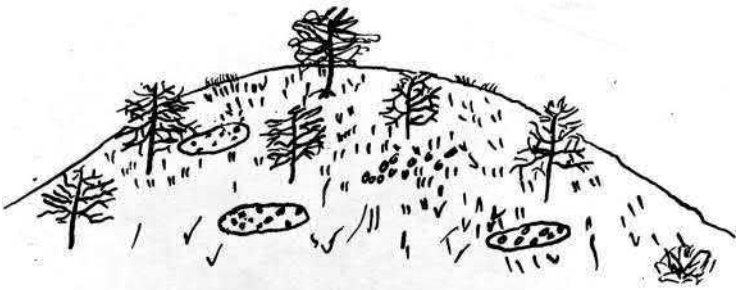
Покрытые галечником и плохо зелесенные холмы небольших размеров внешне напоминают т.н. «каменные горки», которые были отмечены при геологосъемке на водоразделах рр. Хейгияха, Лев.Хетта, Хейгияха, Полуй, Танлова, Прав.Хетта и др. (рисунок 3.47) [Гройсман, 1954; Хлебников, 1954; Чекунова, 1954], а также в более восточных районах [Земцов, 1976а]. Один из подобных объектов детально изучен в нижнем течении р.Прав.Хетта (участок 5, Приложение Л).

Камообразные холмы имеют однотипное строение:

- маломощная верхняя часть сложена галечником и крупнозернистым песком, встречаются валуны и следы морозобойного растрескивания (рисунок 3.48);
- основная нижняя часть сложена плохо сортированными крупнозернистыми серыми песками (иногда встречаются песок красного и черного цвета –разрез НР-13/14).

Строение холмов, изученных в рамках данный работы, рассматривается на примере разрезов НР-13/14, НР-37, НР-41, НР-44, НР-51, НР-63, Мур-1. Холмы в основном распространены на самых возвышенных участках водоразделов, вблизи рек они приурочены к коренным берегам (рисунок 3.49). В плане могут формировать группы или даже изогнутые цепочки локальных возвышенностей, разделенными между собой эрозионными понижениями (см. участок 1, Приложение Л). Характерной чертой на мультиспектральных снимках является наличие зон разреженной растительности.

а)



б)



Рисунок 3.47 – Камообразный холм («каменная горка») сложенный валунно-галечным песком: а) т.н. 1060, бассейн р. Хейгияха [Гройсман, 1954]; б) разрез НР-13/14, бассейн р. Правая Хетта (фото Приходько Н.В., 2021)



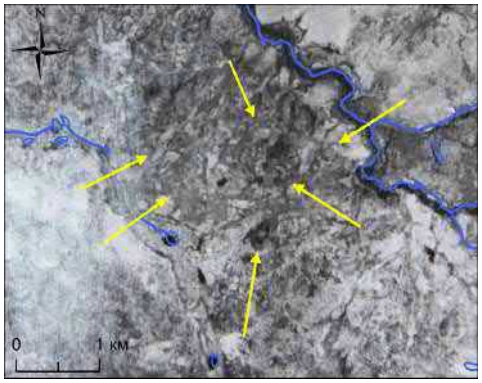
а)



б)

Рисунок 3.48 – Слой валунно-галечного песка в верхней части камообразного холма: а) зачистка 2020_14 (Романовское); б) разрез НР-37 (Романовское) (фото О.С. Сизова, 2020)

а)



б)

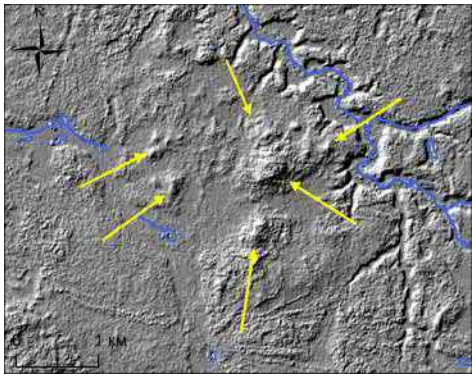
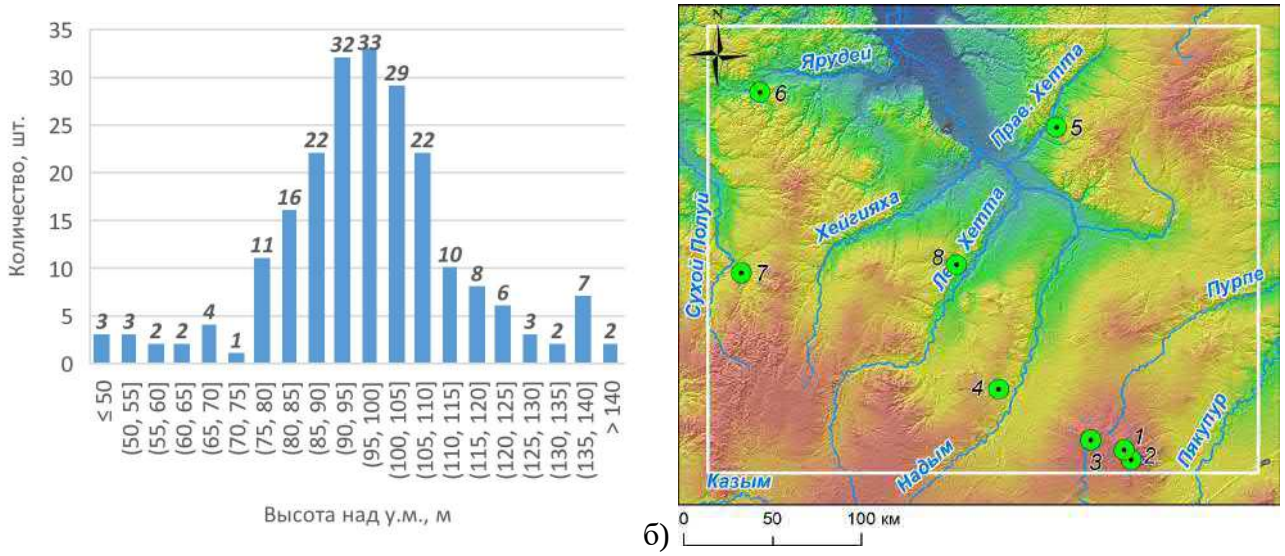


Рисунок 3.49 – Камообразные холмы (показаны стрелками), правый приток р. Большой Хулымъёган, водораздел рек Надым и Полуй: а) аэрофотосъемка 1953 г. [Гройсман, 1954]; б) ЦМР TanDEM10©DLR

Нужно отметить, что сходными индикационными признаками обладают крупные бугры и гряды пучения (в т.ч. торфяно-минеральные литопальза), которые также встречаются на водораздельных участках и в долинах рек [Сизов и др., 2021]. Однако они имеют в плане, как правило, правильную округлую форму и приурочены к заболоченным озерным равнинам с хорошо различимыми берегами хасыреев. На вершине бугров нередко наблюдаются термокарстовые провалы, а внутри значительную часть может составлять ледяное ядро [Васильчук, Буданцева, 2010]. Кроме того, бугры пучения расположены достаточно хаотично и не образуют последовательных цепочек.

Всего по итогам дешифрирования выявлено 218 камообразных холмов (таблица 3.4, рисунок 3.46). Стоит отметить, что по статистике высотного распределения (рисунок 3.50а) 203 объекта (93%) находятся выше 75 м над у.м., при этом 94 объекта (43%) выделены в узком интервале 90-105 м. Ниже 75 м над у.м. крупные камообразные холмы встречаются единично и имеют слабую морфологическую выраженность. Натурная верификация результатов проводилась на восьми ключевых участках, равномерно распределенных по выбранному участку (рисунок 3.50б). На каждом участке выполнена съемка с БПЛА (Приложение Л) и шурфовка в привершинной части. Изученные холмы демонстрируют сходные описанные выше морфологические черты и внутреннее строение.



а) б)

Рисунок 3.50 – Статистика высотного распределения камообразных холмов (а) и расположение участков натурной верификации (числовые обозначения – см. Приложение Л)

2. Конечно-моренные гряды – представляют собой узкие, извилистые в плане повышения (относительная высота до 5-7 м., изредка до 10 м), имеют различную степень сохранности и могут изменяться от высоких линейных поднятий с крутыми прямыми склонами до слабовыраженных гряд, простирающихся на 10-12 км. Приурочены преимущественно к водоразделам – в ходе геологосъемки обнаружены, в частности, в верховьях рр. Надым и Левая Хетта [Гройсман, 1954; Хлебников, 1954]. Зачастую сопровождаются другими ледниковыми формами рельефа (камообразными холмами, ложбинами стока и др.).

Моренные гряды сложены осадками двух типов:

- плотными неслоистыми суглинками – например, в среднем течении р. Лев.Хетта в одном из обнажений (10 км выше по течению от разреза НР-49) подтверждена описанная ранее толща плотных комковатых суглинков с прослоями слюдистого песка (общая мощность – до 20 м, ширина прослоев до 25 см) [Хлебников, 1954]. Суглинки имеют буровато-красновато-коричневый цвет, заметны мелкие блестки слюды, встречаются мелкие угловаты обломки, в т.ч.

валунчик гранита размером до 25 см в диаметре. Осыпной склон завален суглинистой щебенкой, на бичевнике также отмечено скопление гравийно-галечникового материала. Эрозионные склоны крупных моренных гряд, сложенных суглинками, имеют характерный морфологический облик в виде чередования расходящихся сверху вниз ребер и промоин (своеобразных «каньонов») [Лист Q-42, 43..., 1996], в которых аккумулируется галечниковый материал (рисунок 3.51);

а)



б)

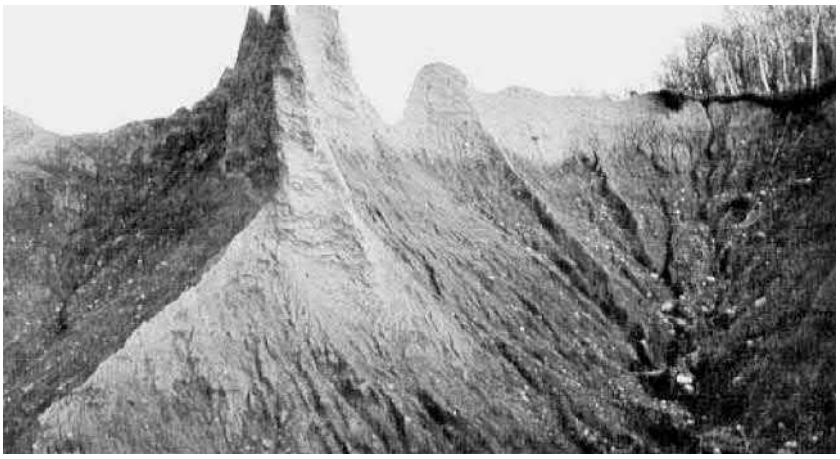


Рисунок 3.51 – Типичное эрозионное расчленение моренной толщи: а) среднее течение р. Лев. Хетта (фото О.С. Сизова, 2021); б) *Chimney Bluffs State Park*, штат Нью-Йорк, США [Menzies, 2002]

- крупнозернистыми и гравелистыми песками, часто с галькой и редкими валунами – так, на водоразделе рр. Надым и Левая Хетта [Хлебников, 1954] описана крупная гряда, которая имеет широтное простирание и возвышается над окружающей равниной на 25-30 м. Выпуклая гребневая часть гряды состоит из отдельных вершин, разделенных седловинами. На поверхности гряды отмечено скопление гальки и гравия, гравелисто-галечниковый грубозернистый хорошо промытый песок прослеживается до глубины 1,2 м. Толща несортированного песчано-гравийного материала выявлена в рамках данных исследований в одном из карьеров в истоках р. Пурпе (в 10 км к югу от разреза НР-37) (рисунок 3.52). Покровные галечники обычно имеют бурый или красно-бурый цвет за счет сильной выветрелости крупнообломочного материала [Лист P-43..., 2012, с. 38].

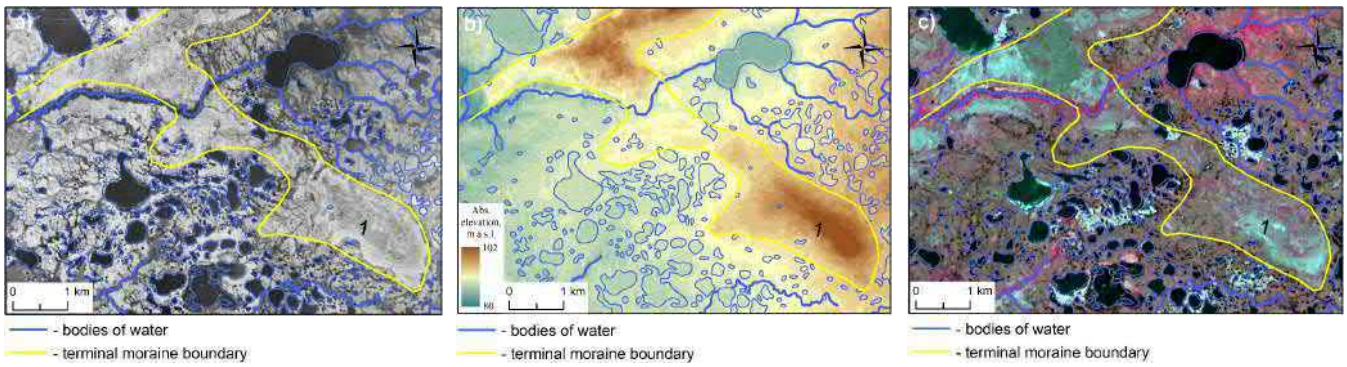
Нередко целостность моренных гряд нарушается эрозионными процессами. Подобный пример являются цепочки гряд и холмов на водоразделе рр. Танлова и Правая Хетта (верховья р. Большой Хуху), которые, по всей видимости, представляют собой эрозионные останцы

краевых моренных образований, т.е. морфологически занимают промежуточное положение между отдельными камообразными холмами и моренными грядами. Гряды имеют северо-западное и северо-восточное направление, длина достигает 6-7 км, а относительная высота колеблется от 15 до 60 м [Чекунова, 1954; Евсеев, Рейнин, 1958]. Морфологически гряды выражены отдельными сглаженными вершинами, разделенными небольшими седловинами, склоны всех гряд крутые. Верхний слой гряд до глубины 1-2 м представлен моренными суглинками с обильным галечниковым материалом. Галька (2-4 см в диаметре) слабо и плохо окатана. Петрографический состав в одном из обнажений: кремни, глинистые сланцы, аркозовые песчаники, брекчии глинисто-кремнистых пород, лимонитизированная порода [Чекунова, 1954]. Результаты ручного бурения отдельных небольших холмов [Евсеев, Рейнин, 1958; Андреев, 1960] показали, что сложены они мерзлыми льдистыми суглинисто-глинистыми отложениями, суммарная льдистость по визуальному определению составляет не менее 30%. В качестве примера можно привести скважину №10 [Евсеев, Рейнин, 1958], где на глубине 1,4-10,7 м прослеживается глина светло-серая с желтоватым оттенком, легкая, пористая, с прослоями алевритов, слоистость волнистая и горизонтальная. Подстилается глинистая толща серыми глинистыми мелкозернистыми песками с плохой сортировкой и примесью гравийных зерен кварца и гальки кремня. Важно отметить, что разбуривались только небольшие бугры с относительной высотой 6-8 м, большая часть наиболее высоких холмов бурением не изучена.



Рисунок 3.52 – Песчано-галечниковая морена – зачистка 2020_14 (Романовское) (фото О.С. Сизова, 2020)

В силу различной морфологии конечно-моренных гряд для их поиска могут использоваться ЦМР с высоким и средним разрешением. При высоком разрешении (2-10 м) хорошо выделяются небольшие локальные краевые моренные образования, при среднем (25-30 м) – крупные формы с низкой степенью сохранности (рисунок 3.53). Основными индикационными признаками является протяженность и пространственное положение – плановый рисунок гряд зачастую формирует логичную взаимосвязанную структуру, отражающую предельное положение ледникового покрова и стадийность его деградации. На мультиспектральных снимках моренные гряды, покрытые сосново-лишайниковым редколесьем, нередко маркируют природные границы крупных лесных и болотных массивов.



а) б) в)

Рисунок 3.53 – Конечная морена (1), верховье правого притока р. Хараяха, водораздел рр. Надым и Пур: а) аэрофотосъемка, 1953 г. [Хлебников, Ильина, 1954]; б) ЦМР TanDEM-X DEM©DLR; в) данные ДЗЗ Sentinel-2©ESA (1 – водные объекты; 2 – граница конечной морены)

По итогам дешифрирования выявлено 164 гряды общей протяженностью 1524,5 км (таблица 3.4, рисунок 3.46). Верификация результатов в пределах тестового участка проводилась на примере истоков р. Пурпе (разрез НР-38), верхнего течения р. Надым (разрез НР-46), верхнего течения р. Правая Хетта (разрезы НР-35, НР-50), среднего течения р. Сухой Полуй (разрез НР-65). За пределами участка контрольными точками являются разрезы в долинах рр. Казым (НР-87) и Пур (НР-75), а также в районе Салехарда (НР-58).

Выделенные конечно-моренные гряды имеют различное простирание (субширотное, северо-западное и др.) – это может свидетельствовать о разнонаправленных движениях отдельных частей ледникового покрова на различных участках. При этом, на большей части территории хорошо прослеживается общее направление перемещения с северо-востока на юго-запад. В бассейне р. Надым конечные морены имеют довольно ограниченное распространение, основная область краевых образований отмечается исследователями южнее, в осевой зоне Сибирских увалов [Рельеф..., 1988; Лист Q-42, 43..., 1996].

3. Моренно-камовые плато – представляют собой локальные возвышенности (всхолмления) размытых и слабо сохранившихся ледниково-аккумулятивных образований (камообразных холмов и гряд) [Хлебников, 1954]. Они приурочены к водораздельным участкам, имеют достаточно устойчивые границы на ЦМР и отчетливо выделяются на фоне плоских озерно-аллювиальных равнин за счет перепада относительных высот и повышенной степени горизонтального и вертикального расчленения (на мультиспектральных снимках границы практически не выражены). Отдельные каммообразные холмы и моренные останцы имеют различную степень выраженности. Характерной чертой подобных всхолмлений в бассейнах рр. Правая Хетта и Хейгияха является наличие описанных выше «каменных горок». В береговом обнажении одного из плато в среднем течении р. Левая Хетта подтверждено наличие описанной ранее [Хлебников, 1954] толщи светло-серых мелкозернистых песков, которая с глубины 15 м сменяется прослоем гравийно-галечникового материала (разрез НР-24). Всего выявлено 37 участков, общей площадью 2772 км (таблица 3.4, рисунок 3.46). Наиболее крупные по площади моренно-камовые плато (до 900 км^2) выделяются в среднем течении р. Левая Хетта, на водоразделе рр. Танлова и Правая Хетта и в истоках р. Пурпе.

4. Озы – представляют собой покрытые сосновым редколесьем линейные повышения высотой 2-5 м и протяженностью до 3-5 км среди заболоченных водораздельных равнин. На водоразделах небольшие гряды формируют взаимосвязанную древовидную в плане структуру, которая ниже по склонам наследуется современной речной сетью или остатками древних долин стока талых ледниковых вод. В ряде случаев крупные озы могут быть не связаны речными

долинами. На поверхности озов встречаются небольшие раздувы, что свидетельствует об их песчаном составе. Детальная съемка с БПЛА (участок 10, Приложение Л) показывает, что по всей протяженности гряды могут быть деформированы морозобойными трещинами.

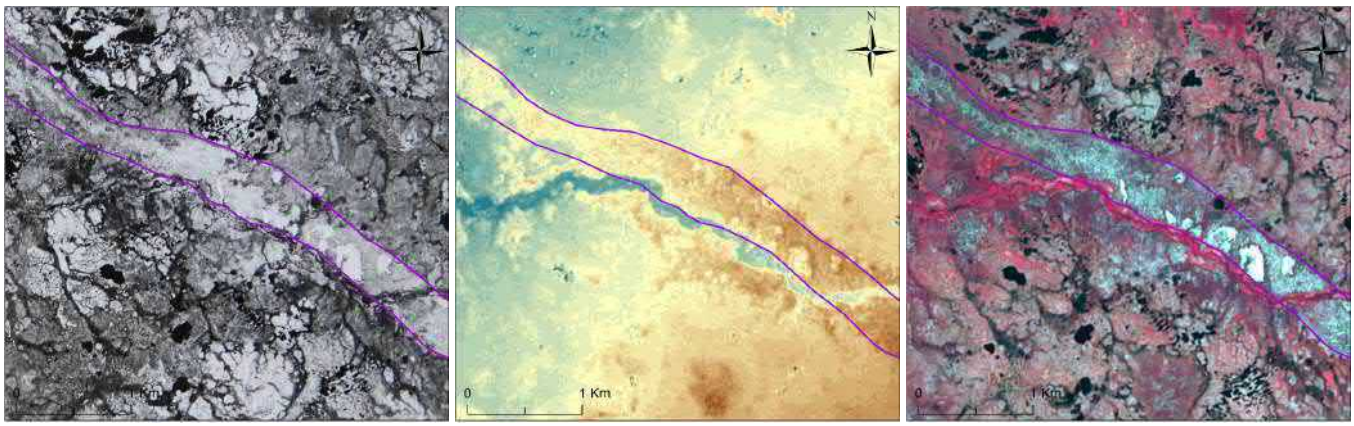
По результатам первичной геологосъемки озы, сложенные мелкозернистым песком, отмечены на водоразделе рр.Хейгияха и Полуй [Гройсман, 1954]. В нижнем течении р. Левая Хетта в месте пересечения рекой двух озоподобных гряд и небольшого камового всхолмления скважиной №18 на глубине 1,8 м вскрыт гравийно-галечниковый горизонт, мощностью 17,6 м [Хлебников, 1954]. Галька (от 0,5 до 3-4 см в поперечнике) плохоокатана и состоит преимущественно из кварца и песчаника. В рамках данной работы проведено изучение поперечного разреза оза в верховьях р. Северная Тыдэотта (разрез НР-53). Верхнюю часть слагают покровные эоловые пески с псевдоморфозами по ПЖЛ. Нижняя часть представлена толщей горизонтально слоистых среднезернистых песков серого цвета со следами ожелезнения и суглинистыми прослоями. В разрезе явно выделяется изгиб нижней песчаной толщи, повторяющий форму гряды, что можно рассматривать как признак постседиментационной инверсии, характерной для осадков временных водотоков на поверхности льда (рисунок 3.54).



Рисунок 3.54 – Поперечный разрез оза в верховьях р. Северная Тыдэотта (разрез НР-53) (фото О.С. Сизова, 2021). Линиями показаны: синим – псевдоморфоза по ПЖХ; оранжевым – граница толщи покровных песков; красным – изгиб маркирующего суглинистого прослоя в нижней песчаной толще

Суммарная протяженность выявленных озов (234 объекта) составляет 329 км (таблица 3.4, рисунок 3.46). Основные районы концентрации – верховья р. Северная Тыдэотта (район Ямсовейского месторождения) и водораздел рр. Нгарка-Пыръяха и Хейгияха. Отдельные гряды встречаются в верховьях р. Сухой Полуй. Полевая верификация результатов проведена на примере объектов ключевого участка в верховьях р. Северная Тыдэотта (разрез НР-53 и ряд зачисток). Кроме того, специфический объект, морфологически напоминающий конус выноса временного водотока, зафиксирован в районе устья р. Лимбяяха (район разрезов НР-20 и НР-31) (участок 11, Приложение Л). Слабая в целом сохранность озов может объясняться их песчаным составом, что приводит к относительно быстрой эрозии и потере характерной формы. Однако их наличие в целом указывает на период последней активной фазы аккумулятивного рельефообразования на водораздельных равнинах, связанного с деятельностью временных водотоков в континентальных условиях.

Основным дистанционным источником при дешифрировании озов являются ЦМП высокого разрешения (2-10 м). Синтез изображения с ближними и средними ИК-каналами позволяет достоверно выделить участки озов с разреженной хвойной растительности в пределах озерно-болотных массивов, особенно во время смены сезонов года (апрель, май) (рисунок 3.55).



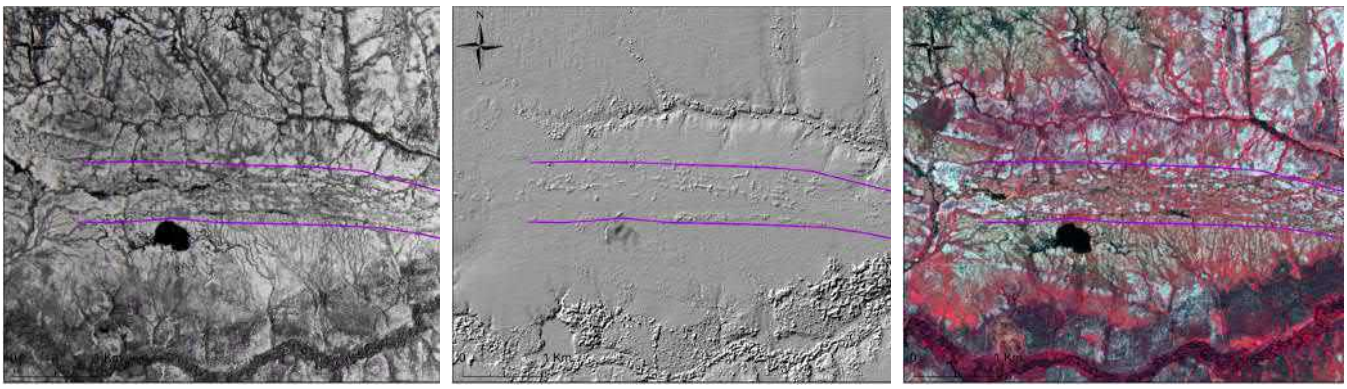
а) б) в)

Рисунок 3.55 – Озоподобная гряда на водоразделе рр. Хейгияха и Сухой Полуй: а) аэрофотосъемка 1953 г. [Гройсман, 1954]; б) ЦМР TanDEM-X DEM©DLR; в) данные ДЗЗ Sentinel-2©ESA

5. Линейно-грядовый рельеф – представляет собой серии субпараллельных линейно-ориентированных возвышенностей, нередко осложненных мерзлотными и водно-эрозионными процессами [Чекунова, 1954]. В отличие от конечно-моренных гряд линейные гряды имеют меньший размер и простирание при более устойчивом ориентировании, связь с современной гидросетью не прослеживается. В частности, на левобережье р. Янгъю подобные гряды шириной 1-2 км простираются в широтном направлении на 18-20 км. На водоразделе рр. Хейгияха и Левая Хетта линейные гряды вытянуты в северо-восточном направлении и представлены двумя участками, шириной 0,8 и 1,5 км каждый [Гройсман, 1954]. В среднем течении р. Ярудей выделяется полоса из 15-20 параллельных грядовых линий, ориентированных в субширотном направлении, которые имеют вид крутосклонных «насыпей» длиной до нескольких километров и относительной высотой до 15 м [Андреев, 1960; Евсеев и др., 1961].

По данным Ю.Ф. Андреева [1960] гряды сложены мерзлыми льдистыми (до 30-40%) глинами. Проведенные в рамках данной работы полевые исследования в верхнем течении р. Хадуттэ показали, что существуют гряды, сложенные серыми мелкозернистыми косослоистыми песками, а также сложенные несортированными комковатыми суглинками (разрезы НР-54-56; участок 12, Приложение Л). Изученные гряды в районе устья р. Лимбяяха (среднее течение р. Ярудей) сложены песками и суглинками (разрез НР-21/30), в верхней части вскрывается слой гравелисто-галечниковых песков с большим количеством плохо окатанных валунов (участок 13, Приложение Л).

Линейные гряды хорошо дешифрируются на ЦМН и мультиспектральных снимках (рисунок 3.56). В случае слабой выраженности гряд дополнительным признаком может служить линейная текстура изображения мультиспектральных снимков, формирующаяся за счет сходной ориентировки речных долин, цепочек мелких озер и границ лесных и болотных ландшафтов.



а) б) в)

Рисунок 3.56 – Линейно-ориентированные гряды на левобережье р.Янгъю:
а) аэрофотосъемка 1953 г. [Гройсман, 1954]; б) ЦМР ArcticDEM©Maxar/PGC;
в) данные ДЗЗ Sentinel-2©ESA

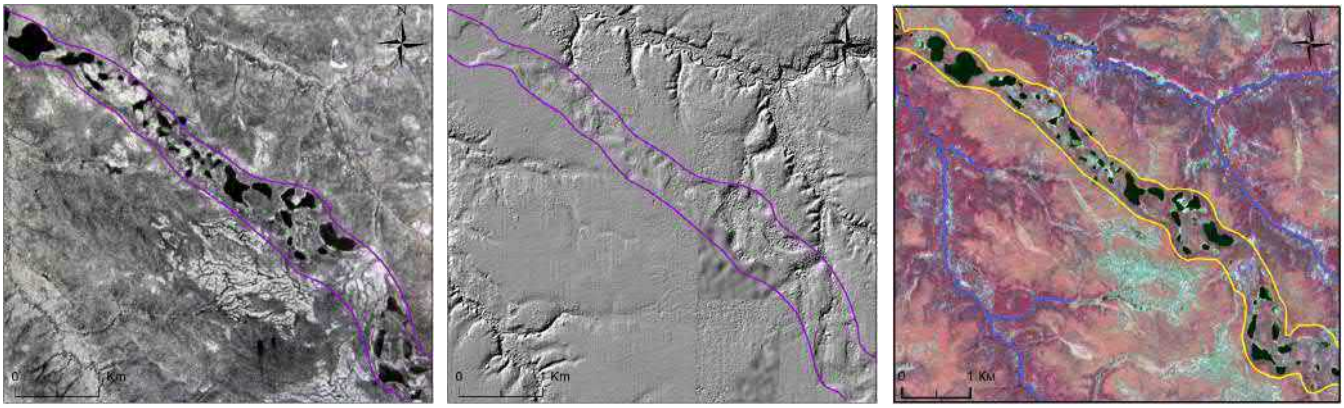
По итогам дешифрирования подтвердились все выделенные в ходе геологосъемки участки развития линейных гряд, общая протяженность которых составила 157,2 км (таблица 3.4, рисунок 3.46). Полевая верификация проводилась в районах верхнего течения р. Хадуттэ (разрезы НР-54-56; участок 12, Приложение Л), среднего течения р. Ярудей (разрезы НР-21, НР-30; участок 13, Приложение Л) и слияния рр. Глубокий и Сухой Полуй (разрез НР-68). В противоположность мнения Ю.Ф. Андреева [1960] и С.П. Альтера [1960] об однотипности внешнего облика и строения грядового рельефа на севере Западной Сибири, итоги наземных и дистанционных исследований позволяют выделить по меньшей мере три разнородные группы:

- относительно крупные протяженные и прямолинейные гряды, сложенные песками, для которых можно предположить эрозионно-экзарационный генезис (разрезы НР-55, НР-56);
- небольшие извилистые и слабо выраженные в рельефе гряды, сложенные неслоистыми комковатыми суглинками, которые напоминают остатки трещин (*crevasse*) на поверхности ледника (разрез НР-54, [Чекунова, 1954; Atkinson et al., 2014]);
- крупные изогнутые и явно выраженные в рельефе гряды (например, в среднем течении р. Ярудей), сложенные песками, суглинками (разрезы НР-20, НР-31, НР-68) или глинами (в т.ч. опоковидными или диатомовыми) [Андреев, 1960], перекрытые в отдельных случаях толщей галечника (участок 13, Приложение Л), наиболее близким аналогом которых в других регионах являются напорные морены [Захаров, 1970; Астахов, 1981b; Atkinson et al., 2014].

Исходя из представленного разнообразия линейных чередующихся гряд, при определенной конвергенции внешних признаков, очевидно, что механизмы и время их образования могут значительно отличаться. При этом мерзлотные и тектонические факторы генезиса не находят фактического подтверждения. Тем не менее, для более полного понимания в данном случае требуются дополнительные предметные исследования.

6. Долины стока талых ледниковых вод с хорошо сохранившимися бортами и *линейно-вытянутые цепочки озерных котловин* («четкообразные озерные системы») [Рельеф..., 1988] широко распространены в бассейне р. Надым. Долины стока, простираясь на десятки километров и зачастую пересекая современные долины рек под прямыми углами, имеют извилистую форму, напоминающую плавные излучены рек [Хлебников, 1954]. В настоящее время большинство из них заболочены и заозерены (рисунок 3.57). Сливаясь и разветвляясь, они формируют типичный рисунок гидрографической сети. Вершины долин нередко связаны с предполагаемыми источниками стока, которые локализуются в зонах ледниково-

аккумулятивных образований на водораздельных равнинах. Оканчиваются долины зачастую цепочками озер, хорошо видимыми на космических снимках. Ориентировка отдельных озерных котловин согласуется с направлением долин стока и практически не совпадает с современной речной сетью. Восточнее, в междуречье Таза и Енисея, в берегах подобных озер также обнажаются валунные суглинки, супеси или пески с обилием валунно-галечного материала [Земцов, 1964; Рельеф..., 1988].



а) б) в)

Рисунок 3.57 – Древняя долина стока ледниковых вод на водоразделе рр. Правая Хетта и Танлова: а) аэрофотосъемка 1953 г. [Хлебников, 1954]; б) ЦМР ArcticDEM©Maxar/PGC; в) данные ДЗЗ Sentinel-2©ESA

Долины стока и цепочки озерных котловин уверенно идентифицируются на ЦМР и космических снимках. Всего выявлено 105 долин и 21 цепочка озер, общей протяженностью 1475 км и 169 км соответственно (таблица 3.4, рисунок 3.46). Выявленные объекты формируют логичную и непротиворечивую картину их планового расположения, нередко они связаны с краевыми образованиями. Долины наиболее распространены в южной и восточной частях района дистанционного исследования и практически не прослеживаются на участках, ниже 40 м над у.м. Сохранность долин и озерных цепочек является одним из явных геоморфологических признаков отсутствия более позднего воздействия морской трансгрессии или покровного оледенения в среднем течении р. Надым.

На основе полученной карты (рисунок 3.46) можно отметить, что распространение форм ледникового и водно-ледникового рельефа в пределах рассматриваемого участка имеет две явные закономерности:

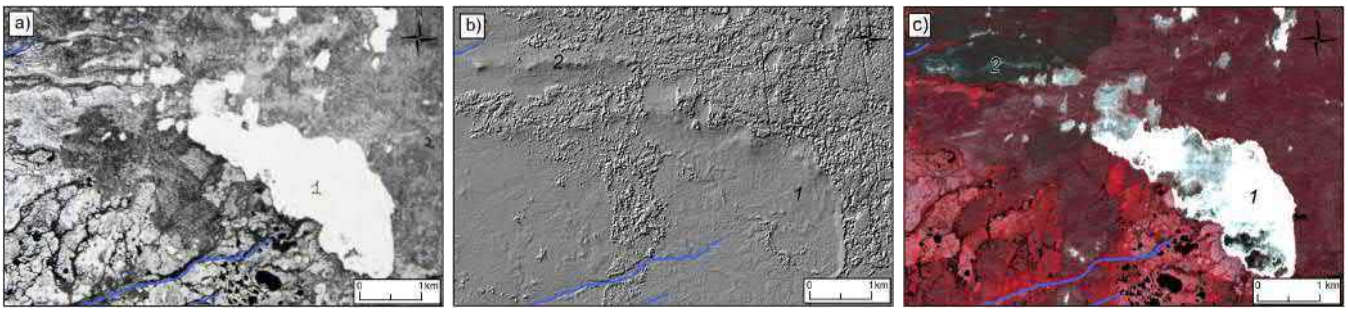
- почти все выделенные формы находятся южнее рр. Ярудей и Правая Хетта, при этом в междуречье Ярудея и Хейгияхи объекты встречаются единично, а в южной и западной частях разнообразие и плотность форм максимальны (водораздел рр. Танлова и Правая Хетта, левобережье р. Надым в среднем течении);
- все выделенные формы фиксируются на высотах более 40 м над у.м., при этом их плотность увеличивается на водораздельных участках выше 70-75 м.

Взаимосвязь эоловых, водно-ледниковых и ледниковых форм рельефа прослеживается на нескольких высотных уровнях:

- на водораздельных участках в пределах моренно-камовых плато развеванию подвергаются участки наветренных пологих склонов, сложенных сухими хорошо дренированными зандровыми песками (рисунок 3.58; участки 1 и 2, Приложение Л);
- на среднем уровне озерно-аллювиальных равнин раздувы могут быть приурочены к поверхности относительно сухих озовых гряд;

- на нижнем уровне эоловые массивы образуются на выровненных участках сухих надпойменных террас, сложенных по большей части перемытыми флювиогляциальными отложениями; раздувы, таким образом, достаточно точно маркируют районы аккумуляции водно-ледниковых осадков в современных и древних долинах стока [Хлебников, 1954; Сизов и др., 2017].

В целом, на примере бассейна р. Надым подтверждается общая закономерность парагенетической взаимосвязи эолового и ледникового рельефа, отмеченная ранее практически во всех регионах распространения внетропических материковых дюн [Atkinson et al., 2014; Derbyshire, Owen, 2018].



а) б) в)

Рисунок 3.58 – Песчаный раздув (1) и камообразные гряды (2) в верховье р. Харлова, водораздел рр. Надыма и Левая Хетта: а) аэрофотосъемка, 1953 г. [Хлебников, Ильина, 1954]; б) ЦМР ArcticDEM©Maxar/PGC; в) данные ДЗЗ Sentinel-2©ESA

3.11 Результаты люминесцентного датирования водных и водно-ледниковых отложений

В рамках данной работы на основе методов ОСЛ и ИК-ОСЛ в 38 разрезах всего получено 66 датировок отложений, которые по совокупности литологических и геохимических признаков могут быть отнесены к водным или водно-ледниковым, одна датировка получена непосредственного из неслоистых валунных суглинков (верхняя часть НВ-3, Аганский увал).

Подробные данные по результатам датирования приведены в Приложении И, пространственное расположение рассматриваемых разрезов показано на рисунке 3.59.

С точки зрения криогидроэолового взаимодействия (см. раздел 1.5) важно понять хронологию рельефообразования в северной части Западной Сибири, связанную с покровными плейстоценовыми оледенениями и их влиянием на развитие эолового рельефа. Поэтому далее основное внимание уделяется возрастной интерпретации выявленных отложений, соответствующих ледниковым признакам [Evans, 2017].

В качестве источников прокси-данных за период от 0 до 700 тыс.л.н. используются (рисунок 3.60):

- первичные данные о содержании растворенного изотопа кислорода ($\delta^{18}O$) в морских отложениях [Lisiecki, Raymo, 2005];
- первичные данные о концентрации пыли в ледниковом керне Антарктиды (проект EPICA, [Lambert et al., 2008]);
- данные палеотемпературной реконструкции на основе химического состава лёссов в центральной части Китая, доступны до 360 тыс.л. [Thomas et al., 2017].

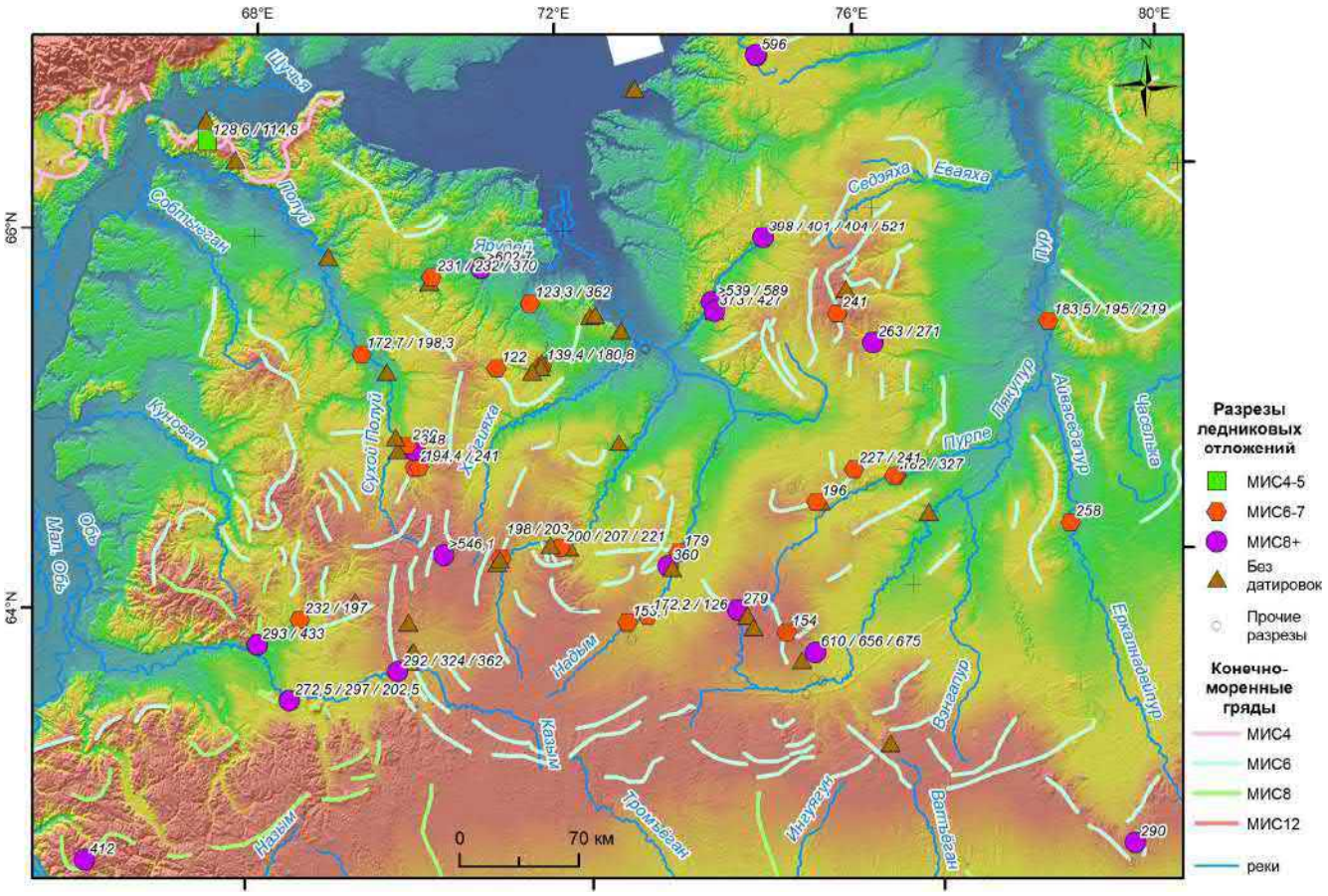


Рисунок 3.59 – Пространственное расположение рассматриваемых разрезов

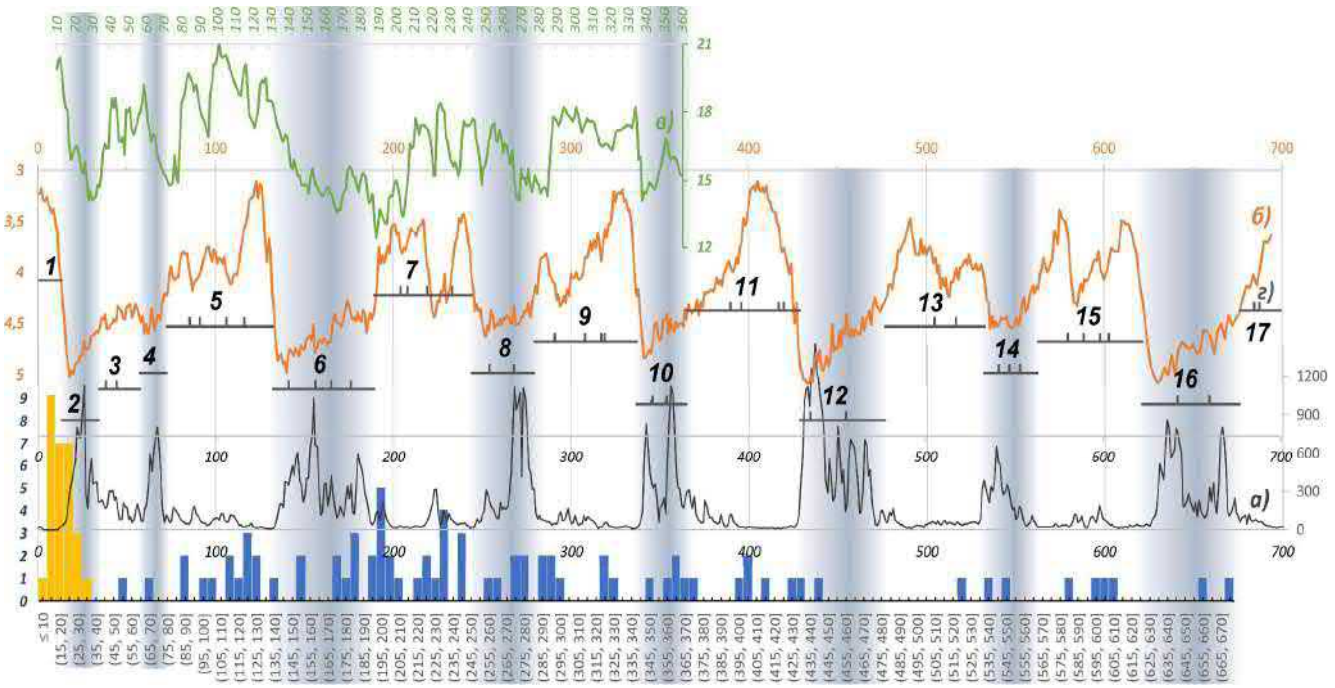


Рисунок 3.60 – Корреляция палеоклиматических событий и всех полученных ОСЛ-датировок. Прокси-данные: а) $\delta^{18}O$, ‰ [Lisiecki, Raymo, 2005]; б) пыль, ng/g, EDC Epica (Антарктида) [Lambert et al., 2008]; в) температура, °C (Китай) [Thomas et al., 2017]; г) границы МИС [Railsback et al., 2015]. Датировки эоловых отложений на гистограмме выделены оранжевым

В таблице 3.5 показана корреляция региональных названий основных палеоклиматических событий с периодами МИС, а также приведены средние значения вновь полученных результатов датирования по каждому событию. Название ледниковых и межледниковых периодов для севера Западной Сибири по сравнению с принятой в 2000 г. региональной схемой [Унифицированная..., 2000] уточнено на основе ранее полученных результатов люминесцентного датирования основных стратотипов на рр. Казанка, Санчуговка, Зырянка, Малая Хета, мысу Каргинском [Васильчук и др., 2000; Forman et al., 2002; Астахов, 2006; Astakhov, 2013; Гусев и др., 2019], а также на основе настоящей работы (пояснения даны ниже по тексту).

В ходе исследований в пределах бассейнов рр. Полуй, Казым, Надым и Пур фактически выявлено 6 разновозрастных групп ледниковых горизонтов, которые в порядке омоложения можно охарактеризовать следующим образом:

1. МИС16 (пякупурское (демьянское) оледенение). К данной группе относятся неслоистые валунно-галечниковые отложения разреза НР-38 (бассейн р. Пякупур, восточнее г. Муравленко). Разрез, заложенный в глубоком сухоройном карьере, вскрывает привершинную часть локальной гряды с абсолютной высотой около 140 м над у.м. По морфологии гряда напоминает останец типа нунатака. Морена имеет песчаный состав, явными ледниковыми признаками являются форма кварцевых зерен (см. результаты морфоскопического анализа в разделе 3.5), отсутствие слоистости, обилие валунного материала, характер сочетания различных типов осадков. Анализ трех проб методом ИК-ОСЛ показал временной интервал 610-675 тыс.л.н. – это наиболее древние датировки в данной работе, которые укладываются в границы МИС16. К этой стадии по современным представлениям относится наиболее масштабное в европейской части России донское оледенение [Hughes, Gibbard, 2018]. Геоморфологические признаки максимального оледенения в пределах Западной Сибири выделяются в бассейне р. Демьянка, в верховьях р. Бол. Юган, южнее Кондинских озер и др. (см. раздел 3.9). Таким образом, можно отнести отложения разреза НР-38 к максимальному оледенению, которое по решению МСК 1961 г. получило название «демьянское» [Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15-20 февраля 1960 г.), 1961] (позднее было упразднено). Кроме разреза НР-38, пять датировок старше 500 тыс.л.н. получены из наиболее промытых водно-ледниковых песков на различных участках рассматриваемой территории: НР-11 (р. Прав.Хетта, нижняя часть террасы), НР-15 (р. Ярудей, нижняя часть террасы), НР-21 (истоки р. Хейгияхи, водораздельный участок), НР-56 (р. Хадуттэ, вершина линейной гряды) (Приложение И).

2. МИС12-11 (тыйяхское оледенение). К этой возрастной группе относится моренная толща, обнаруженная в сухоройном карьере на левобережье р. Тыйяха (разрез НР-30, район п. Пангоды, Надым-Пуровский водораздел). Толща с поверхности перекрыта аллювиальными и покровными песками, мощностью более 3 м. Три датировки непосредственно над и под толщей показали узкий диапазон 404-398 тыс.л.н. и одна датировка в нижней части – 521 тыс.л.н. Моренная толща представлена оскольчатыми крайне выветрелыми суглинками с отсутствием сортировки и относительно небольшим содержанием валунного материала. Толща неоднородна по простиранию (от 1 до 3 м), имеет волнистый верхний и нижний контакты, содержит песчаные линзы, следы размыва и расслоения. Учитывая небольшую мощность и полученный возраст, логично соотнести выявленную толщу со временем шайтанского (предмаксимального) оледенения, которое впервые выделил Г.Ф. Лунгерсгаузен [1955] (название утверждено решением МСК в 1970 г., [Решения и труды..., 1970]).

Таблица 3.5 – Корреляция основных ледниковых (выделены серым) и межледниковых периодов на севере Западной Сибири с другими регионами

LR04	[Railsback et al., 2015]	Среднее	Кол-во	[Hughes, Gibbard, 2018]	[Межрегиональная...; Результаты..., 2010]	[Унифицированная..., 2000]	[Астахов, 2006; Astakhov, 2013]	Оледенение, **данная работа***
MIS1	0-13	-	-		Современный	Современный	-	
MIS2	13-34	-	-	Weichselian	Осташковский	Сартанский	Сеяхинский	-
MIS3	34-57	**52,4**	*1*		Ленинградский	Каргинский	Варьяхинский	
MIS4	57-72	**65,9**	*1*	Early Weichselian	Калининский	Ермаковский	Зырянский	Карское (Ермаковское)
MIS5	72-132	**112,0**	*12*		Микулинский	Казанцевский	Каргинский	
MIS6	132-189	**168,5**	*9*	Saalian	Московский	Тазовский	Тазовский	Надымское (Тазовское)
MIS7	189-244	**215,8**	*21*		Горкинский	Ширтинский	Казанцевский	
MIS8	244-279	**268,7**	*5*	-	Вологодский	Самаровский	Самаровский	Аганское (Самаровское)
MIS9	279-337	**302,0**	*9*		Чекалинский	Тобольский	Тобольский	
MIS10	337-365	**358,0**	*4*	-	Калужский			Казымское
MIS11	365-429	**397,9**	*7*		Лихвинский			Тыйяхское
MIS12	429-477	**437,5**	*2*	Elsterian	Окский	Шайтанский	Шайтанский	
MIS13	477-533	**521**	*1*		Мучкапский			
MIS14	533-563	**542,5**	*2*	-	Донской		Талагайкинский	
MIS15	563-622	**598,1**	*4*		Ильинский	Талагайкинский		
MIS16	622-677	**665,5**	*2*	Donian			Мансийский	Пякупурское (Демьянское)

* для рассматриваемой территории севера Западной Сибири

Можно предположить, что в Западной Сибири предмаксимальное оледенение, синхронное окскому в восточной части России, имело ограниченное распространение (в отличие, например, от стадии *Elsterian* на севере Европы), и в настоящее время его остатки повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. В рельефе следы предмаксимального оледенения также не прослеживаются – они могли быть уничтожены в ходе последующих ледниковых событий. Помимо разреза НР-30 датировки 427 и 373 тыс.л.н. получены для озерных песков в ядре камообразного холма в 50 км ниже по течению Правой Хетты (разрез НР-13/14). Датировка 442 тыс.л.н. получена также для водно-ледниковых песков в верхней части одной из линейных гряд в бассейне р. Хадуттэ (разрез НР-55). Кроме того, получены датировки 412 тыс.л.н. – в районе водораздела Белогорской возвышенности (разрез НР-92) и 433 тыс.л.н. – в нижней части крупного обнажения в среднем течении р. Казым (район устья р. Сорум, разрез НР-89).

3. МИС10 (казымское оледенение). Основным примером данной возрастной группы является слой плотных трещиноватых глин темно-серого (шоколадного) цвета с прослоями песка и включением мелкого гравия в средней части разреза НР-87 (р. Казым, в 10 км выше по течению от пос. Юильск). По представлениям предшественников [Буклин, Кравченко, 1951; Воронков и др., 1958] глинистые отложения относятся к неогену, однако датировки у верхней и нижней границ слоя показали возраст 324 и 362 тыс.л.н. соответственно. Узкий и достаточно показательный временной интервал позволяет предположить, что описываемые отложения являются мореной отдельной стадии оледенения, синхронной МИС10, которая ранее не выделялась для территории Западной Сибири (традиционно продолжительный период МИС9-11 относят к теплому Тобольскому межледниковью (таблица 3.5)). Однако в пределах Русской равнины с этим периодом коррелирует Калужская стадия (таблица 3.5).

Аналогичная по строению толща темных глин выявлена в средней части разреза НР-88 (район пос. Помут), здесь возраст песков у верхней границы составил 297 тыс.л.н, у нижней (с инверсией) – 202 тыс.л.н. (омоложение возможно связано с речным размывом подстилающих отложений). Кроме этого, датировки 360 и 348 тыс.л.н. получены для крупнозернистых песков в верхней части отчетливо выраженных камообразных холмов, расположенных соответственно в верхнем течении р. Надым (разрез НР-44) и в среднем течении р. Сухой Полуй (разрез НР-63).

Учитывая местоположение первичной находки мореноподобных отложений, данную стадию самостоятельного оледенения в рамках настоящей работы для ясности предлагается считать *«казымской»* (таблица 3.5).

4. МИС8 (аганское (самаровское) оледенение). К данной группе по итогам датирования могут быть отнесены суглинистые толщи как минимум в четырех разрезах. Первый пример относится к осевой части Аганского увала (разрез НВ-3). Здесь в серии карьеров вскрывается мощная толща серых неслоистых суглинков с большим количеством валунного материала. Датирование песчаного отторженца в нижней части разреза показало возраст 290 тыс.л.н. Аналогичный возраст (290 тыс.л.н.) получен для ненарушенных серых песков в верхней части разреза НВ-1, который находится вблизи водораздела Сибирских увалов (105 км к северу от НВ-3). Это позволяет предположить дальность разноса и район изначального залегания песчаных пород, формирующих многочисленные отторженцы в морене Аганского увала. Дополнительно предпринята попытка датирования непосредственно моренного материала из разреза НВ-3. Полученное значение (325 тыс.л.н.) превышает возраст песчаного включения, что противоречит логике осадконакопления, позволяя предположить удревнение датировки за счет недостаточной засветки материала в морене. Особенности положения, мощность, выраженность в рельефе и литологические особенности в совокупности

с полученными датами позволяют интерпретировать протяженную водораздельную гряду Аганского увала как конечную морену отдельного оледенения, которое хронологические можно соотнести с самаровским[1] (МИС8).

Второй и третий примеры выявлены в бассейне р. Казым. В частности, в разрезе НР-88 (район пос. Помут) возраст песков транзитного слоя под мореной в верхней части обнажения составил 272,5 тыс.л.н. В разрезе НР-89 датирование песков непосредственно под моренной толщей, мощность которой по простиранию увеличивается до 40 м, показало значение 293 тыс.л.н. Кроме этого, к стадии МИС8, по всей видимости, относятся суглинистые толщи в верхней части разрезов НР-87 (датировка песков у подошвы слоя 292 тыс.л.н.) и НР-92 (датировка песков под транзитным слоем 412 тыс.л.н.). Подобное достаточно закономерное пространственное распределение полученных датировок позволяет предположить, что рельеф в долине р. Казым ниже пос. Юильск сформировался преимущественно в результате воздействия оледенения МИС8, следы более позднего оледенения здесь прослеживаются только в среднем течении р. Сорум (см. ниже п.5).

Четвертый пример, выделенный в разрезе НР-52 (левый берег р. Сев. Тыдэотта в верхнем течении), представлен неслоистыми суглинками серого цвета, мощностью 2,5 м, с небольшой долей обломочного материала. Пробы песков у верхней и нижней границ толщи показали возраст 263 и 271 тыс.л.н. соответственно.

Помимо описанных примеров, датировка 279 тыс.л.н. получена для камообразного холма западнее г. Муравленко (разрез НР-37, абс. высота 141 м над у.м.) (Приложение И).

Полученные результаты хорошо соотносятся с возрастом песчаных ксенокласов в основной морене обнажения Мыс Зверевский (устье Енисея) – среднее значение по трем пробам составило 262 тыс.л.н. [Назаров, 2011]. Кроме того, даты 305 и 260 тыс.л.н. получены для косослоистых флювиогляциальных песков в обнажении Таб-Яха [Астахов, Назаров, 2010] (66 км к востоку от разрезов НР-55 и НР-56, где в верхней части линейных гряд получены еще более древние датировки).

5. МИС7-6 (надымское (тазовское) оледенение). К данной группе относится большинство датировок – 30 из 78 (38%) – полученных из 23 разрезов, в 15 из которых были выявлены валунные неслоистые суглинки (моренный диамиктон) (рисунок 3.61). Ниже рассмотрены наиболее показательные примеры для каждого изученного речного бассейна:

Полуй. В разрезе НР-69 (16 км ниже по течению от слияния Сухого и Глубокого Полуя) датировка 173 тыс.л.н. получена из песчаного прослоя непосредственно в нижней части моренного диамиктона. Ниже границы морены в светло-желтых аллювиальных песках получена датировка 198 тыс.л.н. В разрезе НР-65 (среднее течение р. Бол.Хулымеган, правый приток р. Сухой Полуй) из субвертикального блока горизонтально слоистых песков, подпираемого моренным диамиктоном, получена датировка 195 тыс.л.н. Ниже по течению возраст выявленных в разрезе ненарушенных серых песков составил 241 тыс.л.н.

Сорум. В разрезе НР-91 получены две датировки с инверсией у верхней и нижней границы моренной толщи (232 и 197 тыс.л.н. соответственно). В верхней части морену перекрывают крупнозернистые пески с косой слоистостью, высокие скорости потока могли привести к быстрому захоронению песчаного материала и частичному удревнению возраста. Нижняя песчаная толща характеризуется более спокойными обстановками осадконакопления и условиями полного обнулением накопленной радиации. Геоморфологически положение разреза

[1] стратотип самаровской морены в районе г.Ханты-Мансийск до настоящего времени не датирован люминесцентными методами

может быть приурочено к участку выводного языка ледника – морена не имеет следов давления и может быть отнесена к абляционной.

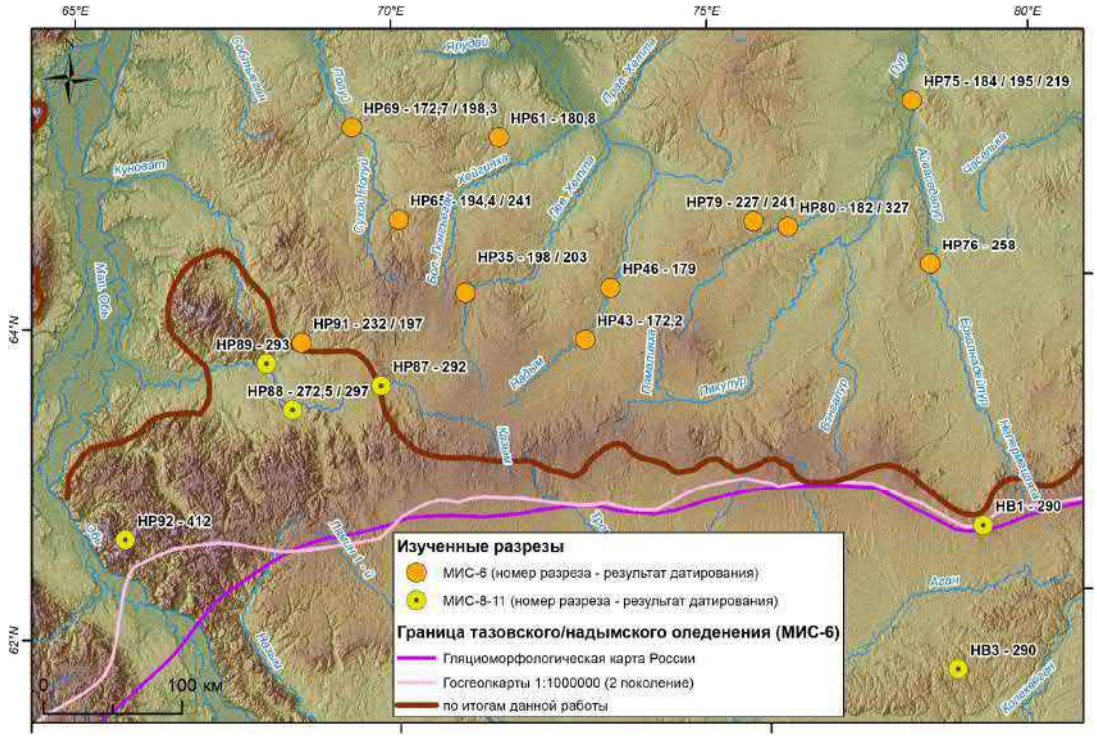


Рисунок 3.61 – Изученные разрезы с отложениями тазовского (надымского) оледенения

Надым. В разрезе НР-46 (среднее течение р. Надым) возраст раздробленного песчаного прослоя в дислокации непосредственно у нижней границы моренной толщи составил 179 тыс.л.н. В разрезе НР-43 выше по течению возраст песчано-суглинистой толщи с гляциодинамическими проявлениями составил 172 тыс.л.н. В разрезе НР-61 (среднее течение р. Нгарка-Пыряяха, правый приток р.Ярудей) в основании толщи моренного диамиктона получена дата 140 тыс. л., возраст нижележащих песков составил 181 тыс.л.н. В разрезе НР-35 (верхнее течение р. Лев.Хетта, вершина протяженной водораздельной гряды, абс. высота – 110 м над у.и.) для бесструктурных серых песков под валунно-галечниковым слоем получены две даты – 198 и 203 тыс.л.н.

Пур. В разрезе НР-75 (урочище «Каменная гора») получены две датировки песков в зоне нижнего динамического контакта моренного диамиктона – 184 и 195 тыс.л.н. Из нижележащей песчаной толщи получено значение 219 тыс.л.н. По поводу возраста отложений опорного разреза «Каменная гора», как уже отмечалось выше, существуют различные представления [Сакс, 1953; Суздальский и др., 1955; Бабушкин и др., 1977; Бывшев и др., 1981; Лист Q-44..., 2020]. В этом отношении стоит отметить, что полученные результаты позволили однозначно отнести моренный диамиктон к тазовскому (пуровскому) оледенению. Выше по течению в разрезе НР-76 (р. Айваседапур, 12 км выше устья р. Харампур) в результате датирования песчаного отторженца, обнаруженного в нижней части моренной толщи, получено значение 258 тыс.л.н. В разрезе НР-79 (среднее течение р. Пурпе, водораздел Надыма и Пура) для песков в зоне нижнего динамического контакта плотного диамикона темно-серого цвета получены две даты – 227 и 241 тыс.л.н. В разрезе НР-80 (среднее течение р. Пурпе) календарный возраст водно-ледниковых песков, непосредственно примыкающих к дислоцированной моренной толще, составил 182 тыс.л.н., при этом в дислоцированных песках получена дата 327 тыс.л.н.

Полученный фактический материал, имеющий достаточно широкий пространственный охват, позволяет сделать вывод, что большая часть бассейнов рр. Полуй, Надым, Пур и Казым

(верхнее течение) испытала воздействие покровного оледенения в период от 184 до 140 тыс.л.н., что соответствует временным границам МИС6. Традиционно для данной стадии оледенения используется название «тазовское» [Унифицированная..., 2000], однако с учетом степени воздействия, встречаемости в обнажениях и равномерности распространения его более логично назвать «пуровским», либо «надымским», как изначально было предложено М.М. Фрадкиным [1939].

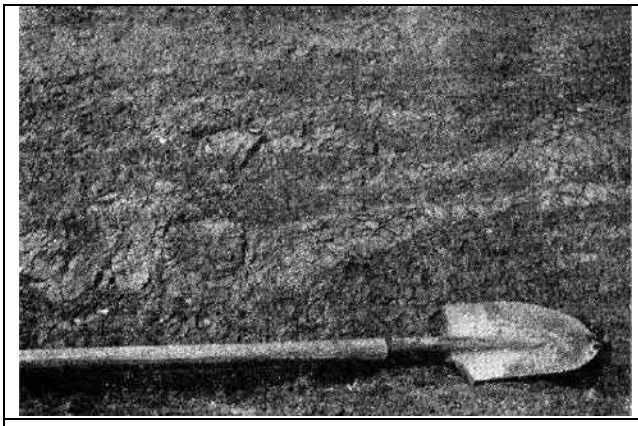
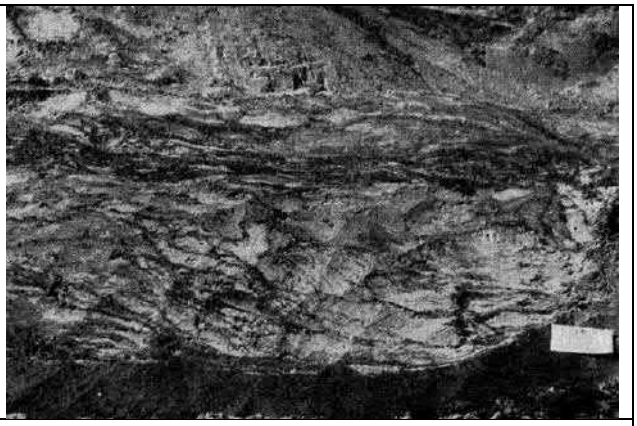
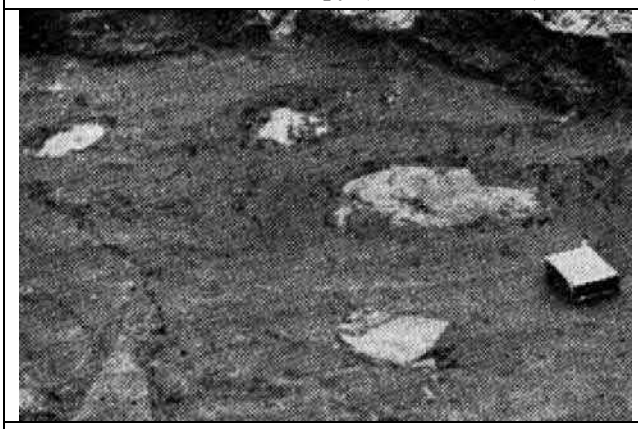
Нижнюю хронологическую границу пуровской/надымской морены (даты – 172, 173, 179, 182, 184, 195, 195, 196, 197, 198 тыс.л.н.) можно соотнести с нижней границей тазовского моренного диамиктона, выявленного в бассейнах Танамы (даты – 167, 182, 189 тыс.л.н., разрезы 7220, 7213), Бол. Хеты (даты – 162, 231 тыс.л.н., разрез 7254), а также в районе мыса Зверевский (даты 182, 185, 200 тыс.л.н., *пачка Е*) [Назаров, 2011; Лист Q-44..., 2020; Назаров и др., 2020; Nazarov et al., 2022a]. Средние значения по полученной в данной работе и ранее опубликованной выборкам достаточно близки (187,1 и 187,25 тыс.л.н. соответственно), при этом они не выходят за пределы нижней границы холодной МИС6 (189 тыс.л.н. по [Hughes, Gibbard, 2018]).

В целом, среднее значение по 21 полученной датировке, хронологически относящейся к МИС7, составило 215,8 тыс.л.н., по 9 датировкам МИС6 – 168,5 тыс.л.н. В последнем случае среднее значение хорошо соотносится с двумя датами (166 и 174 тыс.л.н.), полученными для песчаного прослоя в толще неслоистых валунных суглинков на р.Санчуговка (разрез 1301, стратотип санчуговской свиты в нижнем течении р. Енисей) [Гусев и др., 2019]. Проведенные ранее Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским исследования показали, что санчуговские отложения демонстрируют все основные ледниковые признаки – отсутствие слоистости, динамическую зону контакта, песчаные отторженцы, валунный материал и др. (таблица 3.6). Гляциодинамические проявления зафиксированы в разрезах у поселков Селятино, Караул, Казанцево, Ладыгин Яр, Пустое, Кареповское, Воронцово, а также, собственно, на р. Санчуговка [Каплянская, Тарноградский, 1975а]. В то же время в санчуговской свите не прослеживаются водно-осадочные текстуры, отсутствуют следы перемыва и признаки механической дифференциации в водной среде [Каплянская, Тарноградский, 1975а].

Относительно остатков макрофауны важно отметить, что они связаны с крупными глыбами *«чуждых пород, залегающих нарушенно в толще моренного суглинка»* [Каплянская, Тарноградский, 1975а, с. 664]. Наличие комплекса явных структурно-текстурных ледниковых признаков в отложениях санчуговской свиты (на примере стратотипического разреза 1301 на р. Санчуговка) признается даже сторонниками антигляциализма [Гусев и др., 2019]. Таким образом, вновь приобретает актуальность решение МСК 1961 г. о том, что санчуговская свита, как ледниково-морской аналог, соответствует *«ледниковым и водно-ледниковым стадиальным образованиям тазовской свиты»* [Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15-20 февраля 1960 г.), 1961, с. 69].

6. МИС5b-4 (карское (ермаковское) оледенение). К данной группе относятся неслоистые валунные суглинки (моренный диамиктон) сизого цвета, слагающие осевую часть Салехардской гряды. Две пробы из подстилающей суглинки песчаной пачки показали значения 115 и 128 тыс.л.н. (разрез НР-58) (Приложение И). Поскольку восточнее, в разрезах Аксарка и Пичугуй-Яха, выявлен моренный диамиктон средненеоплейстоценового возраста [Астахов, Назаров, 2010], это позволяет интерпретировать Салехардскую гряду как конечную морену карского (реннезырянского или ермаковского) оледенения.

Таблица 3.6 – Ледниковые литологические признаки санчуговских суглинков в низовьях Енисея [Каплянская, Тарноградский, 1975b]

	
Текстуры ассимиляционной морены в Никитинском яру (обн. 933. п. 1)	Деталь строения чешуйчатой морены в п. 4 обн. 938 – Никитинский яр
	
Срезанные песчаные включения в санчуговской морене Ладыгина яра	Складка в санчуговских суглинках (фото Е.А. Гусева, 2005)

Стратотип карской морены на Ямале описан в районе устья р. Марре-Сале В.Н. Гатауллиным [Лист R-42..., 2015]. В низовьях Енисея парастратотипом можно считать разрез в районе устья р. Малая Хета – здесь аккумуляция темно-серого диамиктона со множеством валунов началась не ранее 92 тыс.л.н. (среднее значение по 6 датам) [Астахов, Мангеруд, 2005]. На мысу Каргинском накопление моренного диамиктона началось по одним данным не ранее 94-93 тыс.л.н. [Гусев и др., 2021], по другим – не ранее 112 тыс.л.н. (среднее по 6 датам) [Назаров, 2011]. Окончание карского оледенения, судя по датировкам в разрезах Ерката на Ямале и Юрибей-2 на Гыдане, произошло не позднее 65 тыс.л.н. (среднее значение по 10 датам) [Астахов, Назаров, 2010]. В целом эти значения соответствуют временному интервалу от МИС5b до МИС4 (91-57 тыс. л.н.).

Косвенным признаком наличия крупной ледниковой преграды для стока Оби в районе Салехарда является достаточно мощная (до 16 м) толща водно-ледниковых отложений, выявленная в среднем течении р. Сорум (разрез НР-90). Датировка в нижней части разреза показала, что накопление осадков началось около 95,4 тыс.л.н.

Таким образом, полученные результаты люминесцентного датирования совместно с проведенным геоморфологическим реанализом краевых ледниковых образований позволяют представить последовательность рельефообразующих событий на севере Западной Сибири в среднем и позднем неоплейстоцене следующим образом:

- наиболее древним и масштабным (максимальным) по всей видимости было оледенение, синхронное МИС16 – краевой пояс морен прослеживается на широте долины р. Демьянка и верховьев р. Бол. Юган. Следы предмаксимального оледенения, синхронного МИС12, в рельефе практически не выражены, а выходы на поверхность непосредственно ледниковых образований не обнаружены, что дает основание предположить ограниченный масштаб его распространения. Отложения последующего оледенения, синхронного МИС10, впервые для севера Западной Сибири выявленные в среднем течении р. Казым, в обоих случаях перекрыты более поздними осадочными образованиями. С точки зрения накопления песчаных осадков можно отметить, что именно к этому периоду (МИС16-МИС10) относятся горизонты наиболее промытых («зрелых») водно-ледниковых песков, которые повсеместно встречаются на водораздельных участках и в цоколях речных террас;
- следующее в хронологическом порядке оледенение, синхронное МИС8, могло достигать среднего течения р. Обь (до широты устья р. Иртыш). Достаточно явно оно выражено на водоразделе Аганского увала в виде мощных пачек суглинистого диамиктона, отличительной особенностью которого является обилие валунного материала;
- краевой пояс морен более позднего оледенения МИС6 прослеживается в центральной водораздельной части Сибирских увалов. Именно к этой стадии относится формирование обширной пологонаклонной зандровой равнины к югу от увалов (северная часть Сургутского полесья, правобережье Агана и Ваха) [Земцов, 1959], а также формирование характерного водно-ледникового ландшафта в бассейнах основных рек к северу от увалов (Полуй, Надым, Пур, Таз, Сорум). В это время также, по всей видимости, происходило активное накопление хорошо промытых песчаных толщ, особенно в пределах зандровых равнин, ложбин стока талых ледниковых вод и акваторий временных ледниково-подпрудных водоемов;
- границы последнего континентального оледенения (карского или раннезырянского, синхронного МИС5b-4) выделяются на широте Салехарда, проходят по водоразделу полуострова Ямал, Гыданской гряде на севере, а также по Таз-Енисейскому междуречью на востоке равнины. В это время происходит перестройка строения нижнего течения р. Обь [Гатауллин, 1988, 1991], накапливаются осадки во временных подпрудных водоемах [Mangerud et al., 2004] и формируются песчаные отложения в краевой ледниковой зоне [Сизов, Лобжанидзе, 2022; Сизов, 2023].

Наибольшее влияние на развитие субаэральной формации оказали два последних ледниковых события (МИС6 и МИС4). Именно зандровые равнины и ложбины стока надымского (тазовского) оледенения, а также краевая зона карского (раннезырянского) оледенения подверглись позднее эоловой трансформации. Определенную роль сыграли также накопление осадков холодного аллювия в низовьях Оби (в т.ч. в районе древней дельты на севере Ямала) [Гатауллин, 1991; Nazarov et al., 2022b] и колебания речного режима в долинах Надыма и Пура в периоды похолоданий [Sidorchuk, 2023]. Аккумуляции промытых песков способствовало и формирование временных ледниково-подпрудных водоемов как раннезырянского (разрез НР-90, а также [Mangerud et al., 2004; Panin et al., 2020]), так и надымского (тазовского) времени (в последнем случае наглядным признаком является протяженная озерная терраса вдоль правобережья р. Пякупур). На заключительном этапе во время похолодания МИС2 водно-ледниковые и озерно-аллювиальные пески на наветренных участках с переменным режимом увлажнения были преобразованы в различные эоловые фации.

3.12 Выводы по главе 3

Эоловые отложения и формы рельефа на севере Западной Сибири характеризуются *устойчивостью к криогенному выветриванию и сохранением признаков исходных условий осадконакопления*, что подтверждается длительным сохранением специфических литологических (химический состав, форма кварцевых зерен) и геоморфологических (дюнные формы рельефа в условиях заболачивания) признаков. По результатам определения валового состава установлено, что для эоловых песков характерна высокая седиментологическая зрелость (степень выветрелости), определяемая повышенной долей SiO2 (в среднем 93-95%). Морфоскопический анализ показал, что наряду с типично эоловыми признаками кварцевые зерна сохраняют следы обработки в водной, ледниковой (водно-ледниковой) и криогенной средах. Полученные результаты указывают на то, что наиболее вероятным способом первичной аккумуляции песчаных осадков, которые в дальнейшем подвергались перевеванию, является водный перенос в холодных условиях. Криогенные признаки свидетельствуют о последующей обработке эоловых зерен под воздействием экстремально низких температур. Отличительной гранулометрической особенностью является бимодальность гранулометрического состава (менее выраженное преобладание (43-56%) мелкозернистой фракции (125-250 мкм) при сравнительно высокой доле (28-37%) среднезернистой (250-500 мкм), которая также может рассматриваться в качестве признака перехода от водных к эоловым обстановкам.

Результаты датирования позволяют выделить три основных периода эолового рельефообразования и осадконакопления на севере Западной Сибири: 34-25, 22-17 и 16-12 тыс.л.н. Активизация происходила асинхронно по сравнению с другими постледниковым регионами Северного полушария, что может быть обусловлено последовательным смещением с востока на запад (по мере развития дегляциации) климатического фронта, создающего необходимый для повышенных скоростей ветра барический градиент. Большую часть голоцена (после начала процесса торфообразования не позднее 8,5-8 тыс.л.н.) эоловые процессы имели крайне ограниченное распространение. Явный период позднеголоценовой эоловой активизации отмечается лишь в интервале 2-0,5 тыс.л.н., при этом накопление эоловых осадков чередовалось с периодами инициального почвообразования и накопления органики (1,79-1,77; 1,29-1,16; 0,83-0,72 и 0,45-0,39 тыс.л.н.). Сравнение с динамикой материковых дюн в других высокоширотных регионах показывает, что интенсивность эоловых процессов на севере Западной Сибири закономерно отражает тренды глобальных климатических изменений.

Эоловые морфолитосистемы на севере Западной Сибири являются неотъемлемой частью ледниковой формации. Результаты датирования показали, что горизонты наиболее промытых («зрелых») водно-ледниковых песков, которые повсеместно встречаются на водораздельных пространствах и в цоколях речных террас, имеют средненеоплейстоценовый возраст (МИС16-МИС10). Именно эти отложения в дальнейшем подвергались переотложению в водной и эоловой обстановках. Кроме того, ОСЛ-датирование позволило подтвердить тазовский возраст (МИС6) типичных водно-ледниковых форм рельефа в бассейнах рек Полуй, Надым, Пур, Таз, Сорум и др. Интеграция полученных результатов с литературными данными позволяет сделать вывод о том, что наиболее масштабное развитие эолового рельефа *и участков площадной аккумуляции покровных песков* приурочено к зандровым равнинам, ложбинам стока талых ледниковых вод и участкам осушения ледниково-подпрудных водоемов тазовского (МИС6) и карского (МИС4) оледенений, а также участкам аккумуляции холодного аллювия в долинах и дельтах крупных рек. Накопление субаэральных осадков здесь происходило в перигляциальной и прогляциальной обстановках.

Совокупность полученных данных позволяет определить последовательность этапов криогидроэоловую рельефообразования и осадконакопления (эрозионно-аккумулятивный цикл развития ЭМПМО в контексте истории покровных оледенений):

1) формирование на водораздельных участках и пологих склонах обширных зандровых и озерно-ледниковых аккумулятивных равнин, сложенных водно-ледниковыми криогенно выветрелыми («зрелыми») песками (криогенный этап, МИС-6/4);

2) размыв и переотложение в водных обстановках исходной водно-ледниковой толщи с дальнейшей аккумуляцией фации «холодного» аллювия в пределах террасового комплекса всех основных рек (водный этап, МИС-5/3);

3) активизация эоловой деятельности (дефляция и последующая аккумуляция дюнной, покровной и аллювиально-эоловой фаций) в пределах водораздельных равнинах и речных террас во время климатических изменений на фоне повышенного уровня водности и переменного гидрологического режима водоемов (водно-эоловый этап, МИС-3/2);

4) окончание основного этапа эолового осадконакопления, эрозионный врез речных долин, криогенная трансформация, сохранение эоловой активности на отдельных участках низких надпойменных террас, сопровождаемой медленным и неустойчивым зарастанием подвижных песков (эолово-криогенный этап, МИС-3/2);

5) стабилизация и консервация (длительное сохранение) эоловых массивов в условиях потепления и заболачивания, формирование специфического сочетания почвенно-растительного покрова на дренированных участках (лишайниковые редколесья на подзолах) (эолово-биологический этап, биологический вариант развития, начало и середина голоцена);

6) вторичная активизация эоловой деятельности (аккумуляция дюнной и покровной фаций) – приобретение явно выраженных эоловых признаков современными подвижными песками (эолово-биологический этап, эоловый вариант развития, конец голоцена).

В рамках детализации и фактического подтверждения положений предложенной концепции криогидроэолового рельефообразования установлено, что определяющими условиями эоловой активизации на севере Западной Сибири являются:

- широкое распространение исходного субстрата – «зрелых» водно-ледниковых песков (зандровых отложений, песчаных осадков холодных пресноводных озер и ледниково-подпрудных водоемов, переотложенного перигляциального аллювия);
- формирование на отдельных участках условий конкурентного преимущества эолового рельефообразования по отношению к другим природным процессам (заболачиванию, активности растительных сообществ) – экстремальные климатические условия, переменный гидрологический режим водных объектов (в т.ч., в процессе дегляциации);
- наличие устойчивого потока ветра с показателями, превышающими пороговые значения для транспортировки песчаного материала – постоянное (всесезонное) воздействие катабатических или сезонных ветров во время кардинальной смены климатических условий (в т.ч., в процессе дегляциации).

Выявленные литологические и геохронологические особенности позволяет рассматривать эоловый рельеф в постледниковых районах Западной Сибири в качестве своеобразного *палеогеографического маркера*, фиксирующего предельные климатические состояния региональной геоморфологической системы. Определение детальных параметров этих состояний повышает детализацию региональных палеоклиматических реконструкций, а также является основанием для прогнозирования и оценки рисков развития неблагоприятных эоловых процессов.

4 РОЛЬ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ (ПОСЛЕДНИЕ 50 ЛЕТ)

4.1 Физические основы эолового переноса

Основным действующим агентом переноса песчаных частиц в воздушной среде является ветер. В идеальном случае применительно к песчинке, которая находится в состоянии покоя на горизонтальной поверхности, поток ветра формирует две основные движущие силы [Bagnold, 1941, p. 32; Кузнецов, Глазунов, 1996; Pye, Tsoar, 2009; Lancaster, 2023] (рисунок 4.1):

- лобовая сила (*drag force, F_d*), которая действует горизонтально в направлении потока – ее величина пропорциональна квадрату приземной скорости потока (*friction velocity, u_**), площади сечения частицы сферической формы с диаметром (*d*) и плотности воздушной среды (ρ);
- подъемная сила (*lift force, F_l*), которая действует перпендикулярно потоку – она формируется в процессе обтекания частицы потоком за счет положительного давления на ее переднюю сторону и отрицательного давления на верхнюю и заднюю сторону (ее значение считается пренебрежительно малым, поэтому в расчетах она обычно не учитывается).

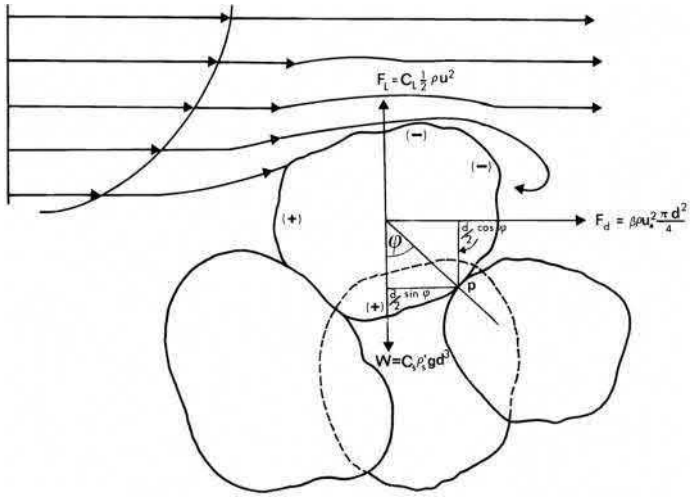


Рисунок 4.1 – Схематическое изображение различных сил, действующих на неподвижную песчинку в процессе эоловой деятельности [Pye, Tsoar, 2009; Lancaster, 2023]

Движущим силам препятствует сила инерции (*inertial force, W*), которая зависит от веса песчинки и силы ее сцепления с другими песчинками. Последняя определяется физическими параметрами – размером, формой, минеральным составом, плотностью упаковки, содержанием влаги и наличием связующих агентов [Lancaster, 2023].

По мере увеличения движущих сил скорость ветра достигает критического (порогового или сдвигового) значения (*threshold velocity gradient*) u_{*t}, которое по Р. Багнольду [1941] зависит от плотности и диаметра песчаных частиц, а также эмпирического коэффициента А (для песка значение принимается равным 0,1):

$$u_{*t} = A\sqrt{\frac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} g} \quad (1)$$

На основе первичных наблюдений было установлено, что масса переносимого воздушным потоком песчаного материала q пропорциональна кубическому значению пороговой скорости U_*. Эту зависимость Р. Багнольд [1941] выразил следующим образом:

$$q = C\sqrt{\frac{d}{D}}\left(\frac{\rho}{g}\right)U_*^3 \quad (2)$$

где D – стандартный размер песчаных частиц (0,25 мм); d – средний размер песчаных частиц; p – плотность воздушного потока; g – гравитационная постоянная; C – эмпирический коэффициент сортировки песка (принимается равным 1,5 для однородного песка, 1,8 – для естественно сортированного песка и 2,8 – для разнозернистого песка).

Проведенные позднее экспериментальные исследования (рисунок 4.2) показали, что более точно зависимость массы переносимого песка от увеличения скорости ветра отражает уравнение [Exploring..., 1978]:

$$q = C_3\left(d/D\right)^{0.5}(u_* - u_{*cr})u_*^2\rho \,/\, g \quad (3)$$

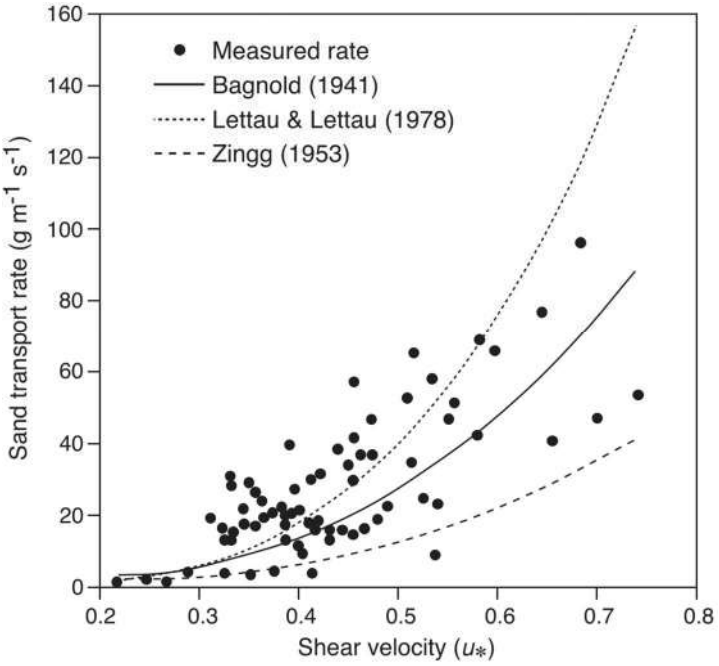


Рисунок 4.2 – Взаимосвязь между пороговой скоростью и измеренной скоростью переноса песка по различным источникам [Arid Zone ..., 2011]

Уравнение (3) при определенных допущениях может быть приведено к виду [McKee, 1979]:

$$DP = V^2(V - V_t)t \quad (4)$$

где DP – дефляционный потенциал ветра, измеряемый в векторных единицах (vu), V – скорость ветра на высоте 10 м (м/с); V_t – пороговая скорость ветра на высоте 10 м (м/с), t – доля времени, в течение которого скорость ветра превышает пороговую (%).

Уравнение (3) в силу свой простоты и универсальности позволяет оценивать потенциал дефляции для заданных промежутков времени на любой территории (см., например [Abbasi et al., 2019]). При этом, фактическая величина пороговой скорости ветра может кардинально отличаться в различных регионах. Существуют также различные теоретические подходы к ее определению [Bagnold, 1941; Звонков, 1962; Chepil, Woodruff, 1963; Дюнин, 1963; Васильев, 1997; Cornelis et al., 2004a, 2004b]. В рамках сравнительных исследований используют, как правило, единое значение, полученное для центральной части Северной Америки – 11,6 узлов (»6 м/с) на высоте 10 м [McKee, 1979; Muhs, Maat, 1993]. На современном этапе данное значение может быть распространено и на территорию Западной Сибири. Однако, как

показывают исследования в Антарктиде [Ayling, McGowan, 2006], пороговые скорости в холодных условиях снижаются как минимум на 0,5 м/с, что стоит учитывать при палеоклиматических реконструкциях.

После достижения скорости ветра порогового значения песчаные частицы начинают движение. Выделяется четыре основных способа (рисунок 4.3):

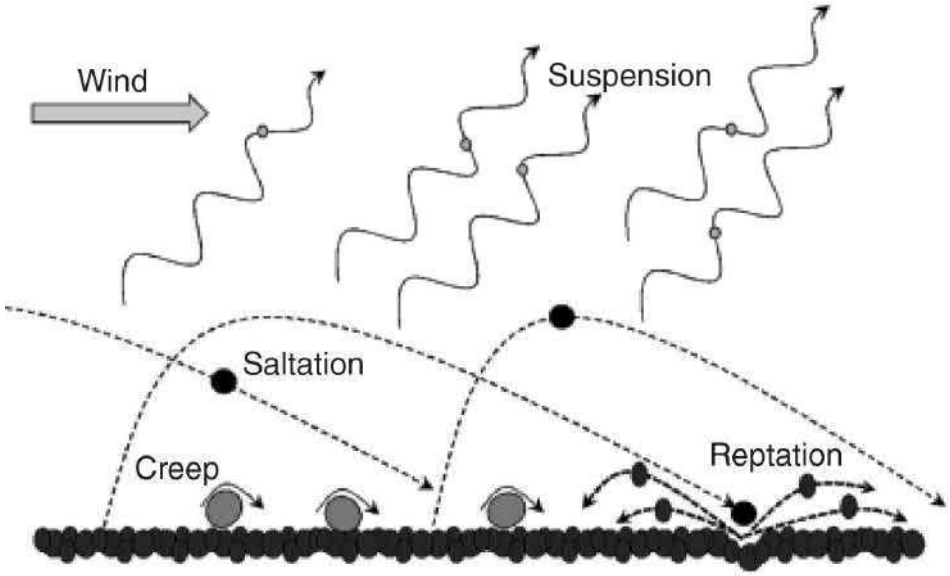


Рисунок 4.3 – Основные способы транспортировки ветром песчаных частиц [Livingstone, Warren, 2019]

- взвесь (*suspension*) – перенос во взвешенном состоянии, которому подвергаются мелкие частицы (пыль, алеврит, лёсс), инерция (сопротивление) и скорость оседания которых существенно меньше, по сравнению с крупными песчинками. Мелкие частицы могут находиться в воздушном потоке несколько суток, при сильных ветрах они переносятся на десятки и сотни километров [Lancaster et al., 2013; Marticorena, Formenti, 2013];
- волочение (*creep, rolling*) – перекатывание или скольжение без отрыва от поверхности, которому подвергаются крупные (0,5-2,0 мм) частицы, сопротивление которых сопоставимо или незначительно уступает силе ветра. Доля волочения в общем переносе варьирует в широких пределах (среднее значение 9%), уменьшаясь по мере увеличения скорости ветра [Dong et al., 2002; Yang et al., 2009; Cheng et al., 2015]. Волочение является одним из основных способов миграции и роста дюн в холодных условиях, при этом крупные зерна могут частично накапливаются на подветренных склонах [Livingstone, Warren, 2019];
- рептация (*reptation)* – прыжок песчаной частицы на небольшое расстояние (несколько десятков диаметров, в т.ч. против ветра) в результате импактного воздействия другой (сальтирующей) частицы («разбрызгивание», *splashing*) [Anderson, 1987]. Рептация рассматривается как переходный способ от волочения к полноценной сальтации, предполагается что она играет важную роль в приповерхностном эоловом переносе [Anderson et al., 1991];
- сальтация (*saltation*) – многократное подпрыгивание и движение по баллистической (параболической) траектории, которое совершают частицы, напрямую вовлекаемые в воздушный поток. Высота и дальность сальтационных прыжков (скачков) зависит от скорости ветра, размера транспортируемых зерен и характеристик поверхности. Детальные исследования показывают, что до 80 % всего переноса происходит в пределах 2 см от поверхности

[Butterfield, 1991; Dong et al., 2002]. Пример расчетного соотношения высоты и дальности прыжков от скорости ветра показан на рисунке 4.4. После возвращения на поверхность частицы соударяются с другими зернами, вызывая каскадный эффект движения. Сальтация является доминирующим способом перемещения песчаного материала в приземном слое и основной движущей силой для остальных способов, она наиболее изучена и теоретически проработана [Bagnold, 1941; Гендугов, Глазунов, 2007; Arid Zone ..., 2011; Livingstone, Warren, 2019].

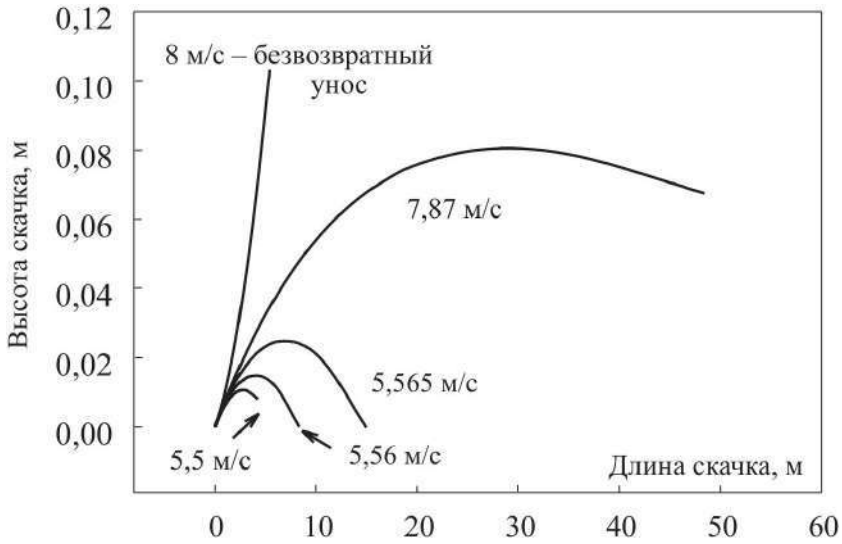


Рисунок 4.4 – Траектории движения центра масс песчаной частицы (0,125 мм), построенные методом сплайн-апроксимации точечных расчетов при различных скоростях ветра [Гендугов, Глазунов, 2007]

В реальных условиях помимо ветра на развитие дефляции оказывают влияние дополнительные факторы, которые, согласно [Woodruff., Siddoway, 1965], могут быть представлены в виде эмпирической зависимости следующего вида:

$$E = f(I', K', C', L', V) \quad (5)$$

где E – потенциальная дефляция (т/га); I' – показатель эрозионной устойчивости почвы; K' – фактор неровности (шероховатости) поверхности, создаваемый гребнями; C' – климатический показатель ветровой эрозии; L' – средняя длина поля вдоль преобладающего направления ветровой эрозии; V – эквивалентный показатель растительности (проективное покрытие, объем биомассы).

Ниже в соответствующих разделах данной главы рассматриваются наиболее значимые климатические параметры, показатели устойчивости почвенного покрова и геоботанические характеристики участков развеваемых песков. Результаты морфометрического анализа наиболее крупных раздувов, включая направление и высоту микрорельефа дюн, приведены выше в главе 2.

4.2 Климатические условия развития ветровой эрозии в Западной Сибири

Интеграция глобальных наборов данных климатических наблюдений и моделирования позволяют рассмотреть территорию Западной Сибири в целом. В качестве источника информации о средних скоростях ветра используется набор данных климатического реанализа ERA5 за 2008-2017 гг., дополнительно обработанный с помощью алгоритма WAsP (площадь участка 250×250 м, высота 10 м), период наблюдений [Global Wind Atlas]. Расчет индекса

аридизации *AI* выполнен участниками Консорциума по пространственной информации CGIAR-CSI на основе методики UNEP (период наблюдений 1970-2000 гг., детальное описание базы данных и методики расчета доступно в [Zomer, Trabucco, 2022]), при интерпретации значений индекса используется классификация, предложенная в [Wolfe, 1997].

Полученные карты (рисунок 4.5) наглядно демонстрируют ряд некоторые значимые особенности пространственной дифференциации климатических параметров, а именно:

- наибольшими среднегодовыми скоростями ветра (около 4,9 м/с) характеризуются самые северные районы равнины в пределах полуострова Ямал и Гыдан, при этом средние значения здесь не превышают пороговую скорость 6 м/с;
- относительно высокими на общем фоне значениями (около 4,4 м/с) характеризуются бассейны рр. Надым и Пур, а также Сургутское полесье (в последнем случае это является весьма примечательным на фоне максимальной заозеренности, которая составляет 18,1%);
- южные районы характеризуются сопоставимыми или даже меньшими средними значениями – в среднем 4,3 м/с для Барабинской низменности и для междуречья Тобола и Иртыша;
- степень аридизации в пределах равнины ожидаемо уменьшается с юга (юго-запада) на север (север-северо-восток);
- в пределах равнины отсутствуют аридные условия (AI <0,2), южные районы до широты устья Тобола характеризуются как полуаридные (AI в пределах 0,2-0,5);
- вся территория к северу от Среднеобской низменности характеризуется гумидными условиями (AI >0,65), включая самые северные районы.

Для получения более детального и достоверного представления о климатических параметрах развития ветровой эрозии в рамках данного исследования на основе данных с 11 метеостанций рассчитаны индекс мобильности дюн *M* и климатический показатель *C*.

Метеоданные за период 1966-2023 гг. получены с помощью системы АИСОРИ-М[1] (метеостанции Марресале, Антипаюта, Салехард, Надым, Тарко-Сале, Ханты-Мансийск, Александровское, Тобольск, Тара, Курган, Омск).

Индекс мобильности дюн *M*, предложенный Н. Ланкастером [Talbot, 1984; Lancaster, 1988a, 1988b], рассчитывается по формуле:

$$M = W / (P / PE) \quad (6)$$

где *W* – доля времени (%), когда ветер превышает пороговое значение (используется, как правило, значение 4,5 м/с на поверхности или около 6 м/с на высоте 10 м); *P* – сумма осадков (мм) за рассматриваемый период; *PE* – потенциальная эвапотранспирация (мм), рассчитываемая по методу, описанному в [Thornthwaite, 1948]. Значения индекса менее 50 характеризуют полностью стабильные пески; от 50 до 100 – активны только вершины дюн; от 100 до 200 – дюны активны при частичном зарастании междюнных понижений; более 200 – дюнные пески полностью активны [Lancaster, 1988b; Muhs, Maat, 1993]. Индекс *M* рассчитывается только для периода, когда средняя температура воздуха больше 0°C – это является условием активной эвапотранспирации.

Климатический показатель ветровой эрозии *C*, предложенный В. Чепилом и др. [Chepil et al., 1963; Talbot, 1984; Lancaster, 1988a, 1988b], рассчитывается по формуле:

[1] Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации – http://aisori-m.meteo.ru/waisori/

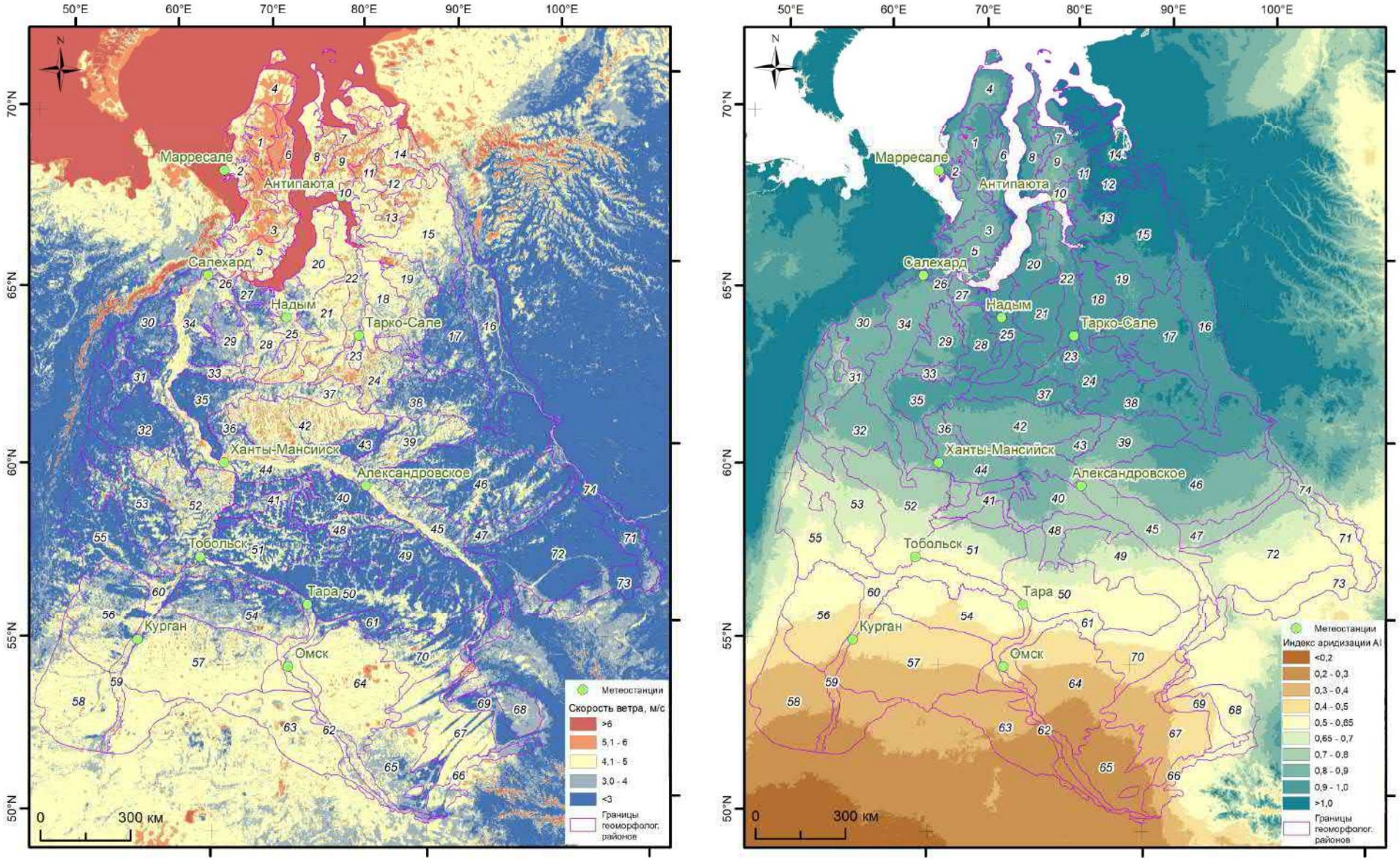


Рисунок 4.5 – Распределение значений среднегодовых скоростей ветра (слева) и индекса аридизации *AI* (справа) по территории Западно-Сибирской равнины

$$C_1 = 100U^3 / (P - E)^2 / 2{,}9 \quad (7)$$

где *U* – средняя скорость ветра на высоте 10 м (м/с) за рассматриваемый период; *P* – сумма осадков (мм) за рассматриваемый период; *PE* – потенциальная эвапотранспирация (мм), рассчитываемая по методу, описанному в [Thornthwaite, 1948]; 2,9 – поправка стандартизации, равная среднегодовому значению климатического показателя *C* для Гарден-Сити (Канзас, США). Климатический показатель *C* также может быть рассчитан только для периода с положительными средними температурами воздуха. Значения климатического показателя *C* менее 10 характеризуют низкий риск развития ветровой эрозии [Chepil et al., 1963; Pye, 1987].

Результаты расчетов (рисунок 4.6, таблица 4.1, Приложение М) показали следующее:

- медианные значения индекса *M* (0,4-33,8) и показателя *C* (0,01-3,19), полученные по всем рассмотренным метеостанциям, не позволяют говорит о том, что в пределах Западной Сибири существуют климатические условия для устойчивого развития ветровой эрозии;
- в отдельные годы на метеостанциях Марресале (1978, 2000) и Антипаюта (1994-1997, 2005), значение индекса *M* превышало 100, в эти годы могла наблюдаться локальная активизация эоловой активности;
- с 1995 г. в целом наблюдается устойчивое снижение индекса *M* по всем метеостанциям, наименьшие значения отмечаются в 2017-2019 гг.;
- значение показателя *C* по всем метеостанциям (за исключением Салехарда, Антипаюты и Марресале) за все рассмотренные годы наблюдений не превышает 1,72;
- значения показателя *C* больше 10 отмечены для Марресале только в 1972, 1977, 1980, 1985, 1988, 1991, 1993, 1996-1998 гг. (10 из 52 лет наблюдений); для Антипаюты – в 1978, 1981, 1984, 1989, 1991, 1993, 2018 гг. (7 из 52 лет наблюдений); для Тарко-Сале – в 1970, 1974 гг. (2 из 52 лет наблюдений).

Таким образом, данные прямых метеонаблюдений и результаты климатического моделирования прямо показывают, что в настоящее время в Западной Сибири развитию дефляции препятствует слабая активность ветра и избыток увлажнения в теплый период на фоне относительно низких среднегодовых температур воздуха. Тем не менее, в отдельные годы климатические параметры могут достигать значений, при которых формируются необходимые климатические условия для эоловой активизации, особенно в северных районах, где отмечаются максимальные для данной территории скорости ветра.

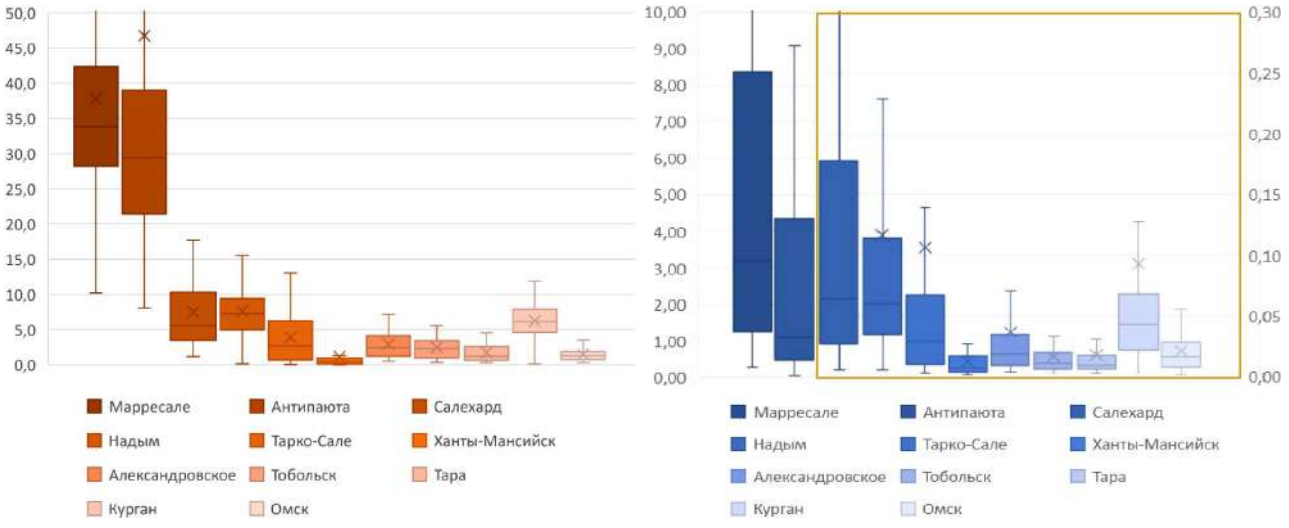


Рисунок 4.6 – Распределение значений индекса M и показателя C за 1966-2023 гг.

Таблица 4.1 – Медианные значения индекса *M* и показателя *C* за 1966-2023 гг.

Метеостанция	M	C	Коэф. корр.
Марреале	33,8	3,19	0,19
Антипаюта	29,4	1,10	-0,05
Салехард	5,6	0,06	0,40
Надым	7,3	0,06	0,63
Тарко-Сале	2,7	0,03	0,58
Ханты-Мансийск	0,4	0,01	0,66
Александровское	2,5	0,02	0,53
Тобольск	2,3	0,01	0,86
Тара	1,2	0,01	0,72
Курган	6,1	0,04	0,55
Омск	1,3	0,02	0,54

На локальном уровне климатические параметры развития ветровой эрозии оценивались в пределах модельного раздува, расположенного в 25 км к юго-востоку от г.Надым. Сезонные измерения температуры воздуха и скорости ветра проводились в летний период 2017-2021 гг. с помощью метеостанции Davis Vantage Pro и портативного прибора «Метеоскоп-М». Для круглогодичных измерений температуры почвы и грунта в 2016-2023 гг. использовались логгеры iButton, измерения проводились на различных участках раздува и фоновых лесов на глубине 7, 20 и 40 см с периодичностью от 1 до 3 ч (всего получено более 19 тыс. среднесуточных значений).

Результаты режимных измерений с 11 по 24 августа 2017 г. показали (рисунок 4.7), что суточный ход температуры в пределах раздува практически не отличается от температуры фонового лесного участка (метеостанция Надым до конца декабря 2019 г. находилась в пределах заросшего сосново-березовым редколесьем участка развеваемых песков). Средняя температура воздуха за весь период составила 11.2°C для метеостанции и 11,0°C для раздува (стандартное отклонение 4,6 и 4,5°C соответственно). При одинаковой средней скорости ветра за весь период 1,7 м/с, вариативность выше в пределах открытого участка раздува – стандартное отклонение здесь составило 1,4 м/с против 0,9 м/с на метеостанции. Относительная влажность на раздуве наоборот оказалась в среднем на 3,7% ниже, чем на метеостанции (80,9 и 84,6% соответственно при стандартном отклонении 12,6 и 14,5%).

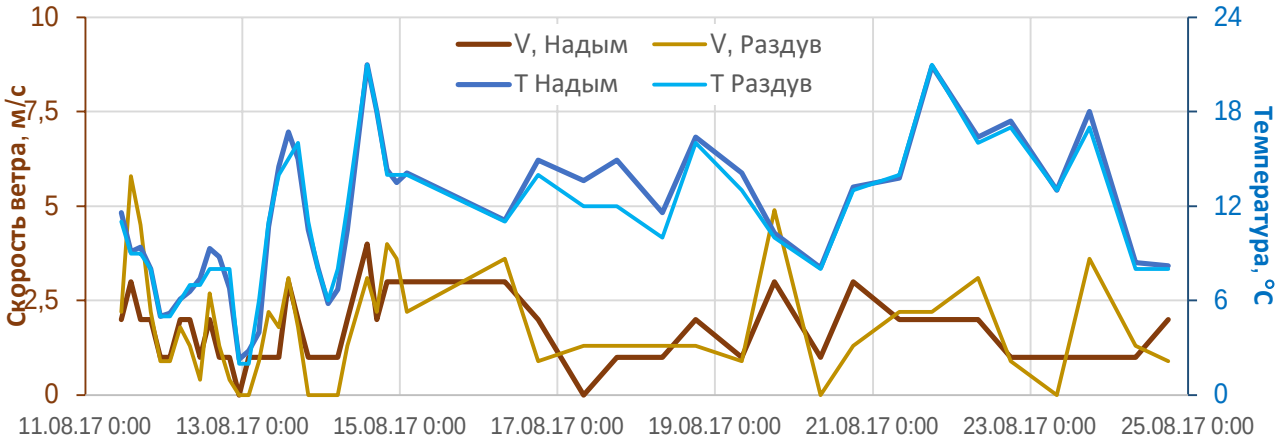


Рисунок 4.7 – Результаты режимных измерений скорости ветра и температуры воздуха с 11 по 24 августа 2017 г.

Влияние дюнного микрорельефа на климатические параметры оценивалось в ходе летних наблюдений 2018-2019 гг. Измерения скоростей ветра 13 августа 2018 г. на вершине и подветренном склоне дюны показали, что максимальная скорость (до 6,73 м/с) формируется на высоте 1,5 м от поверхности на вершине дюны (юго-западный ветер). Измерения с 18 по 20 июля 2019 г. показали, что максимальных значений скорость ветра достигает в дневные часы на наветренном склоне дюны (до 6,5 м/с), на вершине дюны в то же время наблюдений скорость составила 5,9 м/с, на подветренном склоне – 4,6 м/с. На вершине и на подветренной стороне дюнной гряды отмечается достоверное снижение значений относительной влажности воздуха с высотой измерений (R^2=0,92 и R^2=0,74 соответственно). Для вершины дюны отмечается также достоверная отрицательная зависимость значений относительной влажности воздуха от скорости ветра и температуры воздуха. Следовательно, на вершине и на наветренном склоне дюны при длительном нагревании воздуха в летний период формируются дополнительные микроклиматические условия повышения скорости ветра и снижения влажности в приземном слое, что приводит к усилению дефляционного потенциала оголенных песчаных участков (более подробно результаты исследования представлены в [Соромотин и др., 2021]).

Оценка влияния растительности на скорость ветра выполнена в ходе полевых измерений с 4 по 6 августа 2020 г. Для измерений были выбраны две тестовые площадки – участок растительного анклава в западной части раздува и участок древнего эолового рельефа, закрепленного сосново-лишайниковым редколесьем, к западу от раздува. Замеры проводились с помощью прибора «Метеоскоп-М» каждые 6 ч на высотах 0,5 м, 1,0 м, 1,5 м и 2,0 м. Исследование показало, что наибольшие различия в скоростях ветра наблюдаются в дневные часы, когда как средние и максимальные значения в пределах анклава могут значительно превышать значения в пределах леса. Наибольшее превышение составило 2,14 м/с для максимальных значений скорости ветра (рисунок 4.8). В целом, это подтверждает выявленную ранее тенденцию о влиянии нагрева песчаной поверхности на повышение интенсивности конвекции и увеличение приземной скорости движения воздуха. Поэтому в растительном анклаве среди оголенных песков сохраняется повышенная ветровая нагрузка, в то время как зрелый сосновый лес ее существенно снижает.

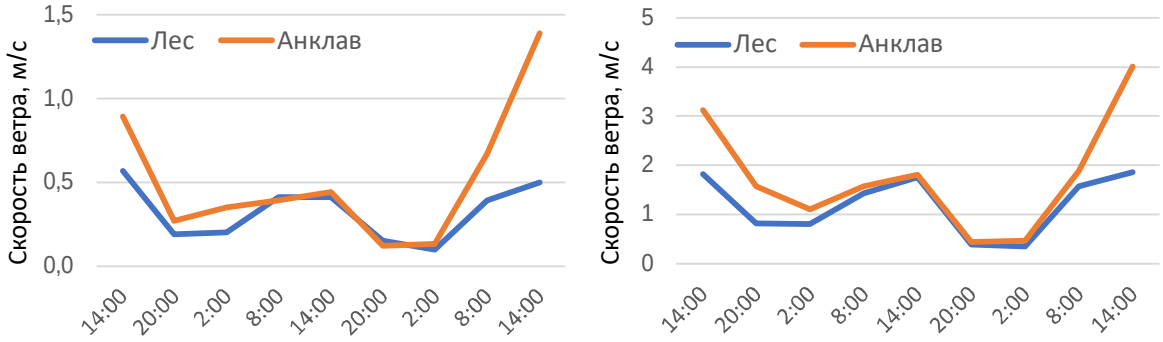


Рисунок 4.8 – Усредненные по высоте значения средней (слева) и максимальной (справа) скорости ветра в пределах модельного раздува с 4 по 6 августа 2020 г.

Механизм эолового переноса в пределах модельного раздува наблюдался 15 августа 2021 г. Во второй половине дня средняя скорость ветра на высоте 10 м во время срочных измерений на метеостанции Надым (измерения проводились после переноса метеостанции на участок оголенных песков) в 15 и 18 ч составляла 6 и 7 м/с соответственно, при порывах до 14-15 м/с. Температура воздуха фиксировалась в пределах 17,1-18,4°С, относительная

влажность – 62%. В данных условиях происходил практически непрерывный перенос песчаного материала следующими способами:

- взвесь – в виде своеобразных клубов и языков песка высотой до 10 м, которые переносились непосредственно с поверхности раздува на заболоченные участки первой надпойменной террасы р.Надым (рисунок 4.9);
- волочение – в виде своеобразных песчаных потоков и плащей, которые волнами проходили по подветренным склонам дюнного микрорельефа под различными углами.



Рисунок 4.9 – Эоловый перенос песка во взвешенном состоянии, южная граница модельного раздува, 15 августа 2021 г. (фото О.С. Сизова)

Переносу подвергался сухой песок, который имел более светлый оттенок по сравнению с песчаной поверхностью. Наблюдений сальтации и рептации не проводилось из-за отсутствия необходимого оборудования, однако участие данных способов в переносе не вызывает сомнения.

Натурные наблюдения на примере модельного раздува в нижнем течении р.Надым позволяют выделить ограничивающие условия, при которых возможен эоловый перенос:

- средняя скорость ветра на высоте 10 м – не менее 6 м/с;
- температура воздуха – не менее 15°С;
- относительная влажность воздуха – не более 80%;
- суммарное количество осадков – не более 1 мм.

Суммарное за каждый год количество сроков наблюдений на метеостанции, при которых выполняются указанные выше условия, условно можно назвать как *относительный климатический потенциал эолового переноса (*$Э_п$). Ниже, на рисунке 4.10, показана динамика $Э_п$ по данным метеостанции Надым за 1966-2023 гг. На графике хорошо видно, что повышенные значения $Э_п$ наблюдались в 2000-2016 гг., а наименьшие – в 2017-2019 гг. В последнем случае значения $Э_п$ хорошо коррелируют с минимальными значениями эоловой аккумуляции в пределах модельного раздува, полученными в ходе наземных измерений (см. раздел 2.5.3). В течении года большая часть наблюдений, при которых выполняются ограничивающие условия, отмечается в июне и июле (31,4 и 38,5% соответственно)

Многолетние данные о температурном режиме верхнего (до 40 см) слоя почвогрунтов в целом подтверждают полученные ранее выводы. Результаты измерений в усредненном виде приведены в таблице 4.2 и на рисунке 4.11, среднегодовой ход температуры на всех рассмотренных участках (глубина 20 см) показан на рисунке 4.12, детальные графики за

каждый год приведены в Приложении Н. По итогам наблюдений можно выделить несколько характерных особенностей:

- в зимний период даже в периоды длительных морозов наибольшее промерзание верхнего слоя происходит только на вершине дюны (в среднем до -11-12°С) – этому способствует практически полное отсутствие растительности, пористая структура песка и сниженная мощность снежного покрова (результаты снегосъемки приводятся в разделе 2.5.4). В междюнном понижении промерзание уже не такое значительное (в среднем до -4-5°С), чему способствует накопление снежного покрова и повышенное содержание мелких фракций (см. раздел 2.5.4). На всех остальных участках вне зависимости от длительности и силы мороза температура уже с глубины 7 см в среднем снижается только до -1-2°С;

- в летний период на всех участках, где отсутствует лесная растительность, отмечается значительный прогрев – средние температуры почвы в это время могут даже превышать средние температуры воздуха. Максимальная температура фиксируется для вершины дюны (глубина 7 см) и для растительного анклава (глубина 20 см). Стоит отметить, что одинаково хорошо прогревается как белая поверхность лишайникового редколесья, так и черная поверхность свежей гари. Снижение температуры почвы в 1,5-2 раза лесах по сравнению с температурой воздуха наблюдается в зеленомошных и сосново-багульниковых.

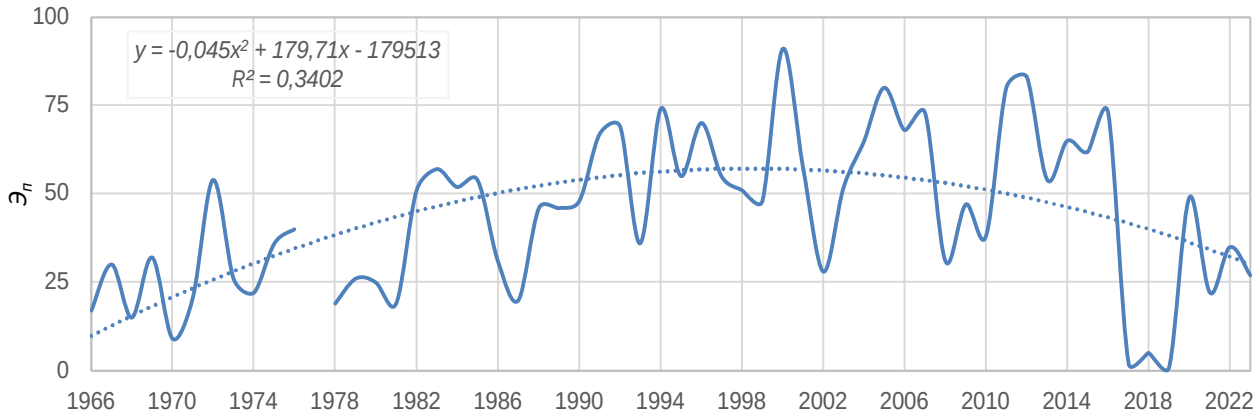


Рисунок 4.10 – Динамика относительного климатического потенциала эолового переноса ($Э_п$) по данным метеостанции Надым за 1966-2023 гг.

Таблица 4.2 – Средние температуры воздуха (метеостанция Надым) и грунта (°С) на различных участках в пределах модельного раздува за 2016-2023 гг.

Участок	10 июня - 31 августа			15 ноября - 10 марта		
	Глубина, см			Глубина, см		
	7	20	40	7	20	40
Воздух	14,6			-19,5		
Вершина дюны	15,5	15,0	14,1	-12,4	-11,6	-10,9
Растительный анклав	14,2	15,4	14,2	-0,3	0,5	0,2
Междюнное понижение	15,2	14,6	13,0	-5,3	-4,5	-4,2
Гарь свежая (август 2020 г.)	14,9	14,5	13,5	-1,5	-0,1	0,3
Беломошник	15,1	14,4	12,3	-2,3	-1,5	-1,1
Сосновый бор на заросших дюнах		9,7	8,6		0,3	0,4
Лес зеленомошный	8,8	6,5	6,3	-1,9	-0,3	-0,1

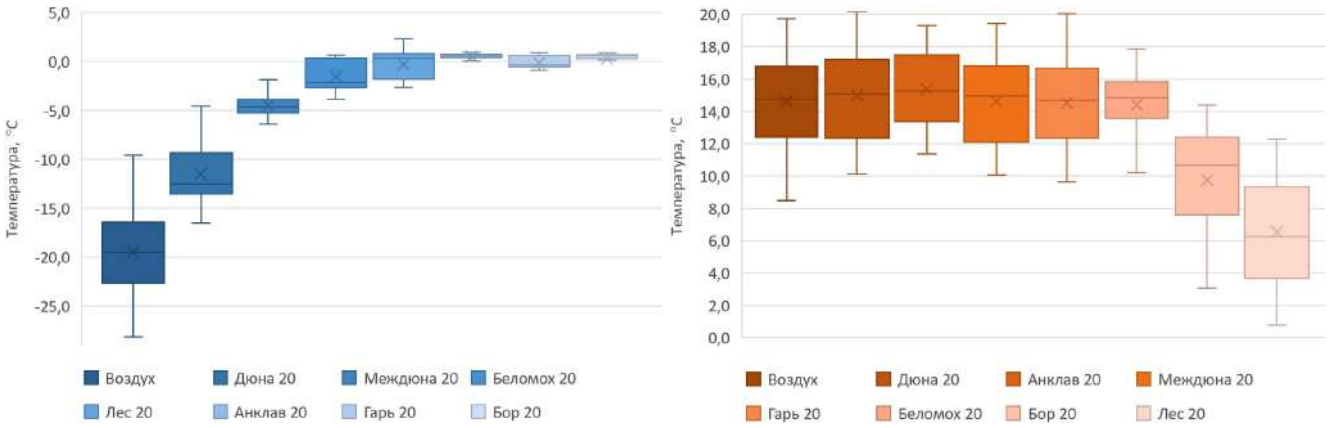


Рисунок 4.11 – Распределение значений температуры грунта на глубине 20 см на различных участках в пределах модельного раздува за 2016-2023 гг.

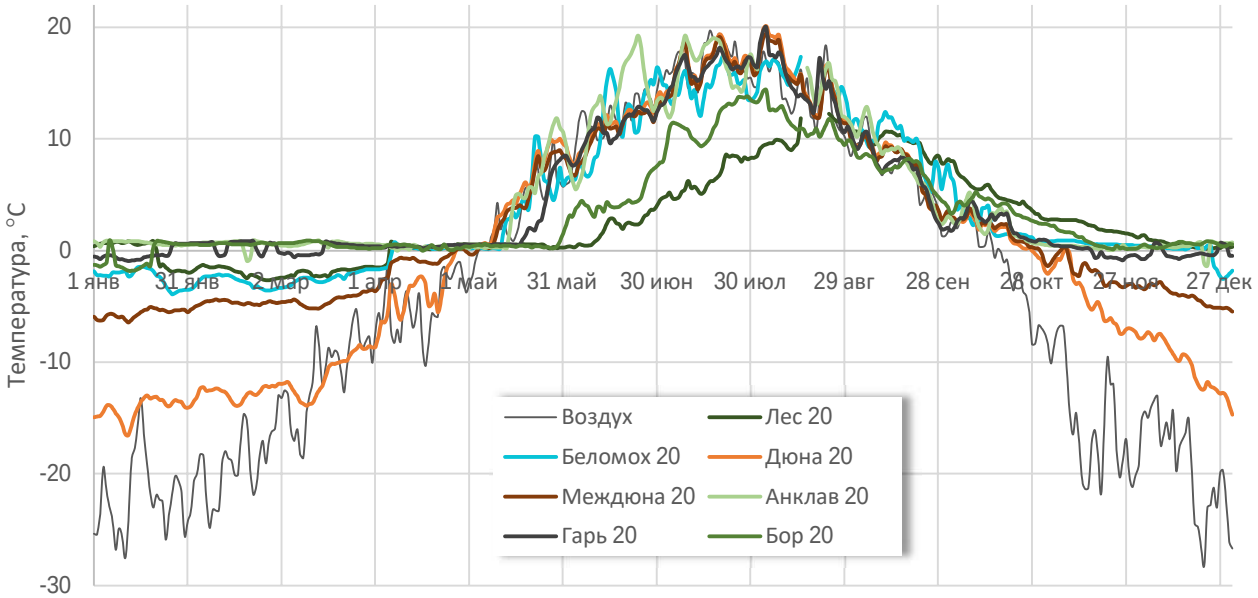


Рисунок 4.12 – Осредненные значения температуры грунта на глубине 20 см на различных участках в пределах модельного раздува и воздуха за 2016-2023 гг.

Таким образом, наибольшие перепады температуры фиксируются для приповерхностного слоя на вершине дюны (27,9°C). Существенное нагревание в летний период приводит к иссушению песка и формированию восходящих потоков воздуха, что дополнительно усиливает ветровое воздействие. При этом повышенный нагрев характерен и для участков стабилизированных дюн, следовательно, термический фактор не является лимитирующим для развития растительности на оголенных песках.

4.3 Геоботаническая характеристика эоловых массивов[1]

4.3.1 Обзор исследований растительности материковых дюн

Ветровая эрозия является основным ограничивающим фактором для развития растительности на поверхности эоловых форм [Bowers, 1982; Tsoar, 2005]. Кроме этого, негативную роль играет бедность песков питательными элементами и недостаток влаги. Однако, закрепление растительности на подвижных песках приводит к накоплению

[1] Геоботанические описания выполнены к.г.н. Н.В. Жеребятьевой в рамках гранта РФФИ

питательных веществ (в частности азота) в верхней части песчаной толщи и улучшению условий для дальнейшего роста [Bowers, 1982]. При этом, даже первичное растительное закрепление снижает мобильность дюны, т.е. требуется более сильное воздействие ветра, чтобы снова активировать эоловый перенос [Bowers, 1982; Tsoar, 2005].

Инициальное формирование материковых дюн Евразии и Северной Америки, как уже отмечалось в главе 1, многочисленные исследователи связывают с периодом последней дегляциации, когда ограниченное развитие растительности происходило на фоне обилия песчаных водно-ледниковых отложений и сильных местных ветров. В дальнейшем, в течение теплого голоцена, при снижении осадков многие дюны периодически становились активными. Так, в Канаде (юго-запад провинции Манитоба) за последние 5000 лет выделяется до 6 циклов увеличения и уменьшения активности дюнного рельефа [Hugenholtz, Wolfe, 2005b]. В настоящее время во многих северных регионах наблюдается постепенная стабилизация эолового рельефа [Rhind et al., 2001; Provoost et al., 2011; Darke et al., 2013]. Таким образом, подвижность или стабильность материковых дюн является результатом противоборства активного ветра и растительности. Это означает, что в процессе моделирования процессов эолового рельефообразования помимо пороговых скоростей ветра, суммы положительных температур и количества осадков необходимо учитывать особенности естественной динамики растительности в конкретных природных условиях [Hugenholtz, Wolfe, 2005a].

Имеющиеся данные предыдущих исследований [Wolfe, Nickling, 1993; Arens, 1996; Arens et al., 2007; Hesp et al., 2013; Keijsers et al., 2015] позволяют сделать вывод о неоднозначном влиянии растительного покрова на скорость эолового осадконакопления. С одной стороны, растительность замедляет скорость воздушного потока над поверхностью задернованных частей дюны, а также внутри растительного полога. Однако при высоких скоростях ветра растительность может способствовать сальтации. В частности, как показали наблюдения на прибрежных авандюнах острова Амланд (Нидерланды), листья растений, прижимаемые ветром к поверхности песка, снижают уровень шероховатости поверхности и способствуют сальтации песчинок вверх по склону на большее расстояние [Ruessink, Jeuken, 2002; Ollerhead et al., 2013; Keijsers et al., 2014]. Кроме того, в результате активного переноса песка часто происходит захоронение растений, увеличивая скорость эоловой аккумуляции (до 4 см/ч) [McKee, Douglass, 1971; Bowers, 1982].

Растительность оказывает влияние также и на пространственную структуру отложений [Hesp, 2002]. Так, на авандюне растительность распространяется в основном за счет бокового расширения существующих пятен, формируя ленты и невысокие гряды [Keijsers et al., 2015]. При этом наблюдается положительная корреляция количества отложений и плотности растительности – хорошо прижившиеся дюнные травы могут выдерживать широкий спектр значений осадконакопления и эрозии [Riksen et al., 2016]. Тем не менее, в большинстве случаев сокращение растительного покрова обычно приводит к увеличению объема переносимого ветром песка [Lancaster, Baas, 1998; Allgaier, 2008; Delgado-Fernandez et al., 2019].

Закрепление дюн растительностью зависит от запасов песка в котловинах выдувания – сокращение доступного песчаного материала приводит к снижению скорости его аккумуляции на дюнах и зарастанию днища котловины [Riksen et al., 2016]. На севере Канады и Северной Америки замедление скорости закрепления дюн связывают с коротким вегетационным периодом [Hugenholtz, Wolfe, 2005b], что справедливо и для других северных регионов.

В любом случае, реакция материковых дюн на изменение климата очень сложна, так как на еще не завершенную восстановительную сукцессию могут накладываться текущие климатические изменения и изменения локального характера, в т.ч. связанные с пожарами и

деятельностью человека. Таким образом, уровень эоловой активности в любой момент времени отражает комбинацию недавних изменений климата и прошлых нарушений, что создает постоянную динамическую обстановку и ограничивает возможность достижения климаксового состояния фитоценозов [Hugenholtz, Wolfe, 2005b].

Вне зависимости от региона распространения, растения, участвующие в восстановительных сукцессиях на подвижных песках, обладают некоторыми общими свойствами:

- толерантность к дефициту влаги и недостатку питательных элементов;
- способность к вегетативному размножению – формированию придаточных корней и быстрому стеблевому росту, позволяющему приподниматься по мере накопления песчаных отложений (вегетативное размножение усиливается за счет того, что активный песок покрывает распростертые стебли, которые затем образуют придаточные корни и новые побеги) [Bowers, 1982; Keijsers et al., 2015];
- способность образовывать симбиотические связи с везикулярно-арбускулярными микоризами, либо с азотфиксирующими бактериями, благодаря чему увеличивается поглощение питательных веществ (особенно фосфора) из почвы;
- способность увеличивать поглощение воды за счет увеличения площади поверхности корней [Bagnold, 1941; Chadwick, Dalke, 1965; Bowers, 1982].

Постепенное увеличение проективного покрытия приводит к накоплению органики, что в свою очередь повышает доступность фосфора в условиях кислых и богатых железом песчаных отложений [Kooijman et al., 2017]. В сочетании с фиксацией азота бактериями, связанными с корнями сосудистых растений, это ведет к еще более интенсивному увеличению плотности растительного покрова и зарастанию дюн [Bowers, 1982].

Закрепление растений сопряжено с очевидными проблемами, которые создает для прорастания семян физическое движение песка, что осложняется сухостью поверхностных слоев [Bowers, 1982]. Поэтому одним из факторов, повышающих вероятность закрепления является увлажнение. В пределах активных эоловых массивов семена высших сосудистых растений обычно прорастают в междюнных понижениях, где песок менее подвижен, и влага находится ближе к поверхности. Именно на таких участках появляются первые пионерные растительные группировки. Исследования в различных регионах мира показали, что именно на таких местообитаниях развиваются гидросерии, доминантами которых на начальных стадиях сукцессий являются корневищные злаки и осоки, часто с обильным участием листостебельных мхов рода *Politrichum*. На более поздних стадиях в зависимости от степени увлажнения они переходят в кустарниковые сфагновые сообщества, злаковые и осоково-злаковые ивняки, ольшанники, березняки или тополевники [Bowers, 1982; Lichter, 1998; Кужугет, 2005; Терёшкин, Терёшкина, 2006; Дулепова, Королюк, 2013; Riksen et al., 2016; Капитонова и др., 2017; Капитонова, 2018; Королёв, Балыкова, 2023].

Геоботанические исследования материковых дюн показали, что сукцессия здесь запускается благодаря насыщению влагой верхних слоев песка после мягкой зимы и влажного лета, что создает благоприятные условия для появления и распространения нитчатых водорослей *Klebsormidium sp.* [Bowers, 1982; Терёшкин, Терёшкина, 2006]. Водоросли склеивают зерна песка, сдерживая их перенос, и создают условия для закрепления на уже менее подвижном субстрате пионерных мхов рода *Politrichum* и *Campylopus,* реже лишайников рода *Stereocaulon,* а также корневищных и дерновинных трав. Мхи и лишайники, постепенно расселяясь по поверхности песка, создают довольно плотные корки («маты»), которые еще более стабилизируют песчаную поверхность и становятся ареной для поселения высших

сосудистых растений и лишайников рода *Cladonia* [Riksen et al., 2016; Капитонова и др., 2017; Капитонова, 2018].

В этом отношении характерным видом-индикатором, присутствующим на голом песке, является лишайник *Stereocaulon sensatum*, содержащий цианобактерии в дополнение к зеленым водорослям, которые обеспечивают фиксацию азота. Со временем пространство между кочками лишайников заполняется мхом *Polytrichum piliferum*, который создает однородный горизонт, состоящий из ризоидов мха [Bowden, 1991]. Постепенно большая часть пространства между отдельными побегами P. *piliferum* заполняется мелкими видами лишайников и редкими травами, особенно кочками видов *Festuca*, а также *Corynephorus canescens*. Наблюдения показывают, что позже расселяются виды с более крупными диаспорами, например *Cladonia Borealis, C. Strepsili,s* и объемные оленьи лишайники, такие как *C. arbuscula, C. portentosa и C. zopfii*. Такое общее увеличение размеров отдельных слоевищ лишайников может быть связано с задержкой воды в верхнем слое почвы и транспирацией растительности, что приводит к созданию более мягкого микроклимата на поверхности песка [Biermann, Daniels, 1997; Bultmann, Daniels, 2001]. Оленьи лишайники могут стать доминирующими и сформировать промежуточную стадию сукцессии, которая может длиться несколько десятилетий.

Дальнейшее развитие сукцессии протекает в направлении усложнения видового состава, увеличения биоразнообразия и площади проективного покрытия растительности [Hasse, 2005]. В случае постоянного поступления песчаного материала первичные островки растительности преобразуются в эолово-фитогенные формы микрорельефа – кочки и бугры, достигающие первых метров в высоту и несколько десятков метров в поперечнике [Кужугет, 2005; Капитонова, 2018; Королёв, Балыкова, 2023].

Процесс закрепления песков ускоряется при появлении подроста древесных растений, в первую очередь представителей рода *Pinus* и *Larix*, которые наиболее устойчивы к олиготрофным и ксерофитным условиям песков. На более увлажненных участках могут прорастать лиственные породы родов *Betula, Salix, Populus*. Конечной стадией такой сукцессии чаще всего становятся сосновые или лиственничные лишайниковые и мохово-лишайниковые леса [Кужугет, 2005; Капитонова, 2018; Лоботросова, 2020].

В зависимости от природных условий этот процесс может затягиваться на столетия [Лоботросова, 2020; Soromotin et al., 2024]. Скорость и вариативность восстановительной сукцессии зависит от риска повторных нарушений в результате природных или антропогенных процессов (пожары, ветровалы, выпас скота, прохождение тяжелой техники и т.д.), что влияет на баланс питательных веществ, в особенности азота.

4.3.2 Растительность эоловых массивов в бассейне р.Надым[1]

В рамках изучения растительности эоловых массивов обследовано 14 участков различной степени зарастания в верхнем и среднем течении р. Надым (рисунок 4.13, таблица 4.3). На каждом из участков проводились стандартные геоботанические описания [Юнатов, 1964] на площадках 10*10 м (всего выполнено 33 описания). На большинстве участков для изучения особенностей структуры и видового состава растительности описания проводились по трансекте от условно фоновых сообществ к нарушенным. Количество площадок зависело от характера рельефа и степени мозаичности растительных сообществ.

[1] Раздел написан на основе публикации «Жеребятьева Н.В., Сизов О.С. Особенности видового разнообразия и структуры растительного покрова на эоловых формах рельефа в долине р. Надым // Географическая среда и живые системы. 2022. № 2. С. 6-24.»

Изученные растительные сообщества условно делятся на 4 группы:

- фоновые лесные сообщества речных террас;
- нарушенные местообитания с локальными песчаными обнажениями;
- обширные песчаные обнажения с подвижными песками (раздувы) (рисунок 4.14);
- растительные анклавы на наиболее пониженных участках песчаных обнажений (раздувов) (рисунок 4.14).

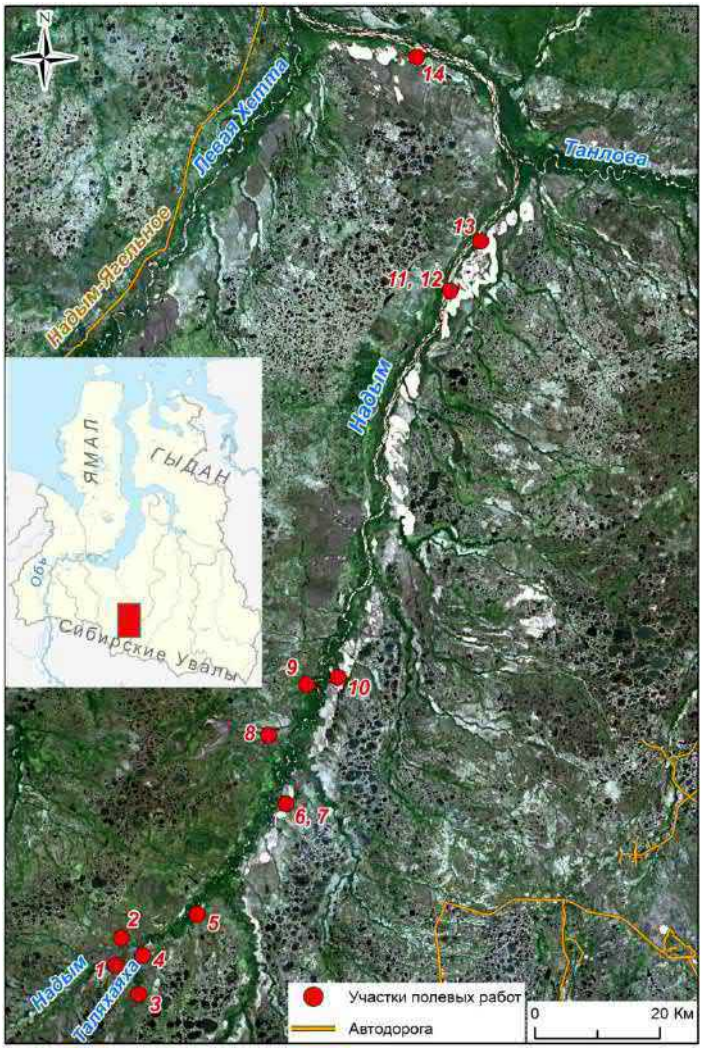


Рисунок 4.13 – Расположение участков геоботанических описаний (июнь 2021 г.)



Рисунок 4.14 – Общий вид песчаного обнажения (раздува) в среднем течении р. Надым (фото О.С. Сизова, 2021)

Таблица 4.3 – Характеристика участков геоботанических описаний

Номер участка	Географические координаты	Геоморфологическое положение	Тип растительного сообщества
1	N63,891390° E72,531979°	Вторая надпойменная терраса р. Надым, нарушенная дефляцией	Травяно-кустарничково-лишайниково-моховые микрогруппировки с фрагментарным древостоем
2	N63,925668° E72,549715°	Вершина камового холма на озерно-аллювиальной равнине	Сосняк кустарничково-мохово-лишайниковый (редколесье)
3	N63,843443° E72,597496°	Вторая надпойменная терраса р. Татляхаяха, нарушенная дефляцией	Пионерные злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки на участках разной стадии закрепления
4	N63,902739° E72,615353°	Вторая надпойменная терраса р. Татляхаяха, нарушенная дефляцией (вблизи устья)	Пионерные злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки на участках разной стадии закрепления
5	N63,952892° E72,799768°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (склон)	Сосняк мохово-лишайниковый в сочетании с сосняком лишайниково-брусничным
6	N64,095923° E73,096635°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (участок песчаного раздува)	Пионерные злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки на участках разной стадии закрепления
7	N64,115039° E73,126719°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (периферия крупного песчаного раздува, закрепленные эоловые пески)	Злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки с фрагментарным древостоем
8	N64,207531° E73,076207°	Вершина камообразного холма на поверхности озерно-аллювиальной равнины	Сосняк злаково-мохово-лишайниковый
9	N64,276897° E73,216518°	Коренной берег озерно-аллювиальной равнины	Лиственничник кустарничково-зеленомошный
10	N64,281926° E73,306812°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (периферия крупного песчаного раздува)	Злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки с фрагментарным древостоем
11	N64,820506° E73,776523°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (центральная часть крупного песчаного раздува)	Пионерные злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки на участках разной стадии закрепления
12	N64,825800° E73,785192°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (центральная часть крупного песчаного раздува)	Растительный анклав. Сосновое кустарничково-сфагново-мохово-лишайниковое редколесье
13	N64,893347° E73,894684°	Вторая надпойменная терраса р. Надым (периферия крупного песчаного раздува, закрепленные эоловые пески)	Злаковые и мохово-лишайниковые микрогруппировки с фрагментарным древостоем
14	N65,163967° E73,723587°	Первая надпойменная терраса р. Надым (центральная часть крупного песчаного раздува)	Растительный анклав. Березово-сосновое вейниково-сфагново-долгомошное редколесье

Ниже представлены результаты описаний растительных сообществ по выделяемым группам местообитаний:

1. Фоновые лесные сообщества речных террас. Растительность в данной группе представлена преимущественно сосновыми и лиственнично-сосновыми кустарничково-лишайниковыми и лишайниковыми лесами. Встречаемость *Pinus sylvestris* L. в составе древостоя первого и второго ярусов составляет 97%, а в составе подроста 100%, меньше встречается *Betula pendula* Roth – 33 и 60% и *Larix sibirica* Ledeb – 40 и 20% соответственно. Лиственница входит в состав древостоя в сообществах, расположенных на склоновых поверхностях. Несмотря на низкое участие в составе древостоя *Pinus sibirica* Du Tour. (встречается на 20% описанных площадок), в составе подроста вид присутствует на 60% фоновых площадок.

Фоновые леса характеризуются отсутствием подлеска, отдельные представители кустарникового яруса *Juniperus communis* L., *Sorbus aucuparia* L. присутствуют только на 47% описанных фоновых площадок. На наиболее увлаженных участках единично встречается *Salix triandra* L.

В травяно-кустарничковом ярусе, общее проективное покрытие которого на фоновых участках составляет от 30 до 60% доминируют кустарнички: *Vaccinium vits-idea* L., *Empetrum nigrum* L., *Ledum palustre* L., в мохово-лишайниковом покрове преобладают лишайники рода *Cladonia* с участием листостебельных мхов, преимущественно *Polytrichum juniperinum* Hedw. Проективное покрытие мхов и лишайников в фоновых лесных сообществах составляет более 60%. В целом для фоновых сообществ характерно высокое задернения почв при сравнительно низком уровне видового разнообразия (до 20 видов, включая представителей всех ярусов).

2. Нарушенные местообитания с локальными песчаными обнажениями. Среди редкого древостоя и в подросте по периферии участков доминирует *Pinus sylvestris* L. На стволах сохранившихся деревьев и стеблях кустарничков встречаются следы низовых пожаров. Интенсивность восстановления напочвенного покрова зависит от площади нарушенного участка, степени увлажнения. Незначительные 100-400 м^2 по площади нарушенные участки, даже находящиеся на наиболее высоких и сухих участках водораздельных равнин или террас, характеризуются достаточно высоким проективным покрытием. В травяно-кустарничковом ярусе на таких участках постоянно присутствие *Vaccinium vitis-idea* L., высоко постоянство *Empetrum nigrum* L. Наиболее высокое проективное покрытие кустарничками наблюдется по периферии нарушенных участков. В центральной части, где скорости ветра выше, основу травяно-кустарничкового покрова составляет дерновинные злаки и осоки *Festuca ovina* L. с участием *Carex ericitorum* Pollich, благодаря которым усиливается закрепление песков. Общее проективное покрытие растений варьирует от 3 до 30%. В напочвенном покрове доминируют лишайники рода *Cladonia*, и *Polytrichum juniperinum* Hedw. (рисунок 4.15). Их проективное покрытие составляет до 30-40% на высоких выровненных участках, на пологих склонах и в понижениях проективное покрытие может достигать 70-80%.

3. Обширные песчаные обнажения с подвижными песками (раздувы). Основная особенность – наступление подвижных песков на лесные участки по периферии раздувов, что со временем приводит к гибели погребенного древостоя (рисунок 4.16).

Вершины подроста мелколиственных пород при закреплении на песках приобретает выраженную кустарниковую форму с прижатыми основаниями боковых ветвей к поверхности дюн, придаточные корни способствуют более прочному закреплению (рисунок 4.17).

Наибольшее задернение на поверхности раздувов формируется под кронами живых деревьев *Pinus sylvestris* L. и *Pinus sibirica* Du Tour (рисунок 4.18). Здесь же наблюдается наибольшая плотность подроста, преимущественно хвойных пород. Общее проективное покрытие травяно-кустарничкового и мохово-лишайникового яруса может достигать здесь 80% и более. В травяно-кустарничковом ярусе преобладают *Vaccinium vits-idea* L. и *Empetrum nigrum* L. Но они не играют существенной роли в закреплении песков на открытых участках.

На выровненных участках в междюнных понижениях, на пологих склонах и в котловинах выдувания наиболее значимую роль в закреплении песков играет *Polytrichum piliferum* Hedw., формирующий крупные по площади дернины, служащие основой для закрепления единичных дерновинных трав, подроста сосны, березы и кедра (рисунок 4.19).

а)  б) 

Рисунок 4.15 – Структура растительного покрова локальных нарушенных участков на песчаных отложениях: а) верхняя часть камового холма; б) вершина холма на высокой надпойменной террасе р. Надым (участок 2) (фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)

а)  б) 

Рисунок 4.16 – Древостой, погребенный подвижными песками (участок 13):
а) начальная стадия на границе раздува; б) сухие вершины погребенных сосен на поверхности одной из дюн (фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)



Рисунок 4.17 – Подрост березы в междюнном понижении раздува (участок 13)
(фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)



Рисунок 4.18 – Характер задернения на поверхности раздува (участок 6)
(фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)

а)  б) 

Рисунок 4.19 – Закрепление песков синузиями *Polytrichum piliferum* Hedw:
а) отдельная дернинка *Polytrichum piliferum* Hedw.; б) пологий склон с сообществом *Polytrichum piliferum* Hedw (фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)

Микросинузии лишайников поселяются в промежутках между дернинками *Polytrichum piliferum* Hedw. Среди лишайников активно участвующих в заселении раздувов наибольшим постоянством характеризуются *Cladonia arbuscula* (Wallr.) Flot. и *Flavocetraria cucullata* (Bellardi.) Karnefelt et a. Thell. Общее видовое разнообразие лишайников почти не отличается от такового в фоновых сообществах, но обилие и проективное покрытие лишайников на поверхности раздувов значительно ниже. Общее проективное покрытие на открытых подвижных песках, на описанных площадках не превышало 20%.

На пологих наветренных склонах невысоких дюн увеличивается роль в закреплении песков у дерновинных трав *Juncus trifidus* L. и *Fectuca ovina* L и корневищных злаков. Небольшие кочки этих растений используются семенами сосны в качестве площадки для прорастания, Семена находят здесь достаточно устойчивые и благоприятные условия для прорастания (дернины поддерживают более благоприятный режим увлажнения, температуры, минерального питания и относительно неподвижный субстрат) (рисунок 4.20).

а)  б) 

Рисунок 4.20 – Дернинки *Juncus trifidus* L. (а) и с поселившимся на них подростом *Pinus sylvestris* L. (б) (фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)

4. Растительные анклавы песчаных обнажений (раздувов). Описанные анклавы занимают пониженные участки в центральной части крупных раздувов. Для обоих анклавов характерны местообитания с повышенным увлажнением, что отражается на структуре растительных сообществ, видовом составе (рисунок 4.21). Древостой низкобонитетный, с максимальной плотностью древостоя по границе анклавов. На стволах деревьев видны следы низовых пожаров. В древостое помимо *Pinus sylvestris* L. постоянно встречается *Betula pendula* Roth, а в анклаве на участке 12, редкий подрост *Pinus sibirica* Du Tour. Представители кустарникового яруса *Betula nana* L. и *Salix triandra* L. встречены только в анклаве на участке 14, который характеризуется большим увлажнением и более выраженными признаками заболачивания. Микрорельеф в анклавах грядово-западинный. На более сухих грядах основу травяно-кустарничкового яруса составляют кустарничики семейства Ericacea: *Andromeda polifolia* L. и *Ledum palustre* L., на пределах более сухого анклава эти виды уступают доминирование *Empetrum nigrum* L., *Vaccinium myrtillus* L., *Vaccinium uliginosum* L., *Vaccinium vits-idea* L., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng., *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench.

а)  б) 

Рисунок 4.21 – Структура растительного покрова анклавов: а) участок 12; б) участок 14 (фото Н.В. Жеребятьевой, 2021)

Мохово-лишайниковый покров наиболее разнообразен в первом анклаве, общее видовое разнообразие здесь составило 11 видов, при этом наблюдается хорошо выраженная дифференциация гряд и западин по соотношению мхов и лишайников. На более сухих грядах доминируют лишайники *Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar et Vezda, *Cladonia arbuscula* (Wallr.) Flot., *Cladonia rangiferina* (L.) Nyl., в то время как в западинах 65% проективного покрытия составляют *Sphagnum fuscum* (Schimp.) H.Klinggr. и *Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.) Mitt. Во втором анклаве (участок 14) основу мохово-лишайникового покрова составляет *Polytrichum communis* Hedw., лишайники и сфагнум встречаются здесь единично.

Общее видовое разнообразие всех описанных участков составило 51 вид, в том числе 5 видов деревьев, 4 представителя подлеска, 22 представителя травяно-кустарничкового яруса и 20 вид мхов и лишайников (таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Общий список флоры участков полевых описаний в бассейне р. Надым

N	Наименование вида	Семейство	N	Наименование вида	Семейство
	Древостой		26	*Linnaea borealis* L.	Caprifoliaceae
1	*Pinus sylvestris* L.	Pinaceae	27	*Orthilia secunda* (L.) *House*	Pyrolaceae
2	*Pinus sibirica* Du Tour.	Pinaceae	28	*Persicaria scabra* (Moench) Moldenke	Poligonaceae
3	*Larix sibirica* Ledeb.	Pinaceae	29	*Rorippa palustris* (L.) Bess	Brassicaceae
4	*Betula pendula* Roth.	Pinaceae	30	*Solidago virgaurea* L.	Asteraceae
5	*Picea obovata* Ledeb.	Pinaceae	31	*Tanacetum bipinnatum* (L.) Sch. Bip	Asteraceae
	Подлесок			**Мохово-лишайниковый ярус**	
6	*Sorbus aucuparia* L.	Rosaceae	32	*Cetraria islandica* (L.) Ach.	Parmeliaceae
7	*Betula nana* L.	Betulaceae	33	*Cladonia arbuscula* (Wallr.) Flot.	Cladoniaceae
8	*Juniperus communis* L.	Cupressaceae	34	*Cladonia coccifera* (L.) Willd.	Cladoniaceae
9	*Salix caprea* L.	Salicaceae	35	*Cladonia coniocreacea* (Flörke) Spreng.	Cladoniaceae
	Травяно-кустарничковый ярус		36	*Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar et Vezda	Cladoniaceae
10	*Andromeda polifolia* L.	Ericaceae	37	*Cladonia rangiferina*	Cladoniaceae
11	*Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng.	Ericaceae	38	*Cladonia vercicullata* (Hoffm.) Schaer.	Cladoniaceae
12	*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench	Ericaceae	39	*Cladonia gracilis* (L.) Willd.	Cladoniaceae
13	*Empetrum nigrum* L.	Ericaceae	40	*Cladonia ochrochlora* Flörke	Cladoniaceae
14	*Ledum palustre* L.	Ericaceae	41	*Flavocetraria cucullata* (Bellardi.) Karnefelt et a. Thell.	Parmeliaceae
15	*Vaccinium myrtillus* L.	Ericaceae	42	*Peltigera canina* (L.) Willd.	Peltigeriaceae
16	*Vaccinium uliginosum* L.	Ericaceae	43	*Stereocaulon coralloides* Fr.	Stereocauleaceae
17	*Vaccinium vits-idea* L.	Ericaceae	44	*Polytrichum communis* Hedw.	Polytrichaceae
18	*Calamagrostis epigeos* (L) Roth	Poaceae	45	*Polytrichum juniperinum* Hedw.	Polytrichaceae
19	*Calamagrostis langsdorffii* (Link) Trin.	Poaceae	46	*Polytrichum piliferum* Hedw.	Polytrichaceae
20	*Carex ericitorum* Poll	Cyperaceae	47	*Sphagnum angustifolium* (C.E.O. Jensen ex Russow) C.E.O. Jensen	Sphagnaceae
21	*Chamaenerion angustifolium* (L.) Scop	Onagraceae	48	*Sphagnum fuscum* (Schimp.) H.Klinggr	Sphagnaceae
22	*Eriophorum vaginstum* L.	Cyperaceae	49	*Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.) Mitt.	Hylocomiaceae
23	*Fectuca ovina* L.	Poaceae	50	*Dicranum polysetum* Sw.	Dicranaceae
24	*Juncus trifidus* L.	Juncaceae	51	*Dicranum congestum* Brid.	Dicranaceae
25	*Juncus filiformis* L.	Juncaceae			

В целом крупные раздувы, несмотря на разреженность и неустойчивость растительного покрова, характеризуется более высоким видовым разнообразием, по сравнению с участками закрепленных песков. Здесь отмечается до 20 и более видов, что соизмеримо, а в некоторых случаях превышает разнообразие фоновых сообществ. Наибольшим видовым постоянством в составе как фоновых сообществ, так и активных раздувов характеризуются лишайники рода *Cladonia* и *Cetraria*, листостебельные мхи рода *Polytrichum*, и кустарнички *Vaccinium vits-idea* L. и *Empetrum nigrum* L., в составе древостоя наиболее устойчивы к дефляционным процессам *Pinus sylvestris* L. и *Betula pendula* Roth. Рост биоразнообразия происходит за счет того, что на ряду с сохранение в видовом составе бореальных видов, появляются условия для заселения характерных представителей злаково-разнотравных псаммофильных тундровых и лесотундровых группировок открытых местообитаний *Tanacetum bipinnatum* (L.) Sch. Bip., *Rorippa palustris* (L.) Bess, *Persicaria scabra* (Moench) Moldenke, *Chamaenerion angustifolium* (L.) Scop, *Fectuca ovina* L. и др. Это во многом связано с разнообразием местообитаний по характеру увлажнения, экспозиции склона.

Наибольшее разнообразие мхов характерно для растительных анклавов в пределах днищ котловин выдувания, где формируются более благоприятные условия увлажнения, на склонах и верхних частях раздувов видовое разнообразие мохообразных сокращается до одного-двух видов рода *Polytrichum*. Разнообразие лишайников возрастает по мере увеличения задернения и формирования более сомкнутого напочвенного покрова на склонах и верхних участках песчаных обнажений, достигая максимума под пологом сосновых и лиственничных лесов. Склоновые поверхности различной крутизны, высоты и экспозиции формируют разнообразие условий местообитания по уровню инсоляции, характеру и степени увлажнения, подвижности субстрата. Это способствует повышению разнообразия высших сосудистых травянистых растений и кустарников [Yang et al., 2019]. Похожие закономерности выявлены в результате наблюдений за динамикой и особенностями распределения растительного покрова на песчаных дюнах в Эстонии [Tilk et al., 2011, 2018], а также в других районах северной тайги и лесотундры Западной Сибири [Лоботросова, 2014; Kapitonova, Aksarina, 2018].

4.3.3 Эолово-фитогенные формы рельефа на севере Западной Сибири

Закрепление растений на поверхности активных или периодических активных песков приводит к формированию специфических форм рельефа, которые принято называть эолово-фитогенными [Арнагельдыев, Костюковский, 1988; Кужугет, 2005; Сизов, 2015]. Особенности формирования эолово-фитогенного рельефа ранее достаточно подробно рассматривались в различных аридных и полуаридных регионах Азии [Гордиенко, 1969; Федорович, 1983; Арнагельдыев, Костюковский, 1988; Кужугет, 2005]. На севере Западной Сибири достаточно высокое разнообразие подобных форм сочетается с относительной однородностью и бедностью видового состава высших сосудистых растений, а также с разреженностью напочвенного покрова [Капитонова и др., 2017]. Этот связано с очевидными преградами для прорастания семян, такими как сухость поверхностных слоев песка, глубокое захоронение переносимым песком вегетативных органов растений, низкое содержание питательных веществ в песке и др. В подобных условиях семена прорастают в междюнных понижениях или аренах выдувания в центре котловин – здесь скорость движения песка снижена, а грунтовые воды находятся ближе к поверхности.

Результаты детальных исследований, проведенных в бассейнах рр. Полуй, Казым, Надым, Пур и на побережье Обской губы, показали, что наиболее распространенными на

данной территории являются эолово-фитогенные бугры и кочки. Они формируются в условиях активного заноса многолетних трав и кустарничков песком, который скапливается между стеблями и корневищами [Кужугет, 2005; Сизов, 2015; Капитонова и др., 2017]. При этом каждое новое поколение популяции прорастает на ранее сформированном слое, обеспечивая таким образом рост кочки/бугра в высоту. Исследования Капитоновой и др. [2017] показывают, что в разрезе таких бугров прослеживается неоднократное чередование слоев песка и гумуса.

Основные виды, участвующие в формировании таких бугров, меняются в зависимости от уменьшения степени увлажнения закрепляемого участка следующим образом. На влажных участках поселяются моховые с *Polirtichum jniperinum*, на которых далее часто закрепляются эпилитные лишайники, кустарничковые водяниковые с *Empetrum nigrum* L., реже толокнянковые с *Arctostachis uva-ursi*. Наиболее сухие и выположенные участки первоначально заселяются водорослями. Формы микрорельефа могут представлять собой как небольшие кочки высотой до 15-20 см и диаметром до 20-25 см, так и бугры высотой до 50 см и диаметром до 4-5 м и более. Общее разнообразие форм можно разделить на следующие подтипы:

Моховые бугры. Довольно широко встречаются на бугристых аренах выдувания и на оголенных песках. Как правило их высота не превышает нескольких сантиметров, по площади они могут занимать до нескольких квадратных метров. Исследования сукцессионных процессов на дюнах показали, что формирование моховых бугров и пятен является одной из пионерных стадий на оголенных песках при длительном снижении скорости ветрового потока и накоплении запаса влаги в нижних слоях песка [Hasse, 2005; Sparrius et al., 2012; Капитонова, 2018]. На этой стадии песок начинают вегетативно заселять мхи *Polytrichum piliferum* и *Campylopus introflexus*. *Polytrichum* распространяется через подземные корневищные побеги, *Campylopus* – через надземные фрагменты побегов. Как правило, заселение мхов наиболее устойчиво на участках, скреплённых нитчатыми или кокковыми водорослями [Hasse, 2005; Капитонова, 2018]. *Polytrichum* может образовывать довольно прочные маты, которые выдерживают механическое воздействие. В случае усиления дефляции они образуют островки, которые возвышаются над участком выдувания (рисунок 4.22).



Рисунок 4.22 – Моховые бугры в долине р. Казым. Небольшие зазоры, появляющиеся в моховом мате в результате вытаптывания или роющей деятельности животных, могут заселяться травами, лишайниками, или быстро затягиваться мхами (фото О.С. Сизова, 2023)

Эолово-мохово-лишайниковые бугры. Существуют лишайники, которые могут заселять оголенные пески, например, представители рода *Stereocaulon* – они способны склеивать

окружающие песчинки вместе с гифами, в результате чего прочно прикрепляются к открытым пескам и, в конечном счете, образуют слоевища на небольших песчаных холмиках [Hasse, 2005]. Однако в большинстве случаев для устойчивого заселения лишайников необходима относительно стабильная поверхность, скрепленная нитчатыми водорослями или уже сформировавшимися моховыми матами (например, *Cladonia diversa, C. macilenta ssp. floerkeana*). Заселение этих участков может происходить через распространение спор. Постепенно лишайники вытесняют пионерные мхи, увеличивая площадь своего проективного покрытия и способствуя поселению более требовательных к почвенному питанию мхов, таких как *Campylopus flexuosus, Pohlia nutans*. По мере дальнейшего развития доминантная роль переходит к кустистым лишайникам рода *Cladina* и *Cetraria* (оленьих мхов или ягеля) (рисунок 4.23а). В отдельных случаях при активной дефляции происходит обтачивание бугров, в результате чего формируются своеобразные мохово-лишайниковые останцы («пьедесталы») (рисунок 4.23б). Дальнейшая дефляция нередко приводит к гибели растений и полному развеванию бугра (останца).

а)  б) 

Рисунок 4.23 – Мохово-лишайниковый бугор в долине р. Казым (а) и мохово-лишайниковый «пьедестал» в районе устья р. Шуга (фото О.С. Сизова, 2018, 2023)

Эолово-травяные бугры и кочки. Закрепление песков травами и древесными формами возможно только в условиях снижения ветровой активности, которая обеспечивается у подножья подветренных склонов, в междюнных понижениях и в нижней части арен выдувания, где ограничены объемы подвижного материала. Уменьшению эолового переноса также способствует увлажнение верхнего песчаного слоя. Пионерные виды заселяющих оголенные участки трав устойчивы как к засыпанию, так и к выдуванию. К таким видам относятся *Acetosella graminifolia, Aconogonon angustifolium, Calamagrostis epigeios* и *Chamerion angustifolium*. На хорошо увлажненных (с близким залеганием грунтовых вод) и обогащенных питательными веществами (за счет ранее заселившихся здесь мхов или водорослей) участках задернение формируется благодаря *Calamagrostis langsdorfii, C. purpurea, Eriophorum scheuchzeri Hopp, E. angustifolium, Equisetum arvense, Juncus alpino-articulatus, Poa supina, Rorippa palustris, Festuca ovina, Deschampsia obensis*. Часто их сопровождают листостебельные мхи из рода *Polytrichum*. На сухом песчаном субстрате произрастают *Juncus trifidus, Festuca ovina, Hieracium umbellatum,* реже *Bromopsis inermis, Elytrigia repens, Secale cereale, Phleum pratense, Deschampsia caespitosa, Equisetum arvense, Luzula sibirica* и др. Эти травы способны закрепляться на песке за счет хорошо развитой корневой системы с большим количеством придаточных корней, что позволяет им не только постоянно подниматься над отложениями песка при засыпании, но и связывать своими корнями песок, образуя устойчивые к выдуванию

пьедесталы (рисунок 4.24). Эолово-травяные кочки, образующиеся в результате аккумуляции песка, могут достигать высоты от 10 до 60 см, диаметр – от 5 до 45 см (рисунок 4.25). [Bowers, 1982; Сумина, Копцева, 2004; Коронатова, Миронычева-Токарева, 2012; Капитонова, 2018]. Важно также отметить, что травяные синузии активно участвуют в закреплении периферических валов и задернении подветренных склонов дюн. При длительном периоде стабилизации травы постепенно могут заменяться лишайниками. При проективном покрытии около 90% на подобных участках поселяется сосна, однако этот процесс может прерываться эоловой активизацией [Bowers, 1982].

Эолово-кустарничковые бугры. Формируются благодаря закреплению кустарничков с ползучей разветвленной корневой системой, способных образовывать придаточные корни: *Empetrum nigrum*, реже *Arctostaphylos uva-usri* и *Ledum decumbens* (рисунок 4.26). Рост таких бугров зависит от скорости ежегодного нарастания наземной части кустарничков над песчаными наносами, при этом скорость прироста не каждый год может превышать скорость аккумуляции песка. В результате в разрезе бугров формируется характерное чередование прослоев органики и песка.

а)  б) 

Рисунок 4.24 – Невысокие травяные пьедесталы с *Juncus trifidus* в долине р. Казым (а) и с *Calamagrostis epigeios* в районе г. Муравленко (б) (фото О.С. Сизова, 2020, 2023)

а)  б) 

Рисунок 4.25 – Травяные кочки с доминированием *Calamagrostis epigeos, Festuca ovina* в районе устья р. Шуга (а) и в районе истока р. Полуй (фото О.С. Сизова, 2018, 2022)

а)  б) 

Рисунок 4.26 – Водяниковый бугор в долине р. Казым (а) и кустарничковый бугор с полидоминантный с *Empetrum nigrum, Arctostaphylos uva-usri, Ledum decumbens* в долине р. Сев. Тыдэотта (б) (фото О.С. Сизова, 2021, 2023)

Эолово-древесные бугры. Формируются в условиях преобладающей дефляции за счет скрепляющей силы придаточных корней отдельных деревьев [Bowers, 1982]. Центрами таких бугров в условиях субарктики Западной Сибири являются, как правило, сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*), сосна сибирская (*Pinus sibirica*), реже лиственница (*Larix*). Кроме этого, Капитоновой и др. [2017] описаны бугры с участием березы Каяндера (*Betula cajanderi*), березы плосколистной (*B. platyphylla*), березы тощей (*B. exilis*), ивы Бебба (*Salix bebbiana*), тополя душистого (*Populus suaveolens*). Высота таких бугров может достигать высоты в среднем 3-4 м, диаметр 7-8 м (рисунок 4.27). Механизм образования таких бугров связан с низкой скоростью роста деревьев, на фоне экстремальных климатических и эдафических условий, а также короткого вегетационного периода. Поэтому на песках закрепляются только древесные виды, которые могут образовывать придаточные корни. Эта способность не только ускоряет продольный роста стволов, но и позволяет деревьям получать воду и питательные вещества из расположенных ниже слоев песка [Bowers, 1982].

а)  б) 

Рисунок 4.27 – Эолово-древесный бугор в долине р. Левая Хета (а) и в районе г. Муравленко (б) (фото О.С. Сизова, 2020)

Бугры и валы засыпания со с*мешанным видовым составом*. Формируются на границе песчаных раздувов с подветренной стороны периферических аккумулятивных валов. Переносимый с раздува песок, надвигаясь на границу леса, формирует крутой склон аккумулятивного вала с частично или полностью погребенными деревьями и кустарниками. Постепенно такие валы закрепляются растительностью, видовой состав и разнообразие которой

зависят от видового состава ближайшего лесного массива как основного источника спор и семян (рисунок 4.28). При этом, видовое разнообразие склонов иногда выше, чем окружающих лесных массивов за счет разнообразия эдафических условий (мозаичности микрорельефа, уклона поверхности, степени затенения и т.д.). На начальных стадиях сукцессии доминирующими группами растений на таких склонах являются псаммофитные злаки *Calamagrostis epigeios* и *Festuca ovina,* к которым по мере закрепления и накопления органики присоединяются более требовательные к условиям среды лесные и лугово-лесные виды*: Pyrola minor, Solidago lapponica, Antennaria dioica, Achillea millefolium* и др.

а)  б) 

Рисунок 4.28 – Напочвенный покров задернованного склона бугра засыпания в районе п. Ныда (фото О.С. Сизова, 2020)

В пределах заболоченных днищ котловин выдувания формируются гидроморфные сообщества с доминированием болотных и лугово-болотных видов: *Eriophorum scheuchzeri*, *Calamagrostis langsdorffii*, и *C. lapponica*. Также здесь часто встречаются: *Poa alpigena*, *Deschampsia obensis, Agrostis borealis, Euphrasia frigida, Luzula sibirica, Eriophorum scheuchzeri*, *Tripleurospermum hookeri*. В более серверных районах растительность таких участков представлена ерниковым и багульниково-голубичным сфагновым покровом на торфянистых глееватых мерзлых почвах [Капитонова и др., 2017].

4.3.4 Особенности зарастания эоловых форм рельефа

На поверхности песчаных дюн в зависимости от местоположения растительность образует сопряженные зоны с различными условиями и структурными особенностями фитоценозов [Лоботросова, 2020]:

- наветренный склон – характеризуется максимальным ветровым воздействием и полным отсутствием растительности;
- вершина – растительность представлена пижмово-овсяницевым фитоценозом;
- подветренный склоны – растительность представлена овсянице-вейниковым фитоценозом;
- междюнная котловина – растительность представлена овсянице-политриховым фитоценозом.

Наиболее развиты растительные сообщества вершины и подветренного склона. Схематично геоботанический профиль дюны показан на рисунке 4.29, детальное описание каждой зоны дано в работах [Лоботросова, 2020; Soromotin et al., 2024]. Скорость и успешность

закрепления подвижных песков в целом зависит от площади песчаных обнажений, средней скорости ветра и количества увлажнения. При устойчивом снижении ветровой нагрузки зарастание песка сопровождается вытеснением псаммофитов и заселением представителей местной флоры растительных сообществ, приспособленных к песчаным почвам. А.В. Соромотин [2024] и С.А. Лоботросова [2020] выделяют для северотаежных условий Западной Сибири отдельный тип первичной сукцессии – эоловую экзогенетическую (аллогенную), которая может быть циклической или линейной (рисунок 4.30).

Циклическая сукцессия на подвижных песках соответствует закономерной смене растительности на основных элементах эолового микрорельефа (наветренный склон, вершина дюны, подветренный склон, междюнная котловина) и включают следующие стадии:

I – отсутствие растительности – наблюдается на наветренных склонах гряд или дюн, которые представляют собой первичный экотоп для заселения;

II – заселение на песчаной поверхности дерновинных видов (например, овсяница овечья), которые создают препятствия для перемещения песка в виде микробугорков, осваиваемых длинокорневищными и стержнекорневыми видами (пижма дваждыперистая и др.);

III – снижение ветровой нагрузки и развитие длинокорневищных, дерновинных и стержнекорневых злаков – фитоценозы одноярусные, общее проективное покрытие достигает 20-25%, доминирует вейник Лангсдорфа и овсяница овечья, присутствуют ястребинка зонтичная, щавель злаколистный, возможно присоединение ив и берез.

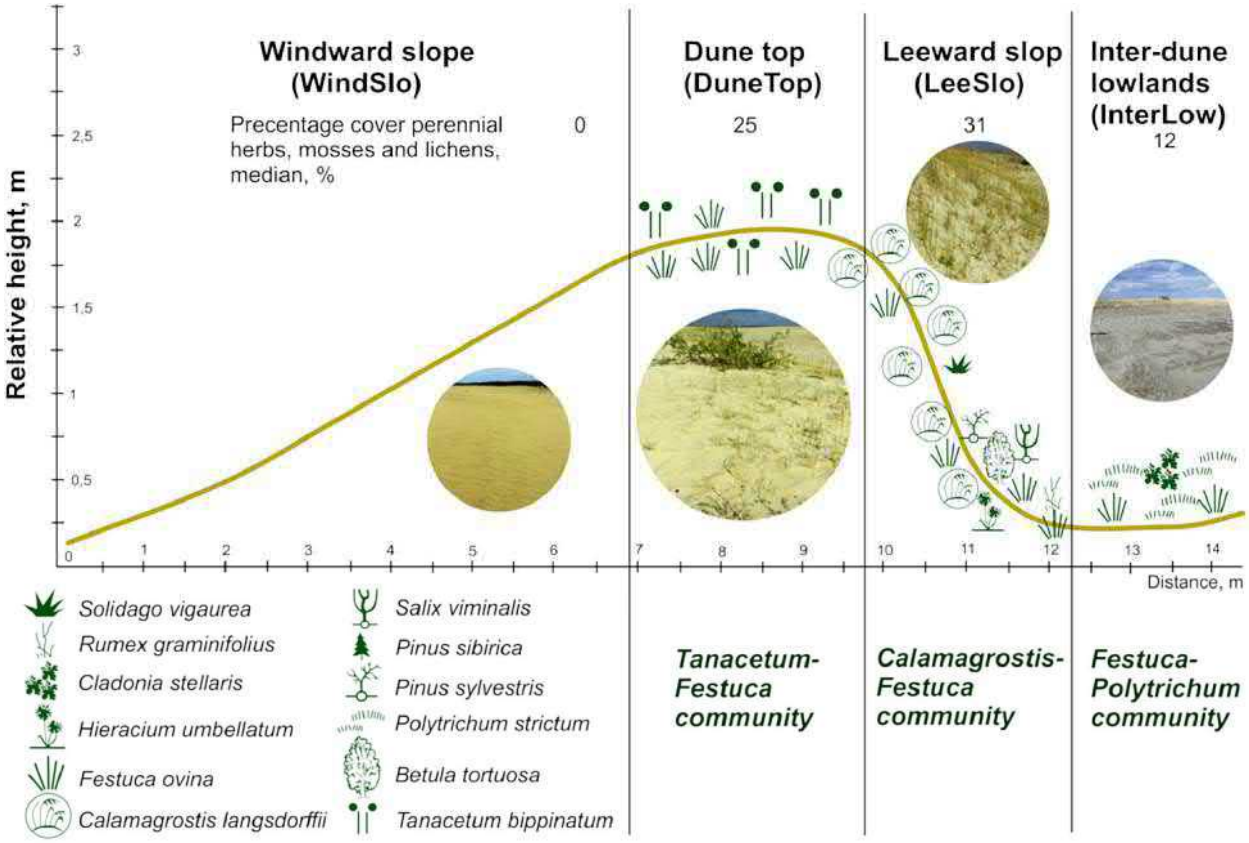


Рисунок 4.29 – Поперечный геоботанический профиль активной дюны в центральной части модельной котловины выдувания [Soromotin et al., 2024]

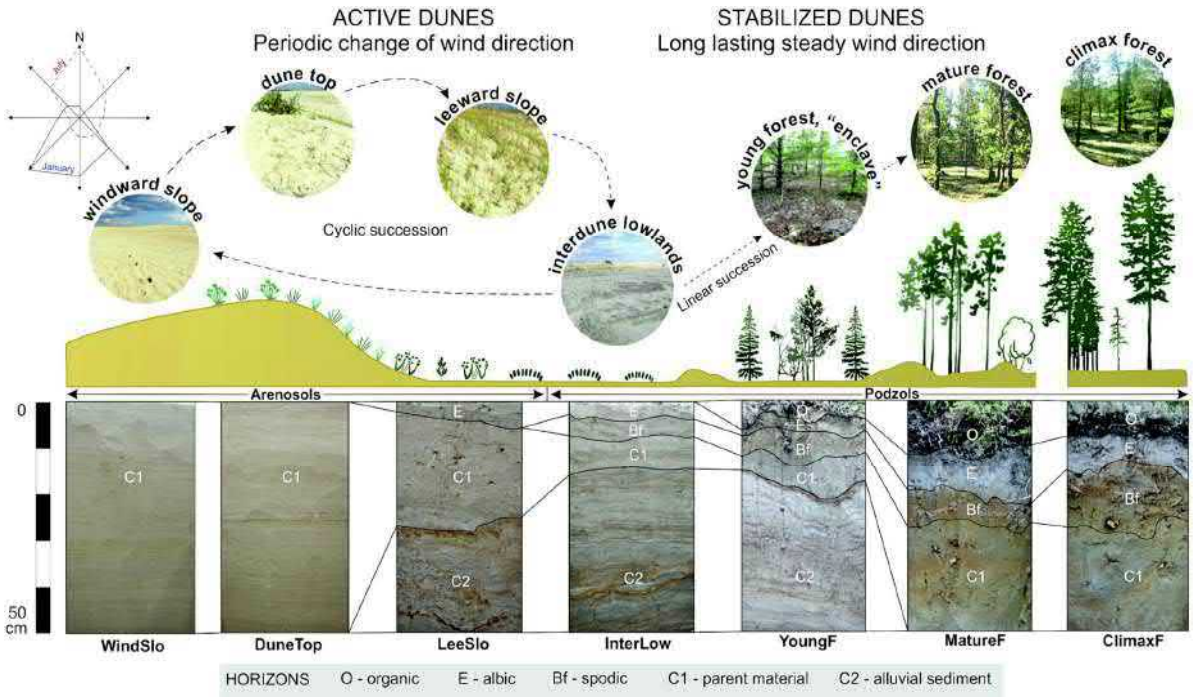


Рисунок 4.30 – Сукцессия фитоценозов песчаного раздува [Soromotin et al., 2024]

Линейная сукцессия развивается при дальнейшем снижении ветровой нагрузки и включает следующие стадии:

IV – формирование мохового яруса в междюнных котловинах – заканчивается образованием овсянице-политриховых фитоценозов на супесчаном субстрате; к овсянице овечьей присоединяются споровые растения (политрихум и кладония), а также всходы сосны сибирской;

V – образование растительного анклава, в котором поселяются лишайники и некоторые виды кустарничков (багульник, голубика, черника), а также всходы деревьев (сосна обыкновенная, сосна сибирская, береза извилистая) и кустарников (ива прутовидная); результатом является лиственнично-сосновый мохово-лишайниковый фитоценоз.

В случае полного зарастания подвижных песков завершающей стадией прогрессивной сукцессии (VI) являются сосновые или лиственничные лишайниковые леса и редколесья на автоморфных подзолистых почвах [Капитонова и др., 2017; Лоботросова, 2020; Soromotin et al., 2024]. Более детальное описание каждой стадии эоловой экзогенетической сукцессии приводится в работах [Лоботросова, 2020; Soromotin et al., 2024]. Описанные выше эолово-фитогенные формы рельефа могут представлять различные стадии восстановительной сукцессии на сравнительно небольшой площади (рисунок 4.31). Степень выраженности отдельных стадий зависит от мозаичности эдафических условий, активности ветра, локальных механических нарушений в результате антропогенных или природных процессов.

Для оценки реакции травянистой растительности на эоловое воздействие в южной части модельного раздува на наиболее возвышенном наветренном участке аккумулятивного вала была заложена геоботаническая площадка 10×10 м (рисунок 4.32). Кроме этого, в центральной части раздува был заложен геоботанический профиль, пересекающий две активные дюны и междюнное понижение. С 2013 по 2022 гг. здесь проводились описания видового состава (встречаемости), проективного покрытия (по сетке Раменского) и средней высоты растений[1] (сводные результаты по геоботанической площадке приведены в таблице 4.5).

[1] Геоботанические описания выполнены к.б.н. С.А. Лоботросовой в рамках гранта РФФИ



Рисунок 4.31 – Участок раздува с проявлением разных стадий прогрессивной сукцессии от моховых и кустарничковых бугров в центре массива, лиственнично-кустарничковых, лиственнично кустарничково-лишайниковых и березово-злаково-кустарничковых бугров ближе к периферии раздува и условно коренных лиственнично-лишайниковых редколесий по границе раздува (терраса р. Сев. Тыдэотта, фото О.С. Сизова, 2021)

а)



б)



Рисунок 4.32 – Геоботаническая площадка в южной части модельного раздува (фото О.С. Сизова, а – 2018; б – 2022 г.)

Таблица 4.5 – Результаты ежегодных (2013-2022) описаний геоботанической площадки, расположенной в южной части модельного раздува

Название вида	*Lárix sibírica dead*	*Calamagrostis langsdorffii*	*Rumex graminifolius*	*Festuca ovina*	*Tanacetum bippinatum*	*Arena*
Встречаемость, %						
2013	3	13	2	93	1	100
2014	1	11	2	92	1	100
2015	0	12	1	91	0	100
2016	0	18	1	92	0	100
2017	0	16	0	100	0	100
2018	0	18	1	100	0	100
2019	0	10	0	100	0	100
2020	0	4	0	100	0,01	100
2021	0	3	0	90	0	100
2022	0	3	0	95	0	100
Степень проективного покрытия, %						
2013	0,4	2,2	0,045	9,82	0	87,13
2014	0,3	1,5	0,01	9	0	90,2
2015	0	2,1	0,01	9,1	0	88,8
2016	0	2,1	0,01	8,91	0	89,7
2017	0	1,74	0	13,25	0	85,01
2018	0	1,82	0,01	12,56	0	87,2
2019	0	1,1	0	10,05	0	88,8
2020	0	0,23	0	8,31	0,01	91,4
2021	0	0,11	0	7,42	0	92,5
2022	0	0,8	0	12,6	0	91,5
Средняя высота, см						
2013	0	69	15	33	20	0
2014	0	61	14	24,7	22	0
2015	0	43	8	19,5	19,6	0
2016	0	35	7	19,8	0	0
2017	0	47,6	0	34,1	0	0
2018	0	48,1	0	35,2	0	0
2019	0	21	0	18	0	0
2020	0	15	0	12	18	0
2021	0	8	0	6	0	0
2022	0	10	0	8	0	0

Анализ динамики растительности в пределах геоботанической площадки показывает, что в 2013-2018 гг. здесь происходит постепенное увеличение проективного покрытия растительности и уменьшение видового разнообразия. Это хорошо соотносится со снижением до минимума климатического потенциала эолового переноса ($Э_п$) и фактическим прекращением эоловой аккумуляции в 2017-2019 гг. по данным реперных наблюдений в пределах модельного раздува (см. разделы 2.5.3 и 4.2).

В 2019-2021 гг. тенденция меняется – с увеличением частоты пороговых ветров (рисунок 4.10) происходит уменьшение проективного покрытия и сокращение видового разнообразия. Если в 2018 г. встречались 5 видов растений, то в 2021 г. осталось 2 вида, при этом доминирующей стала овсяница овечья (*Festuca ovina*) с более высокой степенью обилия, кроме того, сохранился вейник Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*) с меньшим обилием. В 2022 г. на площадке сохранялись также 2 вида с преобладанием овсянницы овечьей (*Festuca ovina*) и уменьшением экземпляров вейника Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*).

Относительно высоты растений можно отметить, что с 2013 г. наблюдается тенденция к ее уменьшению для овсянницы овечьей (*Festuca ovina*) и вейника Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*), поскольку занос песком не прекращается. В 2022 г. отмечаются наиболее разрозненные группировки растений, высотой до 5-10 см (для овсянницы овечьей).

В центральной части котловины для геоботанического профиля наблюдается активное передвижение песчаных масс, вследствие чего происходит непрерывная смена растительных ассоциаций. В результате этого происходит выбывание отдельных видов, например, на вершине дюны с 2013-2014 гг. заметно снизилась встречаемость ястребинки (*Hieracium umbellatum L. s.l.*), пижмы дваждыперистой (*Tanacetum bippinatum*), в 2018 г. повысилась встречаемость золотарника *(Solidágo virgáurea).* За 2019-2022 гг. видовое разнообразие сократилось – исчезли такие виды как ястребинка (*Hieracium umbellatum L. s.l.*), пижма дваждыперистая (*Tanacetum bippinatum*). В единичном виде отмечен золотарник *(Solidágo virgáurea)* на подветренном склоне. Отдельные экземпляры древесных видов приобрели признаки угнетения.

В целом по ежегодным наблюдениям хорошо заметно, что травянистая растительность достаточно гибко и оперативно реагирует на изменение интенсивности эолового воздействия. При его устойчивом уменьшении (несколько лет подряд) происходит заметное увеличение видового разнообразия, высоты и площади проективного покрытия. При усилении наоборот видовое разнообразие сокращается, растения приобретают угнетенные формы. Стоит также отметить, что динамика травянистой растительности устойчиво коррелирует с динамикой эоловых наносов и с частотой наблюдений ветров, превышающих пороговые значения в период положительных температур.

Оценка реакции древесных пород на эоловую аккумуляцию проводилась путем изучения динамики ежегодного радиального прироста засыпаемых деревьев по периферии модельного раздува. Всего было апробировано 51 дерево – 36 лиственниц и 15 кедров[1]. В качестве контроля использовалась площадка к западу от раздува (25 лиственниц) и площадка в районе аэропорта (14 лиственниц). Таким образом, общая выборка составила 180 кернов с 90 деревьев (керны отбирались с двух противоположных радиусов ствола каждого дерева).

Засыпаемые деревья были разделены на три основные группы:

- на западной границе раздува – 15 лиственниц с относительно задернованных периферических валов (покрытых маломощным покровом из брусники, толокнянки, арктоуса альпийского и пионерного разнотравья);
- на южной границе раздува – 14 лиственниц и 11 кедров с периферических валов;
- на северной границе раздува – 7 лиственниц и 4 кедра.

Для каждой группы рассчитаны средние значения прироста по двум радиусам ствола, а затем в программе ARSTAN построены обобщенные хронологии по индексам прироста, включая контрольные пробные площади. В хронологиях исключены кривые большого роста по каждому дереву.

Анализ полученных графиков (рисунок 4.33) показал, что в целом динамика прироста засыпаемых по периферии раздува лиственниц и кедров практически не отличается от динамики прироста деревьев на контрольных участках – многолетние колебания в целом повторяются и ожидаемого угнетения у засыпанных деревьев не наблюдается. При этом у кедров начиная с 2017 г. прирост даже увеличивается, в отличие от лиственниц (как засыпанных, так и на контроле). Причиной этого, по всей видимости, является уменьшение плотности древостоя на границе раздува, что свидетельствует о том, что для хвойных деревьев

[1] Обработка древесных кернов выполнена к.г.н. Ю.Н. Бочкаревым в рамках гранта РФФИ

в северных условиях основным лимитирующим фактором для роста является не доступность питательных веществ и влаги, а освещение и тепло.



Рисунок 4.33 – Осредненная хронология по индексам прироста

Также заметно, что в 1952 г. прирост лиственниц как на границе раздува, так и в районе аэропорта значимо увеличился по сравнению с контрольной пробной площадью в районе раздува. Скорее всего, это связано с лесными пожарами в связи со строительством железной дороги (в районе устья р.Хейгияха в этом время функционировал лесозаготовительный пункт) [Гриценко, Калинин, 2010]. В результате пожара увеличилось освещение у сохранившихся лиственниц, при этом после 1980 г. динамика прироста выровнялась.

Таким образом, древесная растительность, демонстрирующая довольно высокую степень устойчивости к механическому воздействию эоловых наносов, выступает в качестве естественного барьера для расширения котловин выдувания. Для некоторых изученных раздувов в бассейне р.Надым хорошо заметно, что их более активное расширение происходит на участках общей границы с поймой или верховыми болотами, где отсутствует полноценный лесной покров.

Другим важным лимитирующим фактором для расширения котловин выдувания, согласно А.А. Земцову [1976], является уровень грунтовых вод. Полевые и дистанционные наблюдения показывают, что существует два возможных сценария развития при достижении днищем раздува верхнего водоносного горизонта:

- при переменной влажности происходит накопление мелкодисперсного материала, однако восстановление растительности оказывается затруднено и потенциал эоловой активности сохраняется (рисунок 4.34, 5.35), что подтверждает мнение Р. Флинта [Flint, 1947] о ключевом влиянии режима увлажнения на устойчивость оголенных песков;
- при постоянном уровне влажности песок стабилизируется, и в пределах днища котловины происходит полноценная сукцессия, либо образуется заболоченный и заторфованный водоем.

В долгосрочной перспективе развитие болотных массивов приводит к полному затоплению котловины, за исключением наиболее возвышенных участков валов засыпания, где по причине повышенной влажности отсутствует древесная растительность, но продолжается процесс дефляции [Сизов, 2015]. В этом случае сосново-лишайниковые леса замещаются мохово-кустарничковой растительностью.



Рисунок 4.34 – Временный водоем в центральной части котловины выдувания, верховья р. Пякупур (фото О.С. Сизова, 2020)

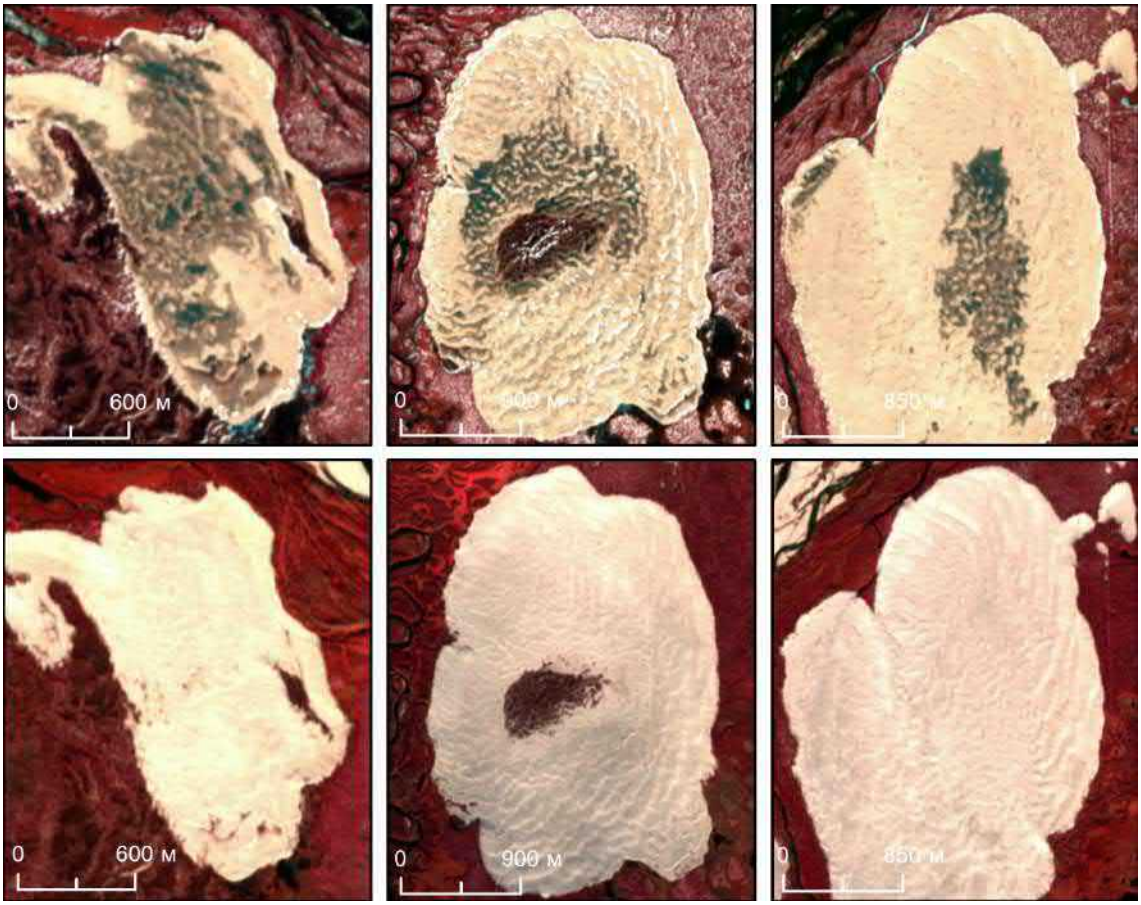


Рисунок 4.35 – Сезонное подтопление котловин выдувания в среднем течении р. Надым: верхний ряд – 10 мая 2021 г.; нижний ряд – 28 сентября 2021 г. (съемка Sentinel-2©ESA)

В целом, сосново-лишайниковые редколесья, приуроченные к эоловым отложениям, помимо северо-таежной зоны Западной Сибири довольно широко распространены на севере Европейской части России (Мурманской, Архангельской и Ленинградской областях, Республике Коми и Карелии), где их доля составляет порядка 15-20% от общей площади сосновых лесов [Рысин, 1975; Федорчук и др., 2005; Рысин, Савельева, 2008].

Широко развиты редкостойные сосново-лишайниковые леса на территории Канады, в частности в провинции Саскачеван вдоль южного берега озера Атабаска [The Lichens...]. В исследованиях нередко отмечается, что локализация чистых сосновых редколесий во многом совпадает с районами распространения водно-ледниковых (зандровых) и приуроченным к ним эоловых отложений. Общая длительность сукцессионной смены на примере материковых дюн Канады может достигать 200 лет [Hugenholtz, Wolfe, 2005a, 2005b]. При этом, она может растягиваться в случае активизации дефляционных процессов, либо нарушений растительности в результате пожаров или деятельности человека.

В регионах с более влажным и теплым климатом при длительном периоде стабильности лишайниковые стадии по мере накопления биогенного материала и питательных веществ (в первую очередь азота) сменяются травянистыми и затем кустарничковыми сообществами на дерново-подзолистых почвах [Мякушко и др., 1989; Hasse, 2005; Sparrius et al., 2012].

4.4 Противодефляционная устойчивость почвенного покрова

Как отмечалось в предыдущем разделе, в процессе естественного зарастания оголенных песков на заключительном этапе сукцессии формируются сосновые или лиственничные лишайниковые редколесья. Результатом развивающегося параллельно процесса почвообразования являются, как правило, автоморфные альфегумусовые подзолы [Гаель, Смирнова, 1999; Хренов, 2011; Soromotin et al., 2024].

Строение, структура и различные физико-химические характеристики подзолистых почв на севере Западной Сибири за последние 40 лет достаточно хорошо изучены на основе представительной выборки ключевых участков [Сопина, 1982; Васильевская и др., 1986; Смоленцев, 2002; Коркина, 2005; Матышак, 2009; Хренов, 2011]. На примере водораздела Сибирских увалов можно выделить следующие особенности подзолов [Смоленцев, Дитц, 2002]:

- почвенный профиль (1,5-2 м) резко дифференцирован. Состоит из рыхлой слаборазложившейся оторфованной подстилки (*O,* до 10 см), элювиального горизонта (*E,* от 2 до 15 см), иллювиального горизонта (*BF,* до 40-60 см) и почвообразующей породы (*C*);
- в элювиальном горизонте *E* распространены своеобразные подзолистые языки (до 70 см), образование которых связано с деятельностью корневой системы древесных (прежде всего хвойных) пород и, отчасти, с процессами морозобойного растрескивания;
- в иллювиальном горизонте могут встречаться суглинистые псевдоморфозы округлой или каплеобразной формы, связанные с накоплением на поверхности илистых отложений в результате временного заболачивания и высокой проницающей способностью рыхлых почвообразующих песков [Васильевская и др., 1986; Сизов и др., 2017];
- в материнской породе нередко встречается слоистость в виде большого количества тонких желто-охристых псевдофибровых прослоек, соответствующая слоистости покровных эоловых песков (см. раздел 3.2);
- гранулометрический состав – песчаный, с преобладанием фракций мелкого и среднего песка, при этом содержание мелкий фракций (<0,01мм) в целом не превышает 5,0%;
- водный режим – промывной, с высокой водопроницаемостью и очень малой влагоемкостью, по этой причине процессы криогенеза в настоящее время не развиваются, а весеннее протаивание происходит относительно быстро и без образования надмерзлотной верховодки;
- степень кислотности – очень сильнокислая (горизонты *O, OA* и *BF*), сильнокислая (горизонт С) и среднекислая (горизонт Е);

- содержание гумуса – очень низкое (менее 1%), степень насыщенности основаниями также очень низкая, менее 30% от емкости поглощения;
- основными компонентами минеральной части являются силикаты (наиболее устойчивы к процессам почвообразования), алюмосиликаты и феросиликаты – в верхних горизонтах отмечается обогащение кремнеземом на фоне обеднения окислами алюминия и, частично, окислами железа, в нижней части профиля может развиваться повышенное ожелезнение (C_{ff}).

На рассматриваемой территории выделяется, как правило, два основных типа подзолистых почв – собственно подзолы и подзолы глеевые [Смоленцев, 2002; Хренов, 2011] (таблица 4.6, рисунок 4.36).

Таблица 4.6 – Классификация подзолистых почв Сибирских Увалов [Смоленцев, 2002]

Тип	Подтип	Увлажненность	Торфяный горизонт, см
Подзолы	Иллювиально-железистые	нормально увлажненные	нет
Подзолы глеевые	Иллювиально-железистые	слабо переувлажненные	
	Иллювиально-железисто-гумусовые	средне переувлажненные	
	Иллювиально- гумусовые		

а)  б) 

Рисунок 4.36 – Подзол иллювиально-железистый (а) и подзол иллювиально-железисто-гумусовый (б) (фото О.С. Сизова, 2006)

В контексте данной работы основной задачей является оценка противодефляционной устойчивости подзолистых почв. Для этого используется зависимость, разработанная на основе работ Е.И. Шиятого и др. [1971] и А.Л. Андрейчука [1986], которая имеет следующий вид:

$$П_Д=24,7+0,9i-0,3b-0,4d+10,1Г^{0.85}, \quad (8)$$

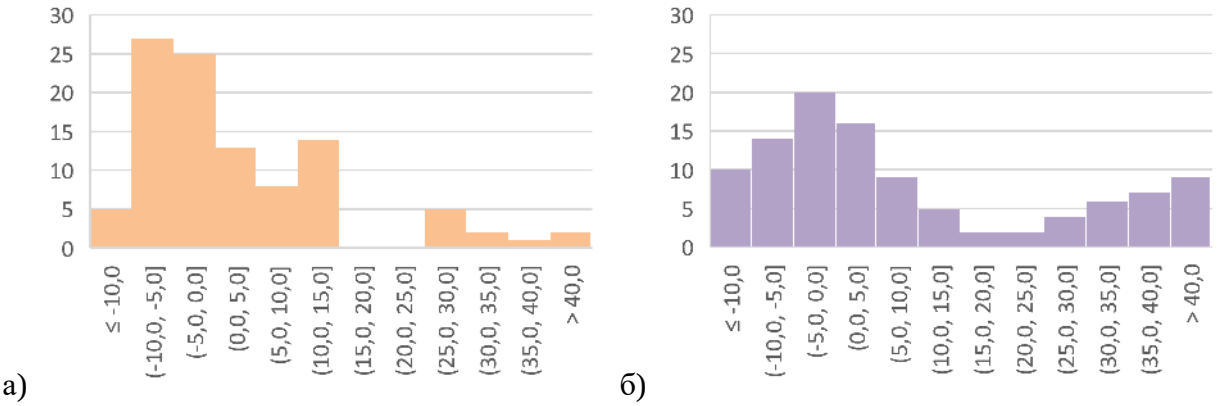
где $П_Д$ – противодефляционной устойчивости почв; i – содержание глины (менее 0,001 мм), %; b – содержание мелко- и среднезернистого песка (0,05-0,25 мм), %; d – содержание крупнозернистого песка (больше 0,25 мм), %; $Г$ – содержание гумуса, %.

Как видно из формулы (8), показатель $П_Д$ учитывает соотношение различных фракций гранулометрического состава, а также содержание гумуса в почве. Расчет может выполняться для каждого почвенного горизонта. Переход от относительного значения $П_Д$ к пороговым скоростям ветра был предложен Г.А. Ларионовым [1993] на основе полевых исследований почв песчаного, суглинистого и глинистого состава (таблица 4.7).

Таблица 4.7 – Противодефляционная устойчивость почв и пороговые скорости ветра [Ларионов, 1993]

Пд	10	15	16-25	26-35	36-50	51-65	66-75	76-85	86-95	>96
Пороговая скорость ветра у поверхности почвы, м/с	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

В качестве фактической основы использовались опубликованные данные, а также результаты собственных исследований подзолов в бассейнах рр. Надым и Пур и в районе водораздела Сибирских увалов [Сопина, 1982; Ведрова, Корсунов, 1986; Смоленцев, 2002; Хренов, 2011; Сизов и др., 2017]. Общая выборка включает 40 почвенных разрезов (по 20 для автоморфных и полугидроморфных подзолов), в которых выделены в общей сложности 206 почвенных горизонтов (расчеты проводились для каждого горизонта). В качестве ориентира нижнего порога продиводефляционной устойчивости используются данные по оголенным пескам активной дюны в пределах модельного раздува (3 местоположения – вершина, наветренный и подветренный склон). Гистограмма значений по всем горизонтам приведена на рисунке 4.37, средние значения по каждому разрезу – в таблице 4.8.



а) б)

Рисунок 4.37 – Распределение значений $П_Д$: а) подзолы; б) подзолы глеевые

Результаты расчетов вполне однозначно подтверждают некоторые эмпирические наблюдения, которые были отмечены ранее предшественниками [Долгилевич, 1981], а именно:

- активная дюна имеет отрицательную устойчивость к ветровому воздействию (ПД=-5,0), что определяется отсутствием гумуса и глинистой фракции;
- среднее значение устойчивости глеевых подзолов ($П_Д$=10,1) несколько выше устойчивости автоморфных подзолов ($П_Д$=2,2); оно соответствует минимальной пороговой скорости 5 м/с у поверхности почвы (согласно таблице 4.7), соответственно для автоморфных подзолов критический порог скорости ветра ниже (согласно представленной в таблице 4.7 общей зависимости – не более 4-4,5 м/с у поверхности почвы);
- дифференциация подзолов явно отражается на распределении значений $П_Д$ – наиболее уязвимы для ветровой эрозии песчаные горизонты, в то время как наличие опада, повышенное содержание гумуса и увеличение глинистой фракции в отдельных случаях могут значительно повысить устойчивость почвы в целом;
- для почти половины горизонтов подзолов и подзолов глеевых (101 из 206) получены отрицательные значения $П_Д$, которые сопоставимы или даже меньше значений подвижных песков, что свидетельствует о крайней неустойчивости подзолистых почв к дефляции.

Таблица 4.8 – Результаты расчета показателя противодефляционной устойчивости для подзолистых почв севера Западной Сибири

	Разрез	Почва	Количество частиц (%) диаметров (мм)			Гумус, %	Пд	Источник
			1-0,25	0,25-0,05	<0,001			
Автоморфный подзол	Высокий бор	Подзол иллювиально-железистый	70,0	23,4	2,4	0,15	-6,4	[Ведрова, Корсунов, 1986]
	Разрез 14	Подзол иллювиалыю-железистый малогумусный мелкий	3,9	70,9	3,6	0,16	7,2	[Смоленцев, 2002]
	Разрез 19	Подзол иллювиально-железистый карманистый малогумусный неглубокий	38,8	45,0	2,3	0,29	1,2	[Смоленцев, 2002]
	Разрез 24	Подзол иллювиально-железистый языковатый малогумусный мелкий	20,9	61,4	4,2	0,15	3,6	[Смоленцев, 2002]
	Разрез 211	Подзол иллювиально-железистый неглубокий	30,7	48,6	2,3	1,44	13,2	[Сопина, 1982]
	Разрез 48	Подзол иллювиально-железистый мелкий	18,3	64,5	4,8	1,31	14,6	[Сопина, 1982]
	Разрез 216	Подзол иллювиально-железистый	42,2	42,9	2,2	1,64	11,6	[Сопина, 1982]
	Участок 31	Подзол иллювиально-железистый языковатый	21,4	55,1	1,1	0,50	6,2	[Сизов и др., 2017]
	Разрез 1/76	Подзол иллювиально-железистый поверхностно-осветлённый песчаный таёжный	19,7	74,2	1,0	0,37	-0,4	[Хренов, 2011]
	Разрез 5/77	Подзол иллювиально-железистый поверхностно-осветлённый песчаный таёжный	33,6	60,0	0,6	0,20	-3,7	[Хренов, 2011]
	Разрез 11/79	Подзол иллювиально-железистый поверхностно-осветлённый связнопесчаный таёжный	28,5	59,5	1,5	0,38	1,1	[Хренов, 2011]
	Разрез 40/77	Подзол языковатый мелкоосветлённый крупнозернистый гравелистый рыхлопесчаный таёжный	89,3	5,0	0,7	0,17	-9,8	[Хренов, 2011]
	Разрез 23/79	Подзол языковатый мелкоосветлённый мелкозернистый рыхлопесчаный таёжный	40,0	54,0	0,0	0,10	-6,1	[Хренов, 2011]
	Разрез 23/79	Подзол языковатый мелкоосветлённый мелкозернистый рыхлопесчаный таёжный	70,1	23,1	0,3	0,16	-8,0	[Хренов, 2011]
	Разрез 61	Подзол иллювиально-железистый	51,9	45,5	0,7	1,08	0,3	[Сизов, 2015]
	Разрез 69	Подзол иллювиально-железистый	42,8	51,4	1,9	1,22	3,9	[Сизов, 2015]
	Разрез 72	Подзол иллювиально-железистый	47,6	38,1	2,1	1,28	7,0	[Сизов, 2015]
	Разрез 98	Подзол иллювиально-железистый	67,0	29,5	1,7	1,72	4,2	[Сизов, 2015]
	Разрез 134	Подзол иллювиально-железистый	36,8	47,5	1,2	0,68	3,4	[Сизов, 2015]
	Разрез 136	Подзол иллювиально-железистый	59,0	36,2	1,9	1,00	0,0	[Сизов, 2015]
	Среднее						***2,2***	
Полугидроморфный подзол	Разрез 17	Подзол глубинно-глееватый иллювиальный среднегумусный неглубокий	20,5	71,0	2,0	0,66	3,6	[Смоленцев, 2002]
	Разрез 21	Подзол глубинно-глееватый иллювиально-многогумусный мелкий	15,9	50,1	14,5	1,47	29,4	[Смоленцев, 2002]
	Разрез 51	Подзол глубинно-глееватый иллювиально-железистый малогумусный мелкий	15,5	77,5	2,4	0,47	2,6	[Смоленцев, 2002]
	Разрез Т-1	Поверхностно-подзолистая глубинно-глееватая	27,2	25,7	6,7	1,42	25,1	[Сопина, 1982]
	Разрез 308	Поверхностно-подзолистая глубинно-глееватая	23,6	36,2	6,4	1,85	26,6	[Сопина, 1982]
	Участок Л1	Подзол глеевый иллювиально-железистый	13,5	45,3	1,2	0,50	12,4	[Сизов и др., 2017]
	Разрез 17/78	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый неглубокоосветлённый связнопесчаный тундровый	34,2	46,6	3,0	2,58	20,1	[Хренов, 2011]
	Разрез 19/79	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый поверхностно-осветлённый связнопесчаный таёжный	39,3	31,5	7,8	1,23	17,7	[Хренов, 2011]
	Разрез 2/87	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый поверхностно-осветлённый супесчаный таёжный	29,3	34,7	10,3	0,86	20,4	[Хренов, 2011]
	Разрез 12/79	Подзол глеевый иллювиально-железистый мелкоосветлённый связнопесчаный таёжный	33,3	57,8	1,0	0,30	-1,5	[Хренов, 2011]
	Разрез 7/87	Подзол глеевый криотурбированный поверхностно-осветлённый рыхлопесчаный таёжный	29,4	47,2	3,0	1,92	18,0	[Хренов, 2011]
	Разрез 40	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый	58,8	36,6	2,2	1,72	5,1	[Сизов, 2015]
	Разрез 57	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый	44,9	41,6	2,0	2,53	17,6	[Сизов, 2015]
	Разрез 117	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый	71,1	22,1	0,6	1,30	1,1	[Сизов, 2015]
	Разрез 118	Подзол глеевый иллювиально-гумусовый	61,3	34,1	1,3	1,78	5,3	[Сизов, 2015]
	Разрез 1	Подзол глеевый иллювиально-железистый	59,6	36,2	1,9	1,00	-0,2	[Сизов, 2015]
	Разрез 12	Подзол глеевый иллювиально-железистый	29,4	50,8	6,0	0,32	6,6	[Сизов, 2015]
	Разрез 53	Подзол глеевый иллювиально-железистый	61,3	34,1	1,3	1,78	5,3	[Сизов, 2015]
	Разрез 89	Подзол глеевый иллювиально-железистый	65,4	29,8	1,1	0,24	-6,8	[Сизов, 2015]
	Разрез 115	Подзол глеевый иллювиально-железистый	65,1	31,0	1,9	0,24	-6,5	[Сизов, 2015]
	Среднее						***10,1***	
	Раздув	Подвижный песок	32,7	61,2	1,9	0,0	***-5,0***	Данная работа

По всей видимости, предложенные ранее значения пороговой скорости ветра для песчаных почв умеренных широт в пределах 6-8 м/с (на уровне флюгера) [Ларионов, 1993; Гаель, Смирнова, 1999; Гендугов, Глазунов, 2007] для северных условий Западной Сибири не превышают 6 м/с, т.е. в целом не отличаются от значений пороговых скоростей ветра для участков оголенных песков (см. раздел 4.1, 4.2).

4.5 Ландшафтная индикация эоловых отложений

В целом, на рассматриваемой территории прослеживается устойчивая и закономерная ландшафтная взаимосвязь эоловых отложений (связанных со зрелыми водно-ледниковыми осадками), лишайниковых редколесий и автоморфных подзолистых почв. Можно согласиться с мнением Мякушко и др. [1989], что слабая дифференциация растительного и почвенного покрова на бедных питательными веществами песках обусловлена устойчивостью (и даже инертностью) кварцевой составляющей, к процессам почвообразования. В этом, собственно, и заключается основная литогенная специфика эдафических условий песчаных почв. При этом, экологически однородные почвенные разности, оцениваемые по ключевым показателям влажности и трофности, приурочены к однотипным элементам и формам рельефа, что позволяет использовать лишайниковые редколесья на подзолах в качестве устойчивого ландшафтного индикатора состава и генезиса отложений материнских пород на обширных по площади территориях [Сизов и др., 2017]. Более дробная ландшафтная дифференциация (мозаичность почвенного и растительного покрова) во многом определяется неоднородностью механического состава материнских пород и приуроченностью к различным элементам мезо- и микрорельефа (склонам, вершинам, понижениям), что создает условия для перераспределения влаги и накопления глинистых частиц.

Указанное выше закономерное ландшафтное сочетание неоднократно отмечалось в работах различных авторов применительно к районам покровных оледенений. Так, например, устойчивая генетическая связь ледниковых (водно-ледниковых) отложений и сосновых лишайниковых лесов на дерново-подзолах выявлены в пределах Украинского Полесья [Мякушко и др., 1989]. На обширном фактическом материале показано, что почвенно-растительный покров здесь формировался под влиянием нескольких оледенений (окское, днепровское), которые привели к образованию конечных морен, гляциодислокаций, а также к накоплению флювиогляциальных и озерных осадков, определивших вещественный состав и мозаичность почвообразующих пород. В результате литологическим основанием широко распространенных сосновых лесов являются кластические (рыхлые) песчаные отложения. Пространственная дифференциация песков связана с их водной и эоловой переработкой (авторы выделяют эоловые, ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные типы песков). Группа ассоциаций наиболее сухих боров (или лишайниковых сосняков) II-IV бонитетов приурочена к дерново-подзолистым почвам на эоловых отложениях. Степень оподзоленности (мощность подзолистого горизонта) связывается с характером материнских пород и положением в рельефе – на склонах и выпуклых элементах рельефа почвы менее оподзолены по сравнению с почвами водораздельных плато и понижений. Также отмечается, что лишайниковые боры возникли в результате зарастания изначально подвижных песков, в настоящее время они наименее устойчивы к антропогенному воздействию.

Сосняки лишайниковые (*Cladino-Pinetum (P.)*) в виде отдельной растительной субассоциации хорошо изучены на территории Русской равнины [Кучеров, Зверев, 2012]. Здесь они встречается на песках (реже на супесях) флювиогляциальных равнин, боровых речных

террас, по склонам песчаных холмов и древнеаллювиальных грив. В Карелии данная субассоциация приурочена к вершинам песчаных озовых гряд и камовых холмов [Скарлыгина-Уфимцева, Плахотина, 1980]. Сосновые леса и подзолистые почвы участвуют в стабилизации дюнных песков в нижнем течении Вычегды (Якимовская дюна) [Zaretskaya et al., 2024]. Примечательно, что в районе распространения карбонатной морены в Вологодской области и на юго-западе Архангельской области лишайниковые сосняки отсутствуют [Гаврилов, Карпов, 1962], однако они развиваются на промывных карбонатных песках в окрестностях Кулогорского плато на севере Архангельской области и на песках, подстилаемых гипсами, в карстовых ландшафтах верховьев Кулоя.

Южнее, на примере заповедника «Большая Кокшага», расположенного в среднем Поволжье, показано [Исаев, Шарафутдинов, 2015], что автоморфные иллювиально-железистые дерново-подзолы формируются на вершинах и склонах древних эоловых массивов под сосняками лишайниковыми, лишайниково-мшистыми, брусничными и липняковыми. Переванию подвергались пески бугристых и пологоволнистых зандровых равнин, которые доминируют в ландшафтной структуре заповедника.

В региональном обзоре почв севера Западной Сибири [Васильевская и др., 1986] к основным типами почвообразующих пород отнесены как суглинки и супеси (сортированные, пылеватые и мореноподобные), так и сортированные пески аллювиального и древнеаллювиального генезиса. При этом отмечается дискуссионность вопроса о наличии покровных оледенений, их периодичности и границах максимального распространения. Отдельно поднимается вопрос о генезисе подзолистых почв на надпойменных террасах р. Надым. Формирование специфичного микрорельефа воронкообразных западин и приподнятых выровненных повышений здесь связывается с мерзлотными процессами – формированием полигональной структуры и повторно-жильных льдов. На примере участка, заложенного в бассейне р. Правая Хета, показано тяготение подзолистых почв к надпойменным хорошо дренированным террасам.

В более позднем обобщении [Хренов, 2011] генезис почвообразующих пород в криолитозоне Западной Сибири также детально не рассматривается. Тем не менее, распространение подзолов связывается с песчаными и супесчаными отложениями, обеспечивающими свободный дренаж и вынос в нижние части профиля органоминеральных комплексных соединений. Отмечено, что песчаные полигенетические породы имеют преимущественно кварцевый состав, минимальное содержание мелких фракций и крайне бедны основаниями. Все типы подзолов ассоциируются со светлохвойной тайгой – сосновыми и лиственнично-сосновыми лишайниковыми и мохово-лишайниковыми лесами.

Детальные исследования природных условий в бассейне р.Вах [Смоленцев, Дитц, 2002] показали, что кустарничково-лишайниково-сфагновые сосновые редколесья являются основной растительной ассоциацией обширных зандровых равнин, выделяемых к югу от водораздела Сибирских Увалов [Вдовин, Проводников, 1965]. Для редкостойных сосняков здесь характерны автоморфные подзолы, сформированные на сухих песчаных отложениях [Смоленцев, Дитц, 2002]. Указывается, что важнейшим фактором почвообразования и дифференциации почвенного покрова выступает рельеф, который определяет перераспределение тепла и влаги, а также продуктов выветривания.

Широкое распространение сосновых лишайниковых редколесий, нередко подверженных дефляции, ранее также отмечено на зандровых песках Сургутской низины [Земцов, 1962; Ильина и др., 1985]. При этом прослеживается сопряженный ряд местообитаний:

- на вершинах песчаных гряд с ягельниковыми редколесьями распространены песчаные поля и котловины выдувания;
- на менее выдуваемых склонах редколесья переходят в сосново-лишайниковые леса;
- у подножья склонов гряд и на плоских слабодренируемых участках развиты заболоченные сосновые сфагновые леса и обширные лишайниково-кустарничково-сфагновые олиготрофные болота [Земцов, 1962].

Поля долинных зандров, сложенных мелкозернистыми и крупнозернистыми песками, и поверхности с ледниковым рельефом выделены С.В. Васильевым [2007] при изучении лишайниково-зеленомошных лесов второй надпойменной террасы р. Левая Хетта. Ледниковые формы рельефа имеют в основании суглинистые и супесчаные отложения (на глубине 2-5 м). Сверху они перекрыты эоловыми или мелкозернистыми песками. Статистический анализ геоботанических описаний показал, что существует закономерность распределения выделенных типов сообществ по геоморфологическим поверхностям, т.е. локализация сообществ определяется разнообразием литологических и геоморфологических факторов. Так, на зандровых участках распространены сосняки лишайниковые с *Cladina mitis – Pinetim cladinetosum mitis*, а для ледникового рельефа характерны сосняки лишайиковые с *Cladina stellaris – Pinetum cladinosum*. При этом в сообществах с *Cladina mitis* вместе с ней содоминируют лишайники *Cl. arbuscula* и *Cl. rangiferina*. Установлено также, что сфагново-лишайниковые редколесья устойчиво отличаются от лишайниково-зеленомошных лесов по обеспеченности грунтовыми водами.

Наглядно парагенетическое сочетание демонстрирует участок второй надпойменной террасы р. Правая Хетта с протяженным обнажением четвертичных отложений (разрез НР-11, рисунок 4.38), которые являются литологическим основанием для сосново-лишайникового редколесья. Общая высота обнажения достигает 12 м.



Рисунок 4.38 – Сочетание водно-ледниковых песков (слева) с эоловыми песками и подзолом иллювиально-железистым (справа), вторая надпойменная терраса р. Правая Хетта, разрез НР-11 (фото О.С. Сизова, 2016)

В общем виде строение ландшафта можно представить следующим образом:

- в нижней части разреза прослеживается толща довольно древних (более 500 тыс. л.н.) светло-серых среднезернистых водно-ледниковых песков с косой и линзовидной

слоистостью; в толще присутствует мелкая галька, у подножья обнажения отмечены относительно крупные (до 30-40 см) угловатые валуны, морфологически напоминающие ледогранники; глинистый или суглинистый водоупор в разрезе отсутствует;

- в верхней части разреза толща серых песков переходит в горизонт аллювиально-эоловых и покровных эоловых песков (общей мощностью 1-1,5 м), с характерной неравномерной волнистой слоистостью;
- на эоловых песках формируется маломощный (до 0,5 м) подзол иллювиально-железистый языковатый;
- на поверхности террасы подзолу соответствует сосново-лишайниковое редколесье, пораженное в июне 2013 г. лесным пожаром.

Таким образом, сосново- и лиственнично-лишайниковые редколесья на подзолистых почвах формируют достаточно устойчивый региональный ландшафтный индикатор песчаного состава почвообразующих отложений и промывного водного режима почв. С высокой долей вероятности песчаные материнские породы здесь будут иметь признаки водной или эоловой аккумуляции и сортировки, а также отличаться бедным минеральным составом. Данная ландшафтная особенность объединяет сервер Западной Сибири с другими районами распространения покровных оледенений на территории Русской равнины, Европы, Канады, Аляски и др.

4.6 Выводы по главе 4

Анализ инструментальных наблюдений на 11 метеостанциях за 1966-2023 гг. показал снижение активности эоловых процессов на севере Западной Сибири, определяемое слабым дефляционным потенциалом ветра и повышенной степенью увлажнения на фоне короткого теплого периода. Медианные значения индекса мобильности дюн M составили 0,4-33,8; климатического показателя ветровой эрозии C – 0,01-3,19. Значение M превышало 100 (локальная активизация эоловой активности) лишь на метеостанциях Марресале (1978, 2000) и Антипаюта (1994-1997, 2005); с 1995 г. наблюдается устойчивое снижение M по всем метеостанциям; наименьшие значения отмечаются в 2017-2019 гг. Значения C больше 10 (повышенный риск развития ветровой эрозии) отмечены только для Марресале (10 из 52 лет наблюдений); Антипаюты (7 из 52 лет наблюдений) и Тарко-Сале (2 из 52 лет наблюдений); по остальным метеостанциям значение C не превышает 1,72.

Тем не менее, в отдельные годы значения климатических показателей достигают необходимого для активизации эолового переноса порогового уровня. На примере нижнего течения р. Надым определены следующие пороговые значения: средняя скорость ветра на высоте 10 м – не менее 6 м/с; температура воздуха – не менее 15°С; относительная влажность воздуха – не более 80%; суммарное количество осадков за предшествующие сутки – не более 1 мм. Суммарное за каждый год количество сроков наблюдений, при которых достигаются пороговые значения, предлагается рассматривать в качестве *относительного климатического потенциала эолового переноса* ($Э_п$). Верификация показателя $Э_п$ по данным натурных наблюдений в пределах модельного раздува за 2013-2023 гг. показала его валидность.

Общее видовое разнообразие растительности эоловых массивов (на примере верхнего и среднего течения р.Надым) составило 51 вид, в том числе 5 видов деревьев, 4 представителя подлеска, 22 представителя травяно-кустарничкового яруса и 20 вид мхов и лишайников. При этом активные раздувы характеризуется более высоким видовым разнообразием (более 20 видов), по сравнению с участками закрепленных песков и фоновыми сообществами.

Разнообразие лишайников возрастает по мере увеличения задернения и формирования более сомкнутого напочвенного покрова на склонах и верхних участках песчаных обнажений, достигая максимума под пологом сосновых и лиственничных лесов. Наибольшее разнообразие мхов характерно для растительных анклавов в пределах увлажненных днищ котловин выдувания.

Наиболее распространенным результатом взаимодействия растительности и эолового переноса в пределах песчаных раздувов являются эолово-фитогенные бугры и кочки. Древесная растительность характеризуется высокой степенью устойчивости к эоловым наносам, в большинстве случаев выступая естественным барьером для расширения котловин выдувания. При длительном снижении ветровой нагрузки зарастание песка сопровождается вытеснением псаммофитов и заселением представителей местной флоры, приспособленных к песчаным почвам. Процесс закрепления подвижных песков зависит от площади песчаных обнажений, средней скорости ветра и количества увлажнения. В целом его можно представить как отдельный эоловый экзогенетический (аллогенный) тип первичной сукцессии, имеющей циклический или линейный характер.

Важным лимитирующим фактором для расширения котловин выдувания, является уровень грунтовых вод. При достижении днищем раздува водоносного горизонта при переменной влажности происходит накопление мелкодисперсного материала, однако восстановление растительности оказывается затруднено и потенциал эоловой активности сохраняется. При постоянном уровне влажности происходит полная стабилизация песка – в этом случае в пределах днища котловины начинается линейная сукцессия, либо постепенно образуется заболоченный и заторфованный водоем.

Закрепление подвижных песков сопровождается формированием автоморфных альфегумусовых подзолов (иллювиально-железистых, иллювиально-гумусовых и др.). Оценка противодефляционной устойчивости подзолистых почв показала, что наиболее уязвимы для ветровой эрозии песчаные горизонты, в то время как наличие опада, увеличение содержание гумуса или глинистой фракции повышают устойчивость почвы.

Сосново- и лиственнично-лишайниковые редколесья на подзолистых почвах формируют достаточно устойчивый региональный ландшафтный индикатор песчаного состава почвообразующих отложений и промывного водного режима почв. *Именно здесь сохраняется максимальный потенциал эоловой активизации.* С высокой долей вероятности материнские породы таких ландшафтов будут иметь признаки водной или эоловой аккумуляции и сортировки, а также отличаться бедным минеральным составом. Данная особенность объединяет сервер Западной Сибири с другими районами распространения покровных оледенений на территории Русской равнины, Европы, Канады, Аляски и др.

5 РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ (ПОСЛЕДНИЕ 50 ЛЕТ)

5.1 Распространение антропогенных оголенных песков

Развитию дефляции на севере Западной Сибири способствует нарушение почвенно-растительного покрова в связи с расширением нефтегазовой инфраструктуры. По официальной оценке на территории ЯНАО по состоянию на 1 января 2022 г. общая площадь нарушенных земель составила 1037 км^2, при этом с 2013 г. практически не наблюдается ее существенного снижения [Доклад..., 2023]. Средняя площадь ежегодно нарушаемых земель составляет 181,4 км^2, максимальное значение отмечено в 2019 г – 336,6 км^2 (рисунок 5.1). Основная площадь нарушений почвенного покрова возникает в ходе строительных и изыскательских работ – в среднем 52% с 2013 по 2021 гг., а также при разработке месторождений полезных ископаемых (включая общераспространенные) – в среднем 58% за аналогичный период.

Средняя площадь ежегодно рекультивируемых земель составляет 64,5 км^2. Доля ежегодной рекультивации стабильно отстает от общей площади нарушений – диапазон значений от 20% (2013) до 63% (2021). Это должно приводить к постепенному увеличению фонда нарушенных земель, что, тем не менее, не подтверждается официальными данными. В докладах также не указывается какие типы ландшафтов подвергаются нарушениям. Следовательно, существует необходимость проведения независимой оценки с выделением оголенных песков антропогенного генезиса, поскольку при отсутствии в течение длительного времени рекультивации они становятся являются очагами развития дефляции [Сизов, 2015].

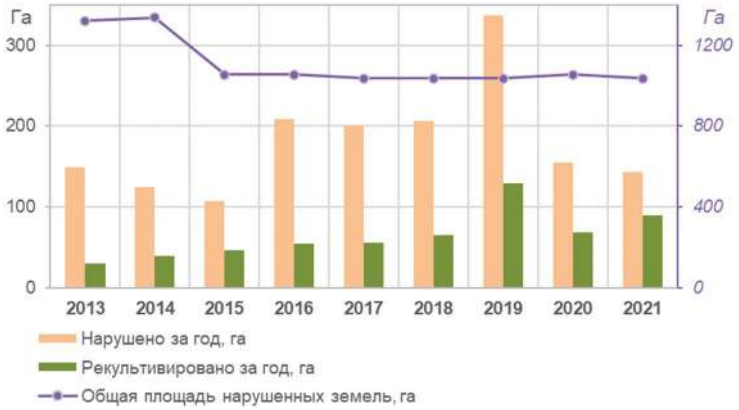


Рисунок 5.1 – Динамика нарушенных земель в ЯНАО за 2013-2021 гг.
(составлено по данным [Доклады...])

В данном разделе рассматривается все районы нефтегазодобычи в пределах Западной Сибири, расположенные к северу от Сибирских увалов. Исходные данные и методика дистанционного исследования подробно описаны в Приложении А. Дополнительно можно отметить, что в процессе редактирования полученной маски оголенных песков в пределах горных отводов месторождений удалялись наиболее крупные промышленные объекты на участках постоянного отвода земли (площадки ДНС, вахтовые поселки), а также затопленные или рекультивированные сухоройные карьеры (детально рассматриваются ниже в разделе 5.2).

Всего по итогам дешифрирования было выявлено 10546 антропогенных участков оголенных песков общей площадью 299,03 км^2 (29% от общей площади нарушенных земель ЯНАО), средняя площадь участка составила 2,84 га, максимальная площадь – 4,26 км^2 (8 участков имеют площадь более 1 км^2).

В административном отношении наибольшая доля оголенных песков антропогенного происхождения выявлена в Пуровском районе ЯНАО – 0,19% от общей площади района или 67,65% от всех объектов данного класса (таблица 5.1). Относительно высокие значения отмечаются также для Надымского, Тазовского и Ямальского районов ЯНАО (10,15%, 9,5%, 6,27% соответственно в данном классе объектов). Совокупная доля остальных районов не превышает 7% для антропогенных объектов.

Таблица 5.1 – Распределение антропогенных участков оголенных песков по административным районам

Административный район (субъект РФ)	Площадь, км^2	Доля, %	Доля в общей площади района, %
Красноселькупский (ЯНАО)	7,91	2,65	0,01
Надымский (ЯНАО)	30,25	10,15	0,03
Нижневартовский (ХМАО)	0,91	0,30	<0,001
Приуральский (ЯНАО)	0,37	0,13	<0,001
Пуровский (ЯНАО)	201,02	67,45	0,19
т.п.а. Дудинка (Красноярский край)	3,38	1,14	<0,001
Тазовский (ЯНАО)	28,30	9,50	0,02
Туруханский (Красноярский край)	5,70	1,91	<0,001
Усть-Енисейский (Красноярский край)	1,45	0,49	<0,001
Ямальский (ЯНАО)	18,68	6,27	0,02

Среди 226 нефтегазовых месторождений, расположенных в пределах рассматриваемой территории, оголенные пески антропогенного происхождения выявлены на 130. Всего закартировано 7989 объектов, средняя площадь составила 2,63 га, максимальная площадь – 3,17 км^2; общая площадь – 214,46 км^2. В таблице 5.2 представлены месторождения, характеризующиеся наибольшими абсолютными и относительными значениями показателейи оголенных песков. В этом плане по абсолютным значениям лидирующее место занимают Уренгойское и Суторминское месторождения, здесь площадь антропогенных песчаных участков достигает 3458,38 и 2120,03 га соответственно. По относительным значениям наиболее высока доля антропогенных участков на Сандибинском и Суторминском месторождениях (3,56 и 3,24% соответственно).

Таблица 5.2 – Месторождения нефти и газа с наибольшей площадью и долей оголенных песков антропогенного происхождения

Название	Площадь антропогенных участков, га	Название	Доля антропогенных участков, %
Уренгойское	3458,38	Сандибинское	3,56
Суторминское	2120,03	Суторминское	3,24
Вынгаяхинское	802,79	Апакопурское	2,82
Ямбургское	703,00	Чатылькинское	2,23
Восточно-Таркосалинское	629,97	Барсуковское	2,21
Сугмутское	568,47	Вынгаяхинское	2,07
Бованенковское	549,48	Северо-Янгтинское	2,02
Русское	525,46	Спорышевское	1,93
Вынгапуровское	523,98	Новопурпейское	1,84
Комсомольское	522,07	Муравленковское	1,76
Муравленковское	517,87	Русское	1,64
Еты-Пуровское	509,85	Ево-Яхинское	1,52

Пространственное распределение современного антропогенного эолового рельефа отличается неравномерностью (рисунок 5.2, 5.3).

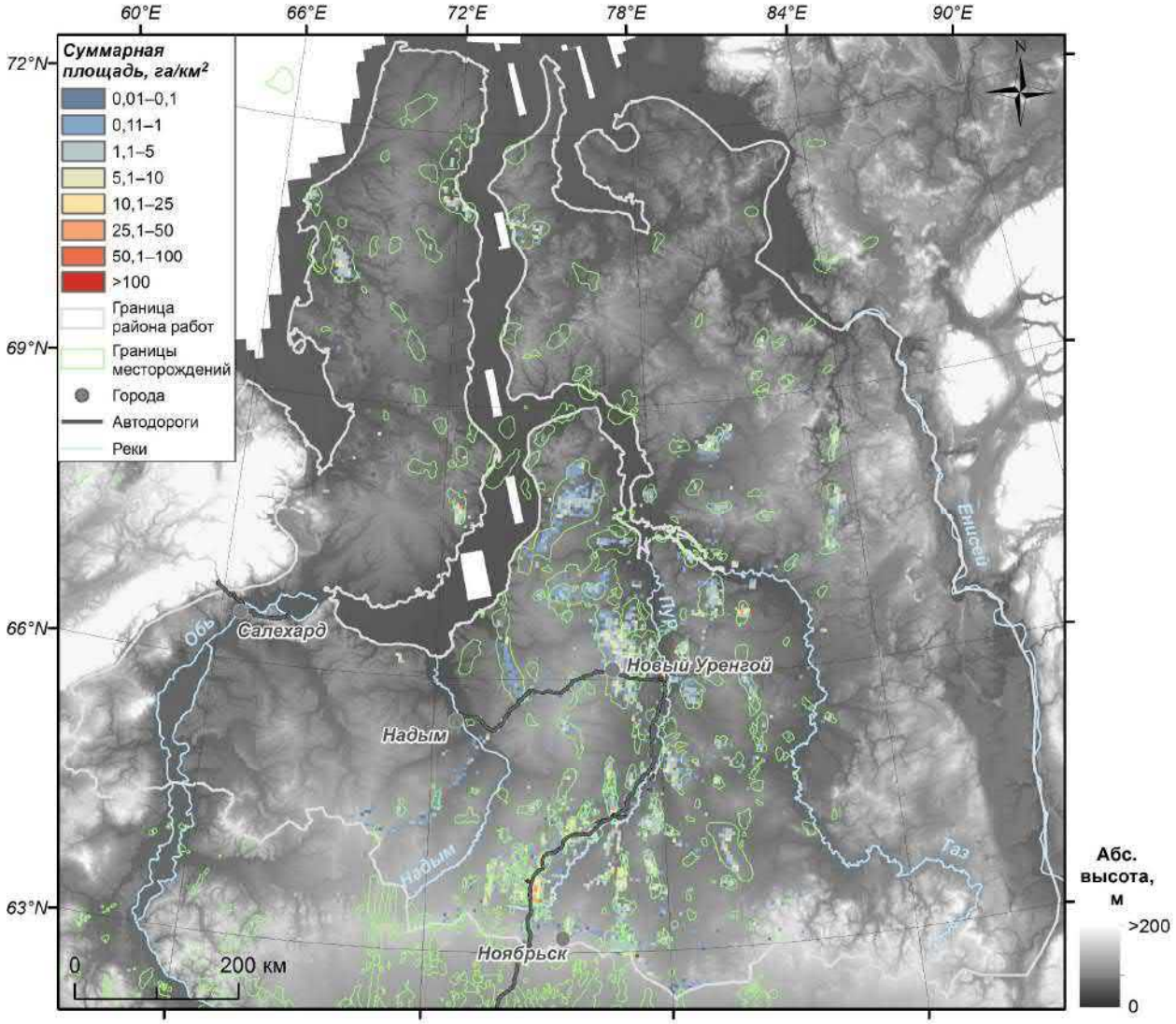


Рисунок 5.2 – Распространение оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири (суммарная площадь)

Особенно выделяются месторождения Пуровского района (Барсуковское, Спорышевское, Муравленковское и др.). Нарушения локализуются преимущественно в пределах северо-таежных лесов с маломощными подзолистыми почвами, которые формируются на песчаных отложениях аллювиального, озерного и водно-ледникового происхождения [Сизов и др., 2017]. Причиной нарушений является нерегламентированное воздействие тяжелой техники и превышение границ землеотводов за счет развевания песчаных оснований кустовых и промышленных площадок, а также участков разрабатываемых песчаных карьеров [Сизов, Лобжанидзе, 2022].

На общем фоне выделяются участки локализации оголенных песков, формирование которых обусловлено как природными, так и антропогенными факторами. В случае совпадения этих факторов на одной территории доля оголенных песков достигать существенных значений. Примерами таких территорий являются, в частности, район г. Новый Уренгой (Уренгойское месторождение), а также район г. Муравленко (Суторминское месторождение).

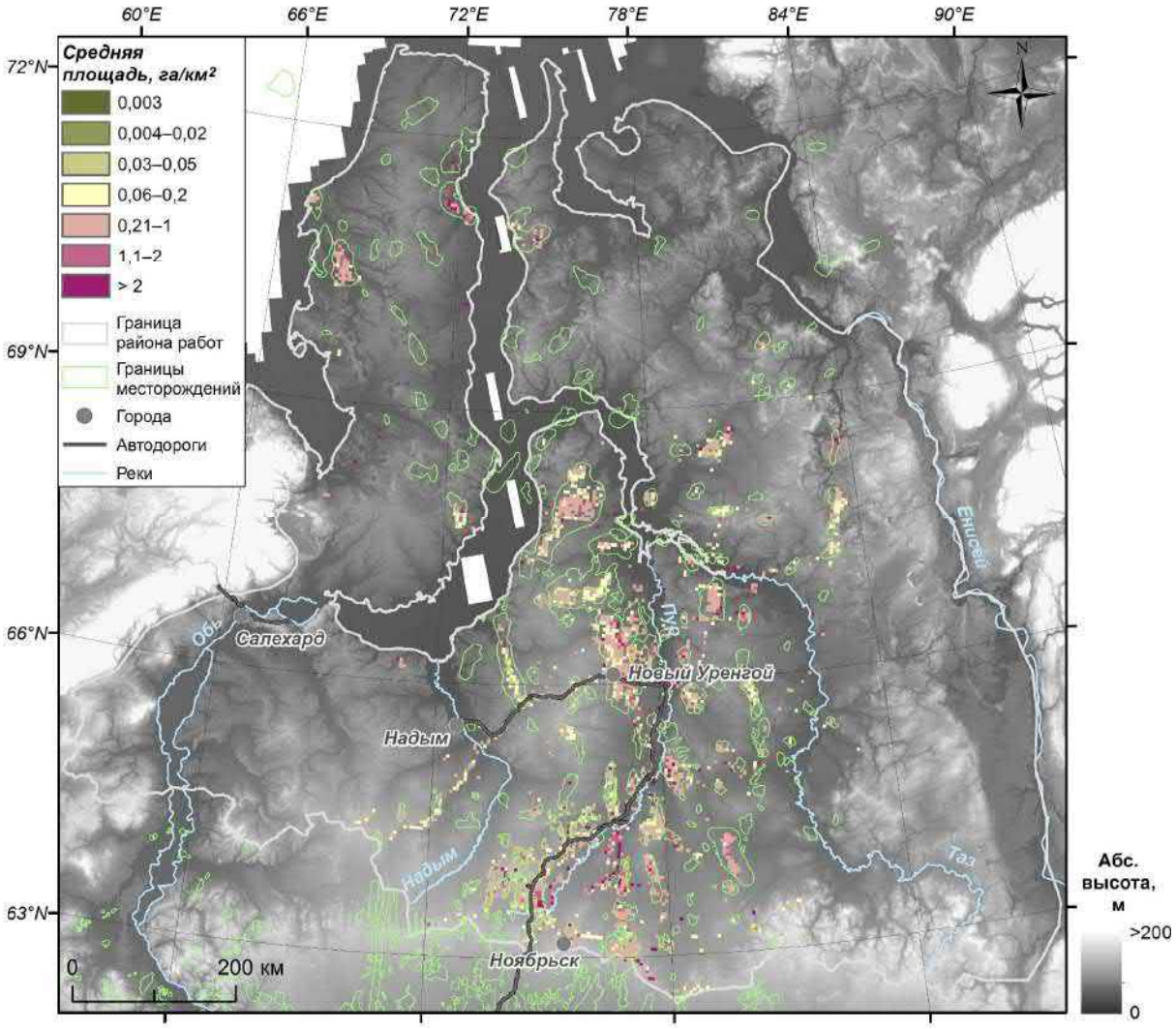


Рисунок 5.3 – Распространение антропогенных оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири (средняя площадь)

По характеру высотного распределения антропогенные пески более приближены к общему распределению высот на рассматриваемой территории (рисунок 5.4), локальные пики связаны с неравномерностью площадей выделяемых антропогенных объектов.

Полученные результаты картографирования антропогенного эолового рельефа на обширной северной части Западно-Сибирской равнины являются наиболее полными, актуальными и достоверными на момент проведения исследований. В дальнейшем они могут использоваться как фактическая основа для мониторинга процессов рекультивации нарушенных территорий и естественного восстановления растительности на техногенных пустошах.

Более точная и достоверная оценка нарушенности на уровне отдельных месторождений связана с привлечением данных ДЗЗ более высокого разрешения. Кроме этого, в строгом понимании к антропогенно нарушенным могут быть отнесены только те участки, которые выходят за границы постоянного или временного землепользования. Применение данных ДЗЗ для выявления подобных участков является достаточно распространенной практикой в нефтегазовой отрасли [Соромотин, 2010].

В данной работе предпринята попытка оценить долю нарушенных земель, связанных с формированием оголенных песков, на примере десяти нефтегазовых месторождений в верховьях р. Пур (южная часть Пуровского района ЯНАО, подзона северной тайги).



Рисунок 5.4 – Высотное распределение площади оголенных эоловых песков антропогенного происхождения на севере Западной Сибири

В качестве фактической основы исследования использовались данные RapidEye с разрешением 5 м (актуальность – 2013-2018 гг., источник – NASA Commercial SmallSat Data Acquisition). Данные о кадастровых границах отведенных для недропользования земель находятся в открытом доступе, официальным источником выступает Публичная кадастровая карта Росреестра[1], для получения границ в векторном виде использовался непосредственно сервис [Архив...]. Обработка и пространственный анализ данных (классификация, перепроецирование, фильтрация, оверлейные операции, расчет зональной статистики и др.) выполнялись в ПО ArcGIS 10.8.

Суть исследования заключалась в выделении маски участков оголенных песков в буферной зоне инфраструктуры каждого месторождения (250 м) и дальнейшем вычитании из нее маски отведенных для недропользования земель. В случае пересечения естественных раздувов их площадь исключалась из расчетов.

Для выделения маски оголенных песков использовался пороговый метод на основе NDVI (порог в каждом случае устанавливался индивидуально исходя из гистограммы распределения значений, средний уровень составил 0,3). Для отсечения минимальных значений NDVI, соответствующих водной поверхности, дополнительно создавалась маска воды с помощью классификации без обучения методом ISODATA.

Отношение площадей маски оголенных песков к маске отвода земель оценивалось только для объектов инфраструктуры с имеющимися кадастровыми границами, поэтому полученные значения следует рассматривать только как относительные и актуальные на момент проведения космической съемки. Тем не менее, за счет высокой детальности и визуальной верификации, они достаточно полно и объективно отражают основные тенденции формирования фонда антропогенно нарушенных участков оголенных песков применительно к условиям северной тайги Западной Сибири.

Полученные результаты в обобщенном виде показаны в таблице 5.3 и на рисунке 5.5 Детальные карты по каждому отдельному месторождению приводятся в Приложении О.

Анализ результатов по всем месторождениям показывает, что медианное значение доли изъятия земель (суммарная площадь отведенных для использования и нарушенных земель) составляет 7,2% (стандартное отклонение 3%). Ранее для группы из семи более северных месторождений (Барсуковское, Губкинское, Комсомольское и др.) по данным SPOT-4 (разрешение 10 м, 2006 г.) было получено сопоставимое, но более высокое значение – 8,4% (стандартное отклонение 4,3%) [Сизов, 2015]. В то же время для пяти месторождения,

[1] https://pkk.rosreestr.ru/

расположенных южнее в Среднем Приобье (Самотлорское, Мамонтовское, Южно-Балыкское, Покачевское и Федоровское) медианное значение механической трансформации по отношению к площади горного отвода оценивается как 6,3% (стандартное отклонение 2,8%) [Гашева и др., 1990]. Можно отметить, что доля механической нарушенности закономерно увеличивается с юга на север таежной зоны, что связано с уменьшением коэффициента увлажнения, увеличением дренированности и ухудшением условий для развития лесной растительности.

Таблица 5.3 – Доля оголенных песков антропогенного происхождения на примере отдельных нефтегазовых месторождений в южной части ЯНАО

Месторождение	Начало разработки	Дата анализа	Площадь, км^2	Доля изъятия*, %	Раздувы сверх, %	В год
Сутормінское	1982	2018	743,1	11,2	**29,8**	0,83
Вынгаяхинское	1986	2013	476,7	7,7	**27,1**	1,01
Муравленковское	1982	2014	294,3	9,3	**19,6**	0,61
Спорышевское	1996	2018	136,2	13,9	**11,9**	0,54
Вынгапуровское	1978	2013	1030,3	6,8	**9,6**	0,27
Ярайнерское	2000	2014	292	4	**8,9**	0,64
Сугмутское	1995	2016	413,2	9,1	**7,1**	0,34
Западно-Ноябрьское	1987	2018	104,7	5,8	**5,6**	0,18
Новогоднее	1987	2013	449,3	6,1	**4,6**	0,18
Еты-Пуровское	2003	2013	595,8	5,8	**3,5**	0,35

** – площади землеотвода (постоянного и временного) и нарушенных земель, не связанных с дефляций*

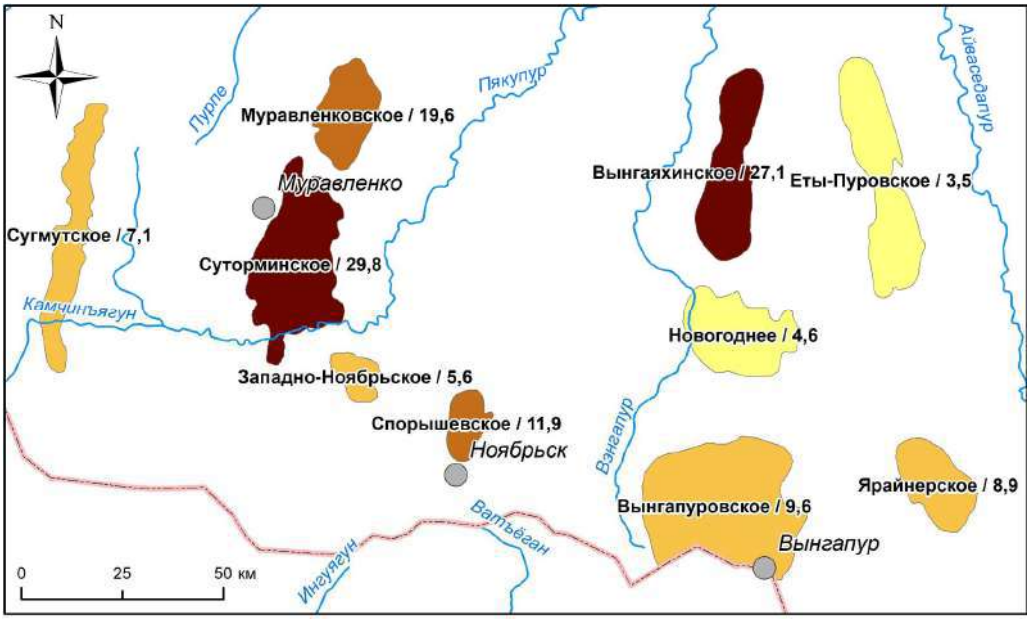


Рисунок 5.5 – Пространственное распределение доли оголенных песков антропогенного происхождения относительно площади землеотвода (постоянного и временного) на примере отдельных нефтегазовых месторождений в южной части ЯНАО

В рамках данного исследования повышенные значения выявлены для Спорышевского (13,9%) и Сутормінского (11,2%) месторождений. Это можно связать в первом случае с дополнительным влиянием магистральных инженерных коммуникаций, пересекающих территорию месторождения, и во втором случае с длительностью оказываемого воздействия. В обоих случаях также сказывается близость городов (Ноябрьск и Муравленко, соответственно), что повышает уровень антропогенной нагрузки на окружающую территорию. Для удаленных компактных месторождений доля изъятия составляет в среднем от 4 до 6% (Ярайнерское, Еты-

Пуровское, Новогоднее и др.), минимальные значения характерны для месторождений с небольшим сроком эксплуатации. Медианное значение изъятия земель в год составило 0,29%, при этом динамика прироста неравномерна – как было показано в предыдущих исследованиях [Соромотин, Сизов, 2007; Сизов, 2015], наиболее активно нарушения почвенно-растительного покрова происходит на стадии строительства и обустройства месторождений.

В целом, изъятие земель в пределах 6-8% характеризует среднюю степень нарушенности [Соромотин, 2010], при этом для отдельных месторождений (Суторминское, Самотлорское, Спорышевское, Барсуковское, Ново-Пурпейское) полученные значения превышают критический порог сохранения устойчивости функционирования экосистем («правило десяти процентов», [Горшков, 1990; Реймерс, 1994]).

Медианная доля превышения границ регламентированного механического воздействия, связанного с развитием оголенных песков и песчаных пустошей, относительно площади землеотвода (постоянного и временного) составила 9,3% при высокой вариативности (стандартное отклонение 9,5%). Минимальными превышениями (3-7%) характеризуются месторождения, находящиеся в условиях повышенной заболоченности (Еты-Пуровское, Новогоднее, Западно-Ноябрьское, Сугмутское). Максимальные превышения (более 20%), выявленные для трех месторождений (Муравленковское, Вынгаяхинское и Суторминское), обусловлены, главным образом, активным вовлечением в хозяйственную деятельность дренированных участков северо-таежных редкостойных лесов, приуроченных к террасам рек и водораздельным равнинам (рисунок 5.6).



Рисунок 5.6 – Пример развития механической нарушенности в пределах сухой надпойменной террасы р.Харучейтаркаяха, Муравленковское месторождение (RapidEye, 2014/08/02)

По каждому месторождению (за исключением Суторминского) для общей маски оголенных песков антропогенного происхождения, превышающих границы отводов, с помощью платформы Google Earth Engine выполнены расчеты ежегодного медианного значения NDVI с 1985 по 2021 гг. Расчеты проводились на основе данных Landsat-5/7/8 (уровень обработки L2, коллекция C01), при этом использовались сцены с облачностью менее 50% и минимальными погрешностями пространственной привязки, дополнительно

выполнялась фильтрация отдельных пикселей по маске качества из метаданных. При расчетах для каждого года учитывался вегетационный период с 30 июня по 31 августа. Для приведения значений коэффициентов отражения, полученных с сенсоров TM и ETM+, к значениям сенсора OLI использовались коэффициенты, предложенные в [Roy et al., 2016]. Для более наглядного представления полученные графики синхронизированы относительно года начала разработки каждого месторождения (рисунок 5.7).

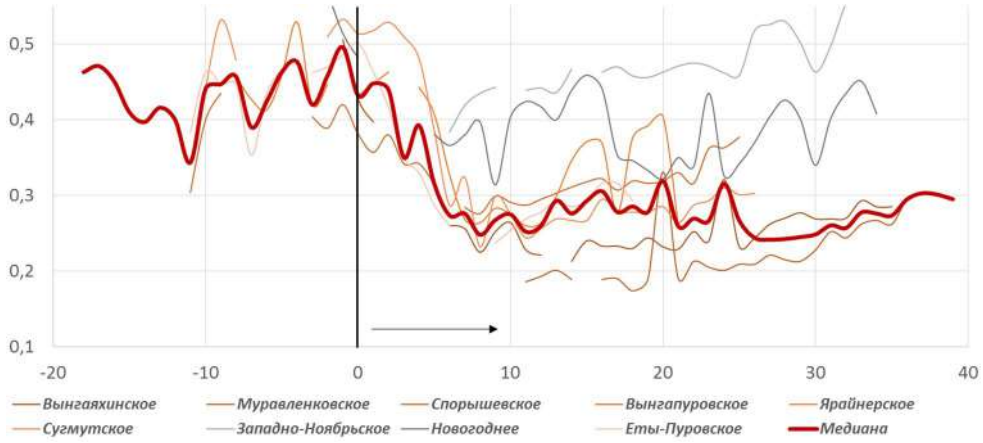


Рисунок 5.7 – Графики динамики медианных годовых значений NDVI по данным Landsat-5/7/8 на участках оголенных песков за пределами отводов, приведенные к году начала разработки месторождения (показано стрелкой)

В целом на основе полученных графиков можно отметить несколько ключевых особенностей:

1. Основной пик нарушенности наблюдается на 9-11 год после начала промышленной разработки месторождения – снижение NDVI, обусловленное активными строительными работами, происходит на 40% (с 0,45 до 0,25).

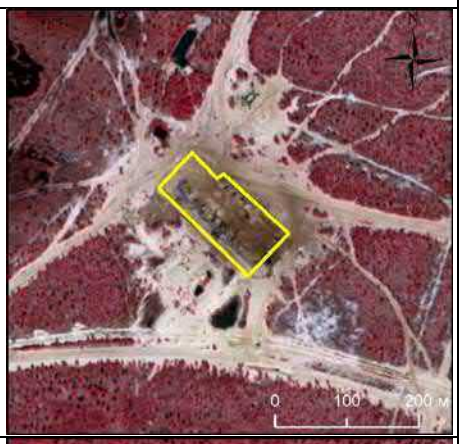
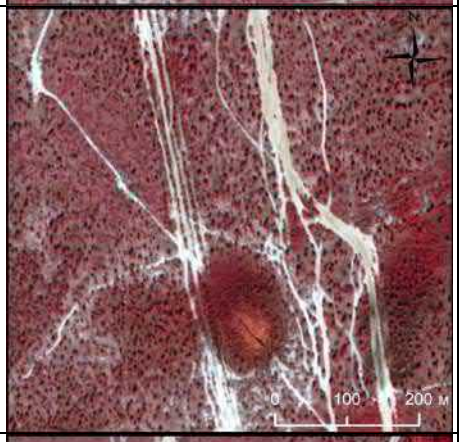
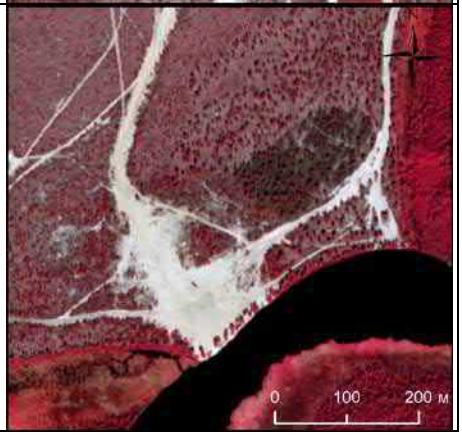
2. После достижения пика нарушенности в течении 15 лет значения NDVI колеблются в пределах минимального уровня, что связано с продолжением активного обустройства месторождения.

3. Примерно на 24-26 год после начала разработки месторождения можно отметить слабый, но устойчивый тренд повышения NDVI, что может отражать сокращение масштабов воздействия и проведение в отдельных случаях работ по рекультивации почвенно-растительного покрова.

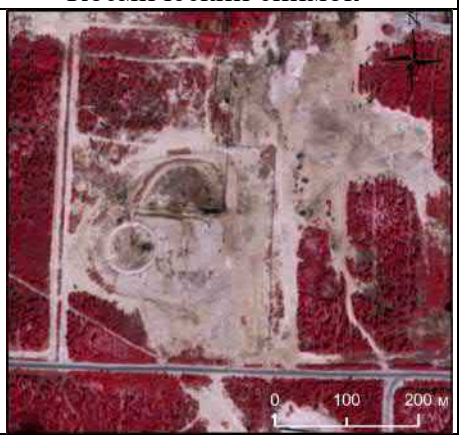
4. Наиболее активное восстановление значений NDVI происходит в пределах месторождений, которые характеризуются повышенной долей заболоченных ландшафтов (Западно-Ноябрьское и Новогоднее месторождения показаны на рисунке 5.7 серым цветом и не учитываются при расчете медианного графика).

Основная часть нарушенных территорий образуется вокруг крупных промышленных узлов (ДНС, ЦДНГ, ЦППН и др.), кустовых площадок и сухоройных карьеров (таблица 5.4а,б). Кроме того, протяженные участки оголенных песков нередко формируются вдоль широких грунтовых дорог и коридоров коммуникаций, особенно вблизи узловых пунктов сбора нефти с кустов скважин (таблица 5.4в). В отдельных случаях могут формироваться обширные техногенные пустоши, не связанные с инфраструктурой (таблица 5.4г). Довольно распространенным и наглядным примером является развитие зоны оголенных песков вокруг площадок сжигания ПНГ за счет прямого термического воздействия на окружающую растительность (таблица 5.4д).

Таблица 5.4 – Примеры участков механической нарушенности в пределах Сутормінского и Вынгапуровского месторождений

Объект	Фото	Космический снимок**
а) Кустовая площадка		
б) Сухоройный карьер		
в) Грунтовая дорога		
г) Техногенная пустошь		

Продолжение таблицы 5.4

Объект	Фото	Космический снимок**
д) Площадка сжигания ПНГ		

** – все фото О.С. Сизова (2004, 2006, 2020, кроме (д) – KlimatKontrol.su/Yandex (2023)*
*** – снимок GeoEye-1, синтез CIR, дата 2016/06/09, ID1050010004BCD000 (DigitalGlobe GDBX)*

В литературе существуют примеры оценок превышения фактических масштабов землепользования для территории ХМАО, которые показывают, что наибольшие значения относятся к участкам факелов сжигания ПНГ (145-258%) и буровых площадок кустов скважин (129%) (таблица 5.5). В частности, исследования на Федоровском и Мамонтовском месторождениях в конце XX в. показали, что на каждый условный гектар, отведенный под размещение кустовой площадки, приходилось дополнительно от 0,3 до 3,0 га нарушенных земель [Соромотин, 2010].

Таблица 5.5 – Превышение фактических размеров землепользования в ходе нефтедобычи над нормами отвода в ХМАО [Захаров и др., 1998]

Объект	Размер объекта		Превышение, %
	норма	факт	
Ширина трасс перетаскивания бурового оборудования, м	18	23	28
Эксплуатационные буровые площадки (отвод в постоянное пользование), га	85,4	195,6	129
Факела сжигания ПНГ при ДНС, га	1,1	2,7	145
Факела сжигания ПНГ при ЦДНГ, га	6	21,5	258
Карьеры площадью до 6 га, га	13	16,9	30
Карьеры площадью до 22,4 га, га	22,4	26,9	20

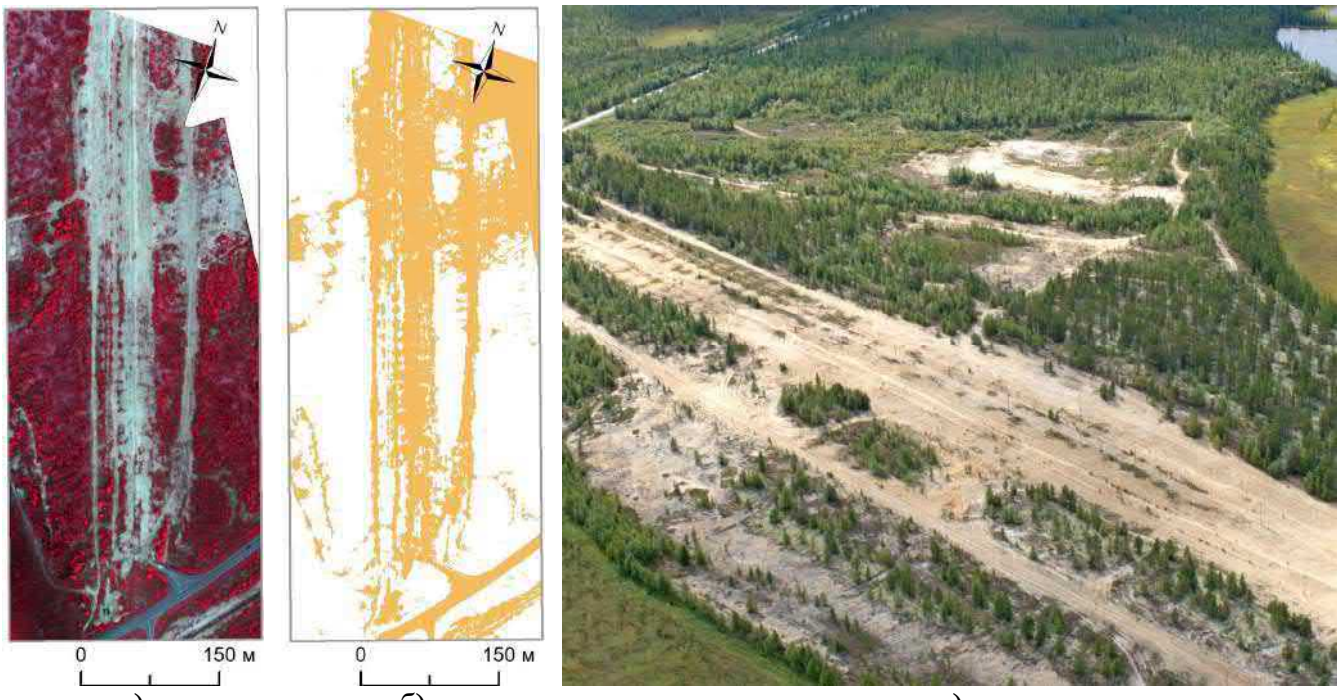
В настоящее время в связи с развитием технологий безамбарного бурения, введением пропускного режима и ужесточением требований природоохранного законодательства доля сверхнормативной нарушенности для вновь разрабатываемых месторождений заметно снизилась (это прослеживается по дистанционным данным, например, на Еты-Пуровском месторождении). Тем не менее, на месторождениях с длительным сроком разработки существенный объем накопленного фонда нарушенных земель остается практически неизменным. Ярким примером здесь является Суторминское месторождение – одно из наиболее крупных и длительно разрабатываемых в ЯНАО. Территория горного отвода месторождения охватывает как сухие водораздельные участки северных отрогов Сибирских увалов, так и террасовый комплекс р. Пякупур. Во время строительства и начала эксплуатации (1982-1988 гг.) месторождения фактически отсутствовали ограничения на проезды тяжелой техники, что

привело к формированию разветвленной сети грунтовых дорог вокруг многочисленных кустовых площадок. Кроме того, здесь выделяется значительное количество участков самовольной добычи песка и песчано-гравийной смеси, а также сказывается влияние г. Муравленко и федеральной автодороги. В результате длительного негативного воздействия, на фоне низкого потенциала естественного восстановления почвенно-растительного покрова в северотаежных условиях, общее превышение землеотвода, связанное с оголенными песками, достигло на Суторминском месторождении практически 30%. Вполне очевидно, что такая ситуация требует проведения дополнительных рекультивационных мероприятий.

За пределами месторождений основная доля нарушенности связана с трассами магистральных трубопроводов. Это обусловлено следующими причинами:

- для прокладки трубопроводов выбираются наиболее дренированные участки, занятые лесами и редколесьями;
- вдоль трубопровода регулярно осуществляется проезд тяжелой гусеничной техники (обход, мониторинг, охрана);
- на отдельных участках трубопроводов периодически производится капитальный ремонт с тотальным нарушением формирующегося почвенно-растительного покрова.

В качестве примера на рисунке 5.8 показан участок второй надпойменной террасы р. Правая Хетта, нарушенный строительством магистрального газопровода. Хорошо заметно, что в северной части (ближе к руслу реки) оголенные пески формируют единую поверхность со следами развевания, которая занимает всю площадь землеотвода.



а) б) в)

Рисунок 5.8 – Оголенные пески вдоль магистрального газопровода, нижнее течение р. Правая Хетта: а) мультиспектральная съемка с БПЛА (разрешение 0,18 м, синтез CIR, 2021); б) маска участков с отсутствием растительности (NDVI<0,2); в) фото с БПЛА (направление визирования – на юг, 2021)

На примере бассейна р.Надым на участке площадью 48,3 тыс.км^2 в рамках данной работы выделено 19 наиболее крупных участков нарушенных песков вдоль магистральных трубопроводов, приуроченных к сосново-лишайниковым редколесьям. Для каждого участка на

основе данных Landsat-7/8/9 (коллекция C01) с помощью платформы Google Earth Engine также как для участков нарушенности в пределах месторождений проведена оценка ежегодного медианного значения NDVI с 1993 по 2021 гг. (учитывался вегетационный период с 30 июня по 31 августа).

Полученные результаты (рисунок 5.9, 5.10) показывают, что для большинства участков ежегодное значение NDVI не превышает 0,4. Максимальная площадь оголенных песков приурочена к перегибам склонов в долинах рек, а также к участкам близкого прохождения или пересечения нескольких крупных трубопроводов. Здесь фиксируется стабильно низкие значения NDVI в течение всего периода дистанционного анализа, что свидетельствует о крайне низком потенциале для естественного зарастания.

Среднее медианное значение по всем участкам составляет 0,23 (интервал от 0,17 до 0,32) – это соответствует начальной стадии восстановления растительности на оголенных песках (коричневый график на рисунке 5.9). Динамика медианных значений довольно однородная, со слабой тенденцией к снижению в последние годы. Снижение можно связать со значительным объемом проведенного капитального ремонта на рассматриваемой территории за последние 10 лет, что явно подтверждается космической съемкой высокого разрешения и открытой тендерной документацией на проведение ремонта и изыскание сухоройных карьеров. Резкие спады значений на отдельных участках также связаны с проведением капитального ремонта трубопроводов.

В качестве контроля в пределах рассматриваемой территории выбрано 9 участков нарушенности в пределах густых хвойных лесов (зеленый график на рисунке 5.9). Среднее медианное значение NDVI по всем участкам составило 0,4 (интервал от 0,22 до 0,55). Здесь также прослеживается снижение индекса в связи с ремонтными работами (2011-2012 гг.), однако, в отличие от редколесий, восстановление растительности происходит более активно (период с 2013 по 2021 гг.). Таким образом, именно на участках сосново-лишайниковых редколесий формируются условия для сохранения устойчивых очагов антропогенно-нарушенных оголенных песков.

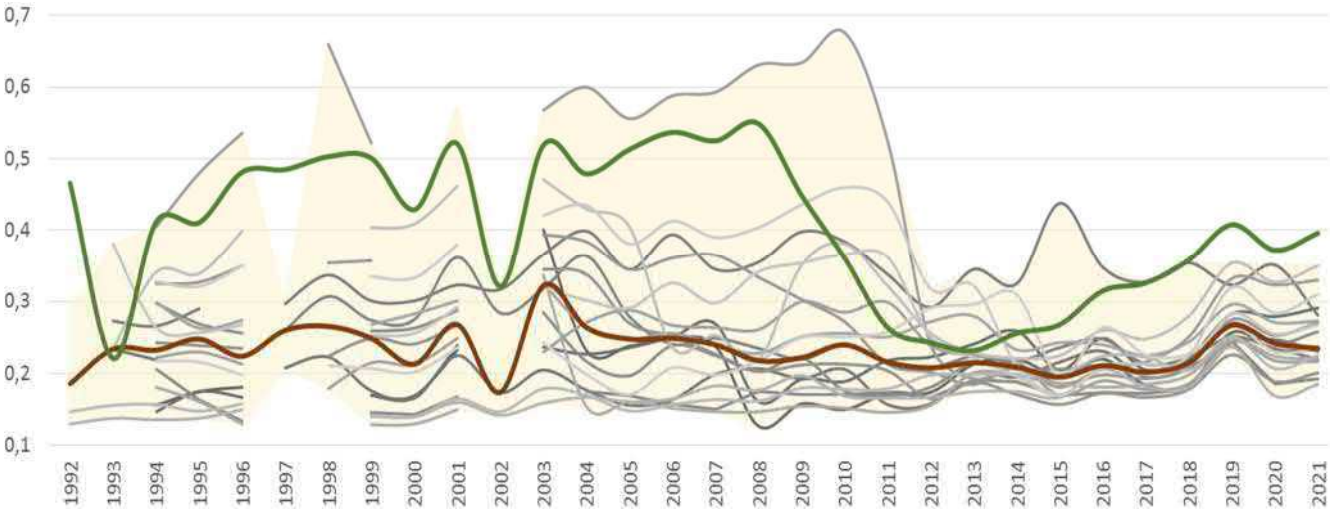


Рисунок 5.9 – Динамика медианных значений NDVI по данным Landsat-5/7/8 на участках оголенных песков вдоль магистральных газопроводов, бассейн р. Надым и основных притоков (серые графики – участки в пределах сосновых редколесий, коричневый график – среднее медианное значение по 19 участкам в пределах сосновых редколесий, зеленый график – средние медианные значения по 9 участкам в пределах густых хвойных лесов)

5.2 Динамика растительности в сухоройных песчаных карьерах

Для детального изучения динамики восстановления растительности на оголенных песках антропогенного происхождения были выбраны сухоройные карьеры добычи песка и песчано-гравийной смеси. Это довольно распространенные объекты для геоэкологических исследований [Коронатова, 2004; Копцева, 2005; Сумина, 2011; Лоботросова, 2020], что обусловлено следующими факторами:

- явная выраженность границ в плане, что делает их хорошо различимыми на дистанционных данных;
- наличие типовых форм микрорельефа, которые определяют контрастные условия для различных местоположений (крутой склон, пологий склон, днище);
- тотальное нарушение почвенно-растительного покрова, что дает возможность наблюдения первичной стадии сукцессии;
- неравномерность проведения рекультивации, что позволяет проводить сравнительный анализ эффективности рекультивации и самовосстановления растительности.

В данной работе рассматриваются сухоройные карьеры (далее – карьеры), образованные при строительстве объектов линейной инфраструктуры: железных и автомобильных дорог, а также магистральных газо- и нефтепроводов. Такие карьеры, как правило, испытали однократное и кратковременное воздействие, что позволяет с точностью до года определить начало сукцессии, ход которой в дальнейшем не прерывался повторным антропогенным вмешательством (обратная ситуация периодического воздействия характерна для карьеров вблизи населенных пунктов и в пределах месторождений углеводородов).

Исследование выполнено на примере территории среднего и нижнего течения р.Надым (общая площадь модельного участка составляет около 50 тыс.км^2) (рисунок 5.10). Здесь относительно невысокая плотность эксплуатируемых нефтегазовых месторождений (Медвежье, Ярудейское, Средне- и Южно-Хулымское), в то же время по территории проходят разнообразные объекты линейной транспортной инфраструктуры (таблица 5.6). Общая протяженность исследованных линейных объектов составила 1979 км.

В качестве исходных фактических данных использовались разновременные снимки Corona (спутники серии KH, съемка за 1968 и 1976 гг.), Landsat-5/7/8 (1984-2023 гг.) и Sentinel-2 (2017-2020 гг.). Методика работ состояла из выполнения следующих операций:

- оцифровка и атрибутирование линейных объектов инфраструктуры на основе мозаик спутниковых снимков картографических сервисов Yandex и ArcGIS Online (слой ESRI Imagery);
- выявление и оцифровка границ карьеров на основе мозаик указанных выше картографических сервисов;
- определение степени затопления карьеров, а также типа фонового ландшафта (лишайниковое редколесье или густой мохово-кустарничковый лес) на основе мозаик указанных выше картографических сервисов;
- определение времени образования каждого карьера на основе ежегодных безоблачных мозаик Landsat с 1984 по 2023 гг. (получены с помощью Google Earth Engine);
- расчет графиков динамики NDVI для каждого карьера по гармонизированным данным Landsat с помощью платформы Google Earth Engine (методика расчета описана выше в разделе 5.1, обводненные карьеры в расчетах не использовались);

- расчет зональной статистики по выявленным карьерам – абсолютной высоты по ЦМР TanDEM-X 90m DEM, NDVI по данным Sentinel-2 с помощью соответствующего инструмента в ПО ArcGIS;
- расчет площадей и медианных значений NDVI в ПО ESRI ArcGIS и MS Excel.

Всего по итогам выполненных работ в пределах рассматриваемого участка выявлено 343 карьера. Из них 173 (50%) относятся к автодорогам, 108 (31%) – к трубопроводам и 62 (18%) к железной дороге. По площади большую долю также занимают карьеры у автодорог (697,8 га – 56%), в то время как карьеры у трубопроводов и железных дорог занимают 23 и 21% площади соответственно.

Карьеры в сосново-лиственничных лишайниковых редколесьях составляют 47% общей выборки, при этом 16% из них (25 объектов) в настоящее время обводнены более чем на половину. В свою очередь доля обводненных карьеров в густых мохово-кустарничковых лесах выше – около 30% (55 из 182), что объясняется влиянием локальных понижений в рельефе.

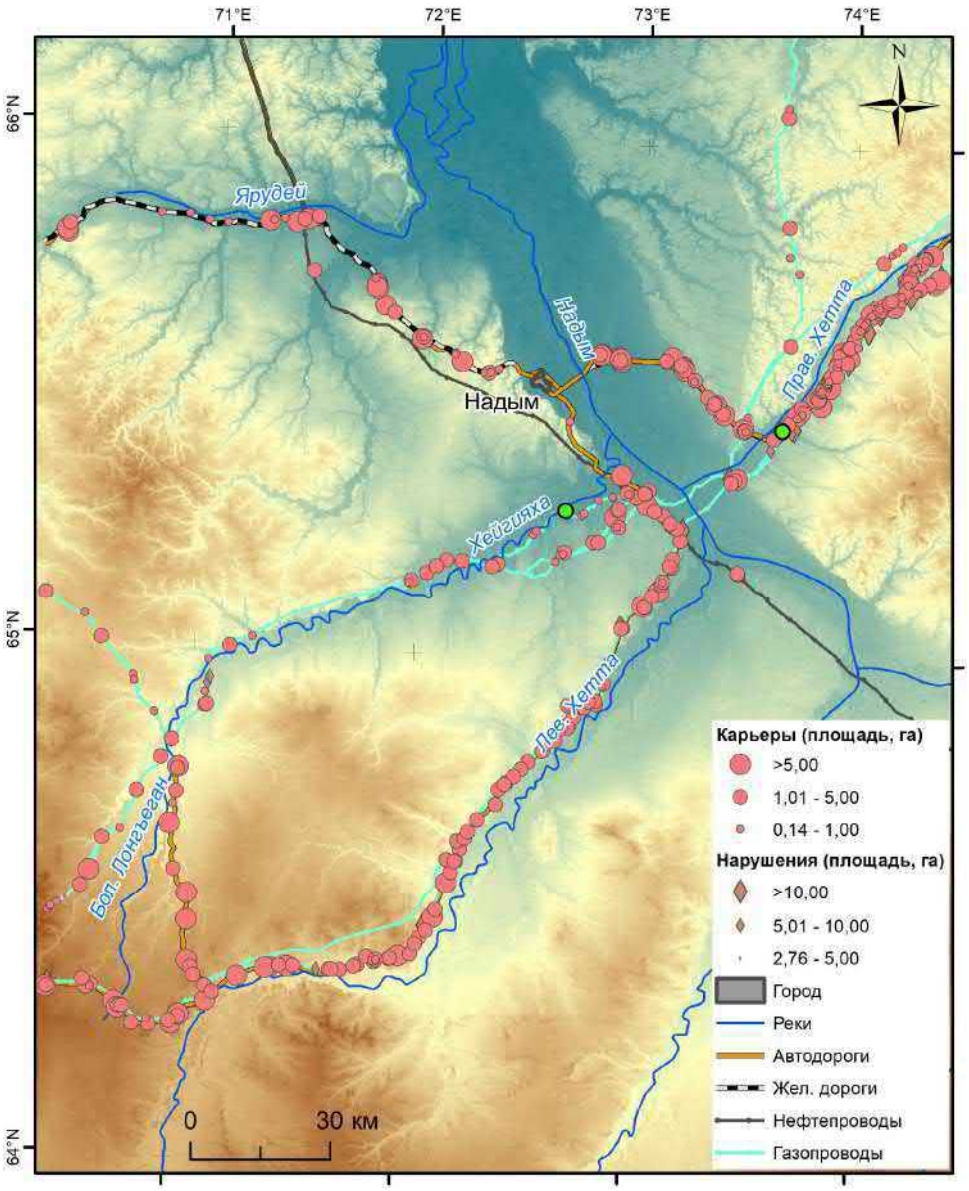


Рисунок 5.10 – Обзорная карта расположения выявленных карьеров и нарушенных участков

Таблица 5.6 – Рассматриваемые в исследовании объекты линейной инфраструктуры

Тип объекта	Название объекта	Период строительства	Протяженность в пределах участка, км
Автодорога с твердым покрытием	«Уренгой – Надым»	1985-1987	608
	«Надым – Приозерный» (включая ответвление на пос.Лонгъюган)	1984-1985, 1988-1990	
	«Надым – Салехард» (включая ответвление на Ярудейское месторождение)	2011-2020	
Железная дорога	«Чум – Коротчаево» (Проект 501)	1950-1952	235
	«Надым-Пристань – Пангоды»	1971-1978	
Газопровод магистральный	«Медвежье – Надым – Пунга» (с учетом расширения)	1971-1980	892
	«Уренгой – Помары – Ужгород» (с учетом расширения)[1]	1982-1985	
	«Лонгъюган – Салехард»	1994-2003	
Нефтепровод межпромысловый	«ЦПС Ярудейское месторождение – ПСП НПС Пурпе»	2013-2015	244

На рисунках 5.11, 5.12 хорошо видно, что большая часть карьеров (почти 70% по количеству и 54% по площади) имеет возраст более 35 лет и более (образованы до начала 1989 г.). Абсолютный пик, который наблюдается в 1987 г. (появление 59 новых карьеров), связан с активным строительством автодорог с твердым покрытием. С 1999 по 2014 гг. относительно высокую долю занимали карьеры вдоль магистральных трубопроводов (54 объекта или 15,7%), что обусловлено проведением капитального ремонта на отдельных участках.

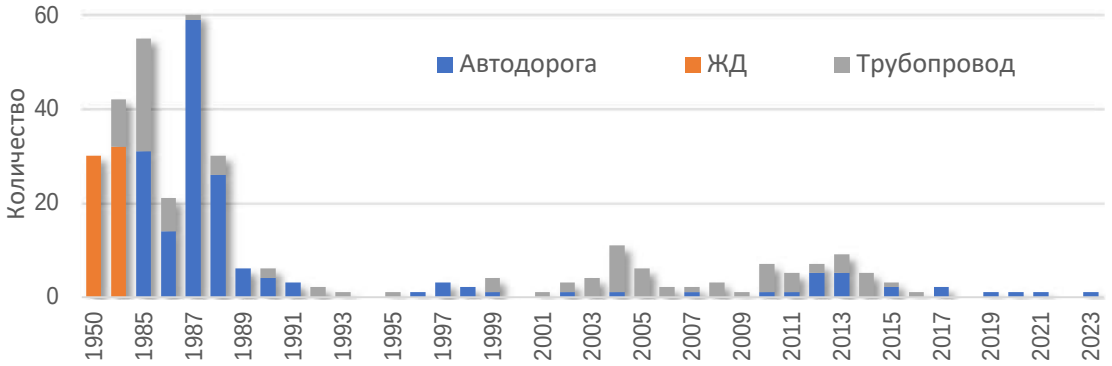


Рисунок 5.11 – Распределение выявленных карьеров по времени образования (количество)

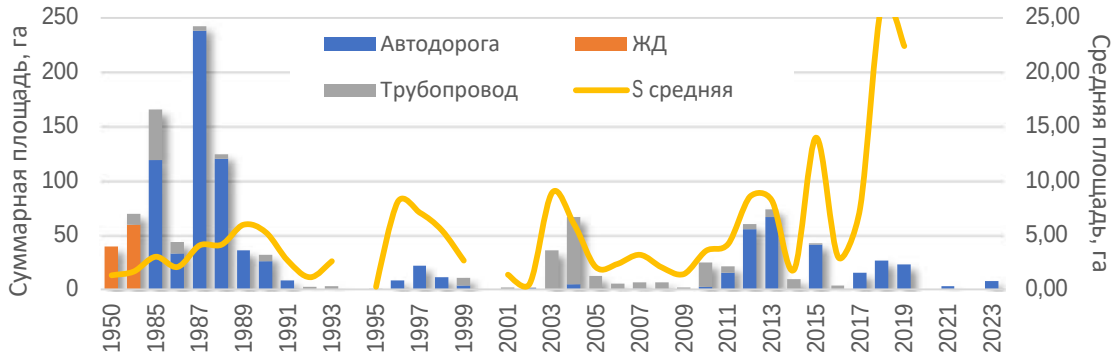


Рисунок 5.12 – Распределение выявленных карьеров по времени образования (площадь)

[1] Ягельное ЛПУ, в частности, обслуживает газопроводы «Уренгой – Центр I», «Уренгой – Центр II», «Уренгой – Ужгород», «Ямбург – Елец I», «Ямбург – Елец II», «Прогресс», «Ямбург – Тула I», «Ямбург – Тула II», «Ямбург – Поволжье», «СРТО – Урал»

В целом, можно выделить 4 поколения карьеров:

1) карьеры, образованные в начале 1950-х гг. при строительстве железной дороги Чум – Коротчаево» (Проект 501) (GEN1);

2) карьеры, образованные вдоль строящихся газопроводов и железной дороги во время начального промышленного освоения территории (1971-1976 гг.) (GEN2);

3) карьеры середины и конца 1980-х гг., появившиеся во время масштабного строительства магистральных газопроводов и автомобильной дороги до границы с ХМАО (GEN3);

4) современные карьеры (менее 25 лет), появление которых связано с локальным ремонтом инфраструктуры и появлением отдельных новых линейных объектов (GEN4).

Карьеры преимущественно занимают относительно небольшую площадь (доля объектов до 1,6 га составляет 42,3%, медианное значение площади по всей выборке – 2,1 га). При этом 26 объектов (7,6%), к которым относятся в основном современные карьеры вдоль автодорог, имеют площадь более 10 га (рисунок 5.13). В целом прослеживается устойчивая тенденция увеличения средней площади карьера с уменьшением возраста (рисунок 5.12).

Большая часть выявленных карьеров приурочена к нижнему геоморфологическому уровню (до 45 м над у.м. – 71,1% объектов). Преимущественно это участки второй надпойменной террасы или более высокой озерно-аллювиальной равнины (рисунок 5.14). Медианное значение высоты по всей выборке объектов составляет 34,9 м.

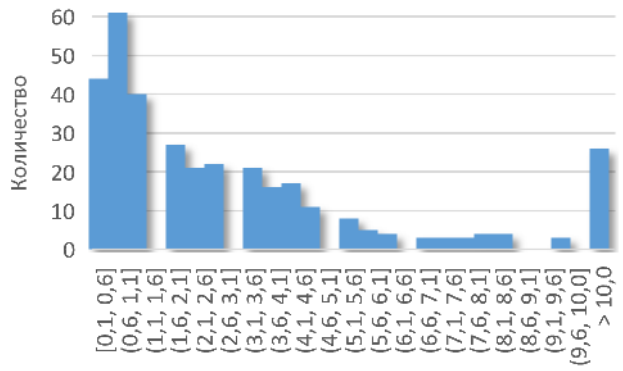


Рисунок 5.13 – Распределение выявленных карьеров по площади, га

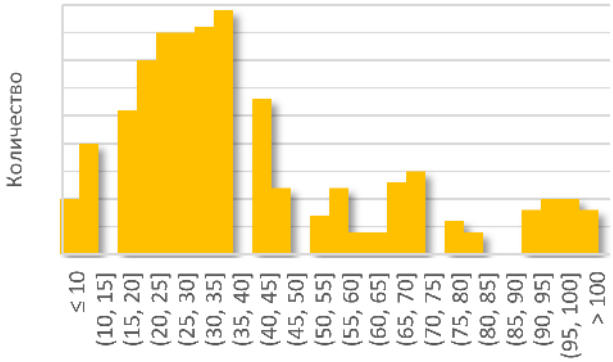


Рисунок 5.14 – Распределение выявленных карьеров по абсолютной высоте, м

Актуальный уровень зарастания можно показать на примере оценки медианного значения NDVI в пределах границ выработки каждого карьера по данным Sentinel-2 (2017-2020 гг., разрешение 10 м). График на рисунке 5.15 демонстрирует в целом нормально распределение значений (медиана по всей выборке – 0,5). Более детальную картину дает разделение карьеров по типам линейных объектов и типам растительности (рисунок 5.16). Максимальным медианным значением NDVI (0,63) характеризуются карьеры, образованные более 70 лет назад в густых лесах при строительстве железной дороги. Минимальный уровень биомассы фиксируется для относительно молодых карьеров вдоль магистральных трубопроводов на участках развития лишайниковых редколесий (медиана 0,36).

В целом по рисунку 5.16 можно сделать очевидный вывод, что уровень зарастания карьеров напрямую зависит от их возраста и типа фоновой растительности, обусловленного составом верхней толщи почвообразующих пород. В этом отношении для более наглядного подтверждения можно обратиться к графикам динамики NDVI, рассчитанным за последние 40 лет для каждого карьера по гармонизированным данным Landsat-5/7/8. В верхней части

рисунка 5.17 показана динамика фоновых участков густых (9 объектов) и разреженных (10 объектов) лесов. Можно отметить, что в густых лесах наблюдается более однородное распределение значений NDVI для всей выборки, медиана за весь период составила 0,71. В лишайниковых редколесьях участки существенно различаются по объему фитомассы, графики показывают разброс значений от 0,3 до 0,6 при медиане 0,41. На уменьшение NDVI прямо влияет снижение густоты лесного покрова, в этом случае увеличивается площадь лишайников с высоким альбедо.

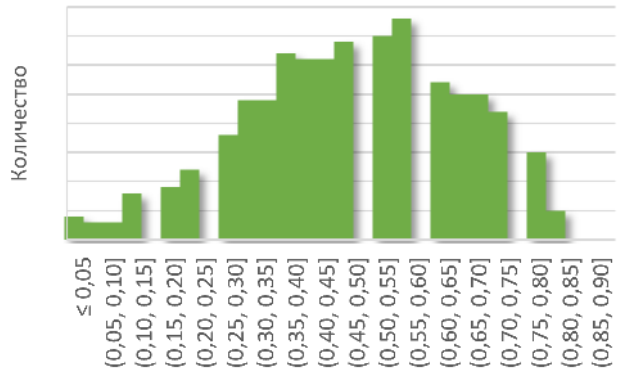


Рисунок 5.15 – Распределение выявленных карьеров по медианным значениям NDVI

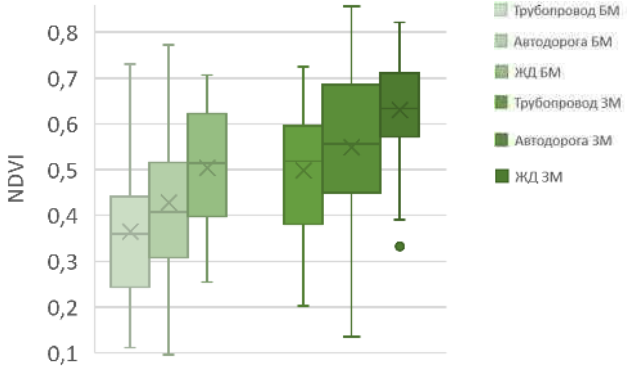


Рисунок 5.16 – Статистика медианных значений NDVI за 2020 г. относительно типа ландшафта и типа линейной инфраструктуры

Карьеры первого и второго поколений, образованные в 50-70-х прошлого века вдоль железной дороги и трубопроводов на участках густых лесов, демонстрируют устойчивый тренд увеличения фитомассы за весь период наблюдения. Тем не менее, фоновый уровень в обоих случаях не достигнут, т.е. формирующаяся в карьерах лесная растительность по показателям сомкнутости крон и общему объему фитомассы уступает фоновым лесам.

В карьерах третьего и четвертого поколений, образованных в густых лесах, также прослеживается непрерывный рост значений NDVI с 0,2 до 0,58, что отражает наличие благоприятных лесорастительных условий. К таким условиям относится, прежде всего, повышенное увлажнение [Коронатова, 2004] – доля полностью или частично затопленных карьеров именно в этой возрастной категории выше среднего значения (39%).

Для карьеров, образованных на участках лишайниковых редколесий, наблюдается аналогичных рост значений NDVI вне зависимости от возраста:

- с 0,35 до 0,56 для карьеров первого поколения;
- с 0,3 до 0,55 для карьеров второго поколения;
- с 0,22 до 0,44 для карьеров третьего и четвертого поколений.

При этом, NDVI в пределах карьеров первого и второго поколений по состоянию на 2021 г. превышал фоновые значения более чем на 30%.

В карьерах третьего поколения (старше 30 лет) фоновый уровень в среднем достигается на 27-30 год после окончания разработки (графики на рисунке 5.17г приведены к году образования каждого карьера). Если рассмотреть выборку более детально, то можно отметить, что из 75 карьеров третьего поколения, образованных в редколесьях, значения NDVI в большинстве случаев (71%) превышают фоновый уровень (по состоянию на 2021 г.).

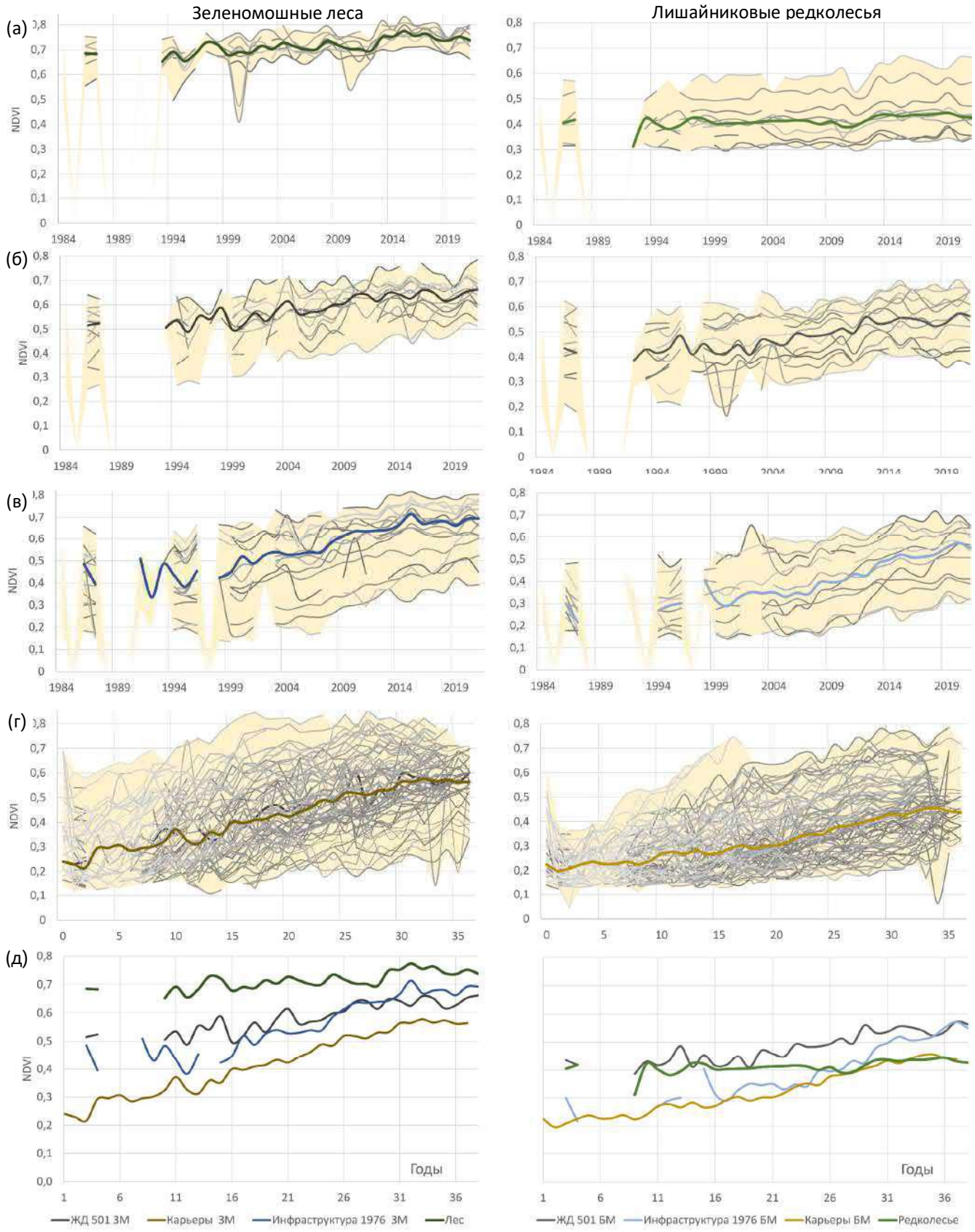


Рисунок 5.17 – Динамика NDVI в пределах фоновых участков (а) и выявленных карьеров первого поколения вдоль железной дороги (1950) (б); карьеров второго поколения вдоль магистральных трубопроводов и железной дороги (1976) (в); карьеров третьего и четвертого поколений вдоль объектов линейной инфраструктуры (1984-2016 гг.) (значения приведены к году образования каждого карьера) (г). В нижней части приводятся сводные медианные графики по каждому поколению и каждому типу участков (д)

Таким образом, в отработанных сухоройных карьерах песка на рассматриваемой территории с течением времени наблюдается неуклонное естественное восстановление растительности либо заболачивание (с частичным или полным обводнением). В карьерах на участках с густыми зеленомошными лесами уровень фоновых значений NDVI на момент окончания наблюдений не достигнут, поскольку плотность молодого древостоя меньше изначальной. В карьерах на участках с лишайниковыми редколесьями восстановление происходит медленнее, однако для карьеров первого и второго поколения (возраст от 50 лет и старше) в настоящее время отмечается превышение фонового уровня NDVI (преимущественно за счет улучшения условий влажности). Для карьеров третьего поколения фоновый уровень NDVI достигается в целом на 27-30 год после окончания разработки.

Изучение локальных особенностей восстановления растительности на участках добычи песка проводилось на примере 15 сухоройных песчаных карьеров, расположенных вблизи г. Надым, из которых (рисунок 5.18):

- 4 карьера относятся к первому поколению (GEN1, образованы вдоль железной дороги в 1950-1952 гг.);
- 4 карьера относятся к третьему поколению (**GEN3_1**, образованы при строительстве автодороги «Надым – Приозерск» в 1985 г.);
- 5 карьеров также относятся к третьему поколению (GEN3_2, образованы при строительстве автодороги «Пангоды – Надым» в 1987 г.);
- 2 карьера относятся к четвертому поколению (GEN_4, образованы при строительстве автодороги «Надым – Салехард» в 2013 г.).

Все карьеры имеют идентичное геоморфологическое положение – они приурочены к террасовому комплексу рр. Надым, Правая Хетта, Левая Хетта и Ярудей. Для большинства карьеров исходными (фоновыми) являются сосново-лиственничные лишайниковые редколесья.

В рамках изучения процессов зарастания карьеров использовались следующие методы:

- лидарная, оптическая и мультиспектральная съемка карьера и прилегающей территории с БПЛА;
- геоботанические описания растительности в пределах основных экотопов (днище, карьера, склон карьера, фоновый участок);
- определение физико-химических показателей верхнего слоя грунтовой толщи в пределах основных экотопов (днище, карьера, склон карьера, фоновый участок).

Подробное описание методов полевых исследований приводится в соответствующих подразделах Приложения А. Отбор проб для химической аналитики проводился только для карьеров **GEN3_1,** как наиболее близких по характеристикам и расположению к модельному песчаному раздуву в устье р. Хейгияха.

В целях обеспечения единства измерений ниже рассматриваются результаты дистанционных измерений, полученные по всем рассматриваемым карьерам исключительно с помощью камеры MicaSense RedEdge-MX (при сходных условиях и параметрах съемки). Сниженное пространственное разрешение камеры определяет необходимость проведения оценки погрешности получаемых абсолютных и относительных значений. Для этого дополнительно выполнена съемка трех тестовых карьеров **GEN3_1** высокоточным лидаром DJI L1 (платформа Matrice 300) с использованием базовой RTK-станции. Сравнение результатов обработки материалов съемки различной целевой аппаратурой (таблица 5.7) показывает следующее:

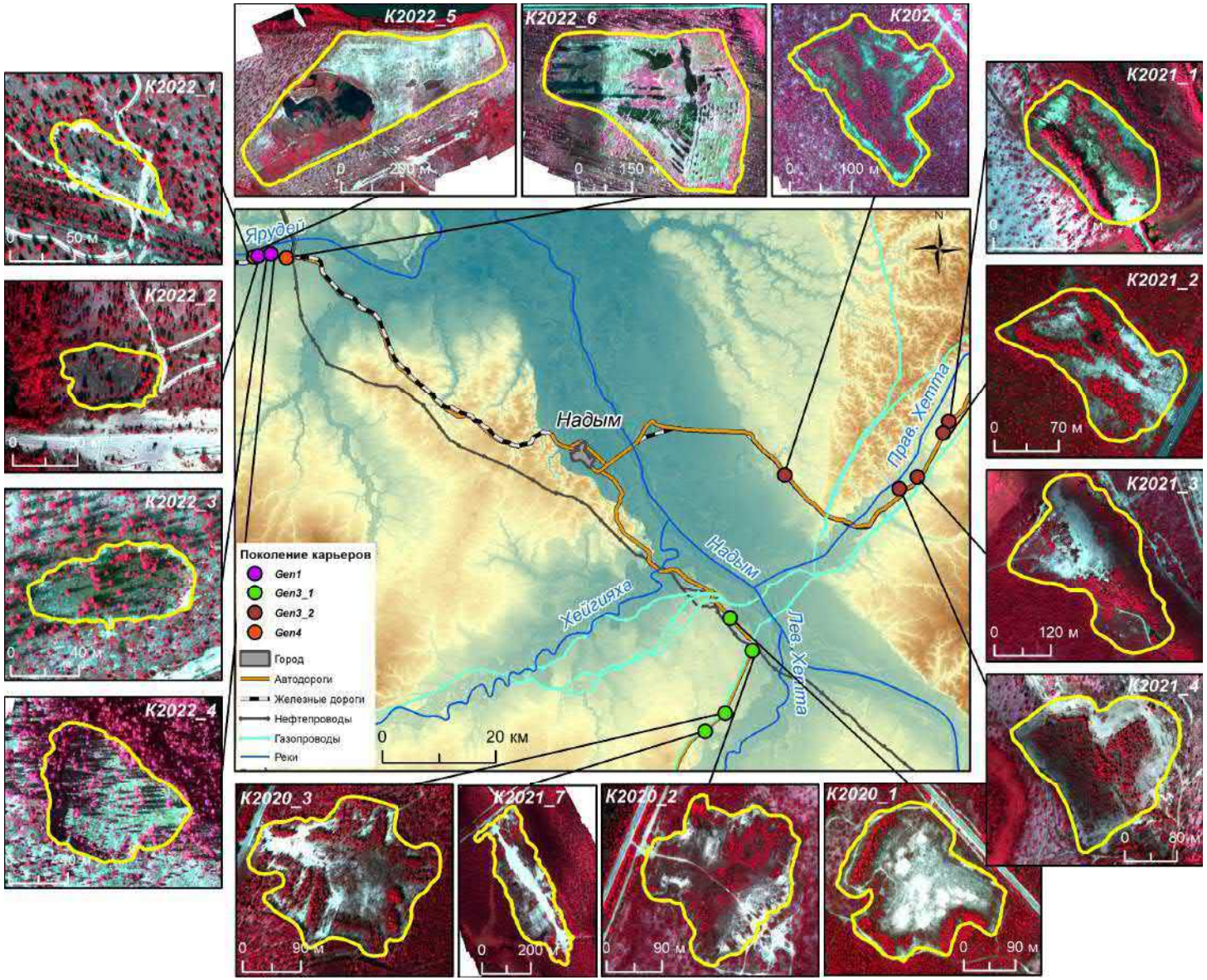


Рисунок 5.18 – Обзорная карта расположения и общий вид детально изученных карьеров (мультиспектральная съемка с БПЛА, камера MicaSense RedEdge-MX, инфракрасный синтез)

- средняя высота растительности, полученная на основе съемки MicaSense RedEdge-MX, занижена в среднем на 25% относительно более точных лидарных измерений;
- значения углов наклона склонов и поверхности днища, полученные на основе съемки MicaSense RedEdge-MX, занижены практически на 50%;
- значения относительного перепада высот, полученные с двух приборов, в целом совпадают (средняя разница не превышает 2%).

Выявленные расхождения носят систематический характер, поэтому их стоит учитывать при критическом анализе и дальнейшем использовании описываемых ниже результатов.

Таблица 5.7 – Сравнение результатов дистанционного определения основных морфометрических и геоботанических показателей тестовых карьеров **GEN3_1**

Показатель	Инструмент	К1 2020	К2 2020	К3 2020	Среднее
Средняя высота растительности (выше 0,3 м)	L1	5,0	3,0	4,1	4,0
	RE 0,3	3,7	2,4	3,0	3,0
	Разница, %	73,9	80,7	72,3	75,6
Угол, дно	L1	8,5	7,2	8,1	8,0
	RE 0,3	4,8	4,1	3,9	4,3
	Разница, %	56,0	56,2	48,7	53,6
Угол, склон	L1	12,3	9,7	9,3	10,4
	RE 0,3	5,2	6,1	4,7	5,3
	Разница, %	42,4	62,8	50,7	52,0
Перепад	L1	7,6	4,6	4,9	5,7
	RE 0,3	6,6	4,7	5,2	5,5
	Разница, %	87,0	101,6	105,7	98,1

В процессе обработки данных с БПЛА по каждому карьеру были получены следующие производные продукты:

- 5-канальная ортомозаика (B, G, R, RedEdge, NIR) с разрешением от 3,5 до 17 см (разрешение определялось размером снимаемого участка) (рисунок 5.19а);
- ЦМП (включая маску растительности) с разрешением от 7 до 35 см (рисунок 5.19б);
- ЦМР (исключая маску растительности, полученную на основе классификации плотного облака точек) с разрешением 7-35 см (рисунок 5.19в);
- растровая модель углов наклона с разрешением исходной ЦМР (рисунок 5.19г);
- значения NDVI в виде растра с разрешением исходной ортомозаики (рисунок 5.19д);
- векторная маска оголенных песков, полученная на основе порогового отсечения (в большинстве случаев использовалось условие NDVI<0,2);
- растровая маска высот растительного покрова, полученная на основе вычитания ЦМР из ЦМП (рисунок 5.19е);
- векторная маска границ растительности, высотой более 10-30 см.

Обработка дистанционных данных и все необходимые расчеты выполнялись в ПО AgiSoft MetaShape, ArcGIS Desktop и MS Excel.

Сводные результаты расчетов по каждому карьеру представлены в таблицах 5.8 и 5.9. Наглядное представление о рельефе карьеров и соотношении в каждом из них участков растительности (выше 0,3 м) и оголенных песков (NDVI менее 0,2) дано в Приложении П.

Полученные результаты показывают устойчивые различия рассматриваемых карьеров отдельных поколений (генераций):

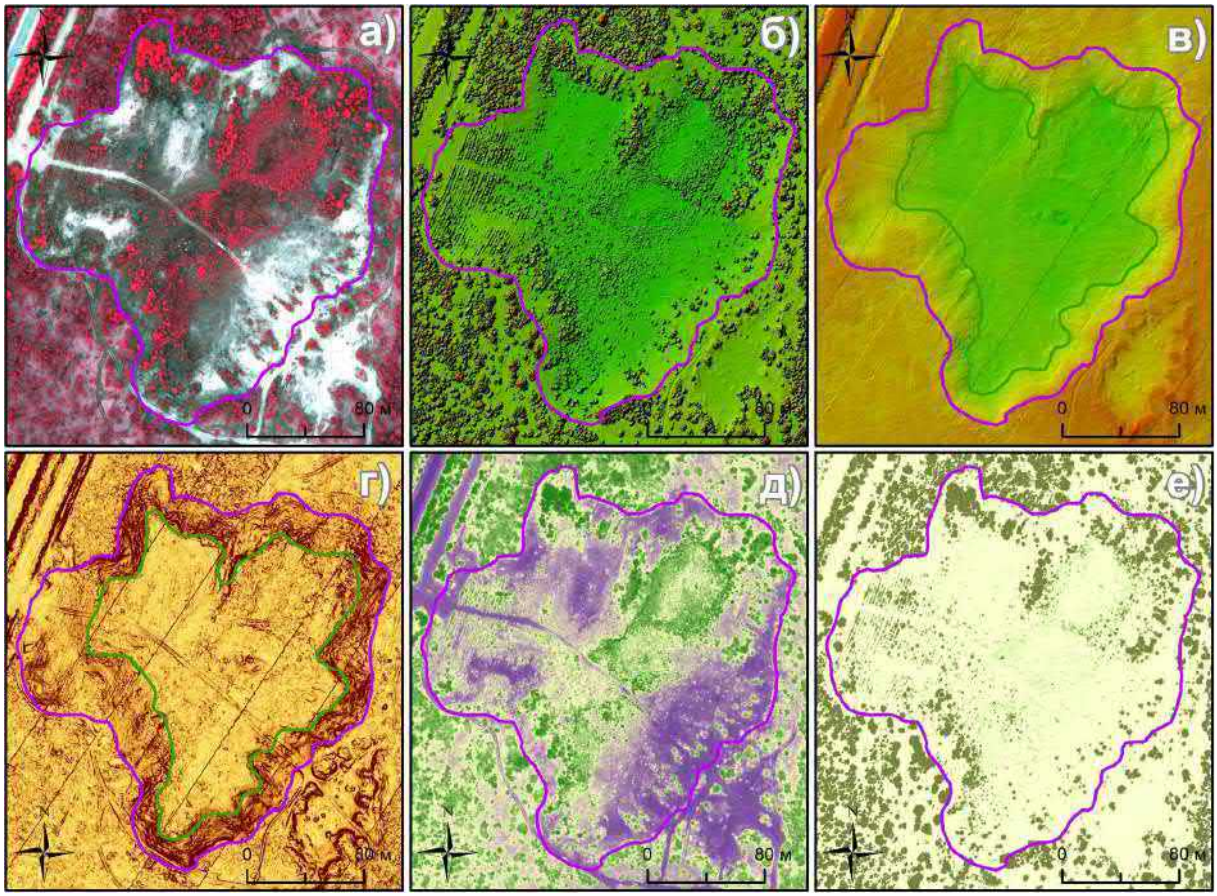


Рисунок 5.19 – Примеры производных продуктов обработки материалов съемки с БПЛА

Таблица 5.8 – Результаты расчетов по днищам карьеров

GEN	Карьер	Доля, %	Угол, град	NDVI	Bare доля, %	Veg доля, %	Ср. высота раст., более 30 см, м	Площадь, га	Объем, тыс. куб.м.
GEN1	K2022_1	61,8	6,57	0,35	20,0	9,3	2,03	0,3	10,3
	K2022_2	63,0	6,64	0,27	9,3	13,3	4,19	0,3	10,5
	K2022_4	65,1	6,66	0,47	0,8	18,4	2,48	0,4	13,7
	K2022_5	80,3	7,16	0,59	0,1	20,7	2,05	0,6	27,9
GEN3_1	K2021_7	74,1	3,89	0,36	33,8	18,6	2,16	10,1	328,7
	K2020_1	60,1	4,78	0,22	30,0	26,9	3,09	5,1	177,2
	K2020_2	52,7	4,07	0,42	12,5	36,2	1,51	4,3	127,4
	K2020_3	55,1	3,94	0,40	23,9	53,6	2,74	4,7	134,0
GEN3_2	K2021_1	46,4	5,02	0,54	15,5	38,1	3,51	1,7	53,2
	K2021_2	47,5	8,26	0,40	28,8	43,5	3,15	1,7	52,2
	K2021_3	56,9	6,76	0,40	33,8	27,6	1,52	6,7	321,7
	K2021_4	54,6	2,89	0,51	7,7	53,5	1,54	3,8	130,7
	K2021_5	62,6	5,04	0,64	1,4	73,7	3,49	3,7	102,0
GEN4	K2022_3	74,5	3,76	0,44	17,6	4,9	0,42	21,6	1065,2
	K2022_6	63,3	5,74	0,48	9,9	2,7	0,38	17,3	601,9
GEN1		67,6	6,76	0,42	7,6	15,4	2,69	0,4	15,6
GEN3_1		60,5	4,17	0,35	25,0	33,8	2,38	6,0	191,8
GEN3_2		53,6	5,60	0,50	17,4	47,3	2,64	3,5	132,0
GEN4		68,9	4,75	0,46	13,7	3,8	0,40	19,4	833,5

Таблица 5.9 – Результаты расчетов по склонам карьеров

GEN	Карьер	Доля, %	Угол, град	NDVI	Bare доля, %	Veg доля, %	Ср. высота раст., более 30 см, м	Глубина, м	Периметр, км
GEN1	К2022_1	29,71	21,12	0,30	45,4	8,2	2,74	4,7	0,3
	К2022_2	27,16	23,36	0,31	21,5	20,7	2,91	5,4	0,2
	К2022_4	34,93	26,61	0,39	13,7	7,4	2,05	5,6	0,3
	К2022_5	19,67	26,34	0,68	2,0	44,9	3,06	5,8	0,3
GEN3_1	К2021_7	24,94	6,45	0,42	24,3	35,5	3,31	5,5	1,8
	К2020_1	39,86	5,21	0,43	3,1	69,3	4,16	6,6	1,0
	К2020_2	47,31	6,06	0,37	23,4	51,0	3,03	4,7	0,9
	К2020_3	44,93	4,72	0,46	17,6	60,4	3,40	5,2	1,0
GEN3_2	К2021_1	53,58	6,73	0,51	9,9	46,3	3,04	5,4	0,5
	К2021_2	51,44	8,31	0,45	17,9	54,9	2,77	7,7	0,6
	К2021_3	43,13	6,88	0,57	8,2	65,8	2,82	11,1	1,2
	К2021_4	45,37	5,40	0,22	61,7	5,4	0,74	5,3	0,8
	К2021_5	37,37	5,61	0,56	6,1	66,6	4,05	4,6	0,9
GEN4	К2022_3	16,04	9,91	0,45	8,2	5,4	0,43	7,7	2,2
	К2022_6	17,84	7,72	0,60	4,7	7,4	0,48	5,1	1,7
GEN1		27,9	24,36	0,42	20,7	20,3	2,69	5,4	0,3
GEN3_1		39,3	5,61	0,42	17,1	54,0	3,47	5,5	1,2
GEN3_2		46,2	6,59	0,46	20,8	47,8	2,68	6,8	0,8
GEN4		16,9	8,82	0,53	6,5	6,4	0,45	6,4	1,9

- относительно площади, периметра и объема наблюдается последовательное увеличение значений от более старых к более молодым карьерам (в частности, объем карьеров за весь период наблюдений в среднем увеличился более чем в 50 раз), при этом средняя глубина имеет сопоставимые значения в пределах 5-6 м, что обусловлено уровнем грунтовых вод;
- доля склонов в общей площади минимальна у карьеров четвертого поколения (17%), в то время как у карьеров третьего поколения она достигает 40% и более;
- максимальными значениями углов наклона (до 25°) характеризуются склоны карьеров первого поколения, для остальных поколений средние значения составляют от 5 до 9° для склонов и от 4 до 6° для днищ;

Растительность (высота от 0,3 м) в пределах карьеров можно охарактеризовать по следующим параметрам:

- высота – для карьеров первого и третьего поколений средние значения составляют от 2,7 до 3,5 м для склонов и от 2,4 до 2,7 м для днищ, минимальными значениями высоты (0,4-0,45 м) вполне ожидаемо характеризуются молодые карьеры четвертого поколения;
- доля покрытия – достигает 48-54% на склонах карьеров третьего поколения, минимальные значения от 3,8 до 6,4% отмечаются также для молодых карьеров, сниженными значениями (15-20%) также характеризуются карьеры первого поколения;
- объем фитомассы – в большинстве случаев значения NDVI незначительно превышают фоновый уровень для лишайниковых редколесий (0,41), исключение составляют днища карьеров GEN3_1, где NDVI в среднем составил 0,35.

В геоботаническом отношении растительность фоновых участков характеризуется закономерной сменой видового состава при продвижении с севера на юг. Для более северных карьеров первого поколения фоновые сообщества представлены кустарничковыми лишайниковыми лиственничными и березово-лиственничными редколесьями. В древостое

доминирует лиственница сибирская (*Larix sibirica*) с постоянным участием березы пушистой, местами в составе древостоя может встречаться ель сибирская (*Picea obovata*). В подросте встречаемость единичной ели составляет до 40%. В травяно-кустарничковом ярусе (проективное покрытие 25-50%) доминирует толокнянка, вороника и брусника. Основу мохово-лишайникового яруса (проективное покрытие 100%) составляют кустистые лишайники рода *Cladonia*.

На фоновых участках более южных карьеров (генерация GEN3_1) в составе древостоя лиственница постепенно сменяется сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris*). В подросте также увеличивается участие сосны сибирской (*Pinus sibirica*). Сомкнутость крон увеличивается до 0,5-0,6, в результате чего редколесье сменяется полноценным лесом. В травяно-кустарничковом ярусе толокнянка постепенно сменяется брусникой. Мохово-лишайниковый ярус характеризуется абсолютным доминированием кустистых лишайников, при этом увеличивается роль зеленых мхов (например, *Pleurozium schreberi*).

Видовой состав растительности в пределах карьеров практически не зависит от зональных особенностей. В целом, здесь отмечается низкая сомкнутость крон деревьев, при этом на крутых склонах древостой возобновляется хуже, чем не пологих. На фоне сохранения доминирования кустарничков (толокнянки, брусники, вороники) отмечается увеличение проективного покрытия злаков (до 10-15%) и разнотравья (до 5-7%).

Можно отметить, что проективное покрытие травянистых видов и их видовое разнообразие в большей степени зависит от условий увлажнения. Так на карьерах GEN3_2 и GEN4 выявлено 15 видов злаков и трав, из которых значительную долю составляют гигрофиты: осоки *(Carex sp.)*, щучка дернистая (*Deschampsia cespitosa*), вейник Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*). В то же время для карьеров GEN1 и GEN3_1 даже на пологих склонах встречаемость разнотравья и злаков менее 1% (исключением является овсяница овечья, встречаемость которой составляет до 70%).

Мохово-лишайниковый ярус в пределах карьеров в целом более изрежен – проективное покрытие в среднем составляет 40-50%. Здесь независимо от широты и степени увлажнения наблюдается доминирование политриховых мхов (*Politrichum juniprinum, P.pilliferum*). Их среднее проективное покрытие составляет 25-30%, при повышенном увлажнении – до 50-60%. Лишайники встречаются более диффузно, при этом их проективное покрытие повышается по мере увеличения возраста карьера (особенно это заметно на пологих склонах и в микрозападинах). Так, для карьеров GEN4 общее проективное покрытие кустистых лишайников составляет менее 1%, GEN3_2 – 15-20%, GEN3_1 – 10-20%, GEN1 – 40-60% (сводные геоботанические описания представлены в Приложении Р).

Доля оголенных песков в пределах карьеров колеблется от 6,5 до 25%. Наиболее подвержены дефляции в настоящее время склоны карьеров первого и третьего поколений (17-21%), а также днища карьеров третьего поколения (17-25%). Минимальную площадь оголенные участки занимают в пределах карьеров четвертого поколения (6,5% для склонов и 13,7% для днищ).

Можно отметить, что карьеры первого и четвертого поколения, несмотря на относительно низкие геоботанические показатели, имеют сниженную долю оголенных песков за счет сплошного развития лишайникового покрова (в первом случае) и заболачивания (во втором случае). Развитию лишайников могли способствовать низкие значения относительного климатического потенциала эолового переноса *($Э_n$)*, которые по данным метеостанции Надым наблюдались до начала 1980-х гг. (рисунок 5.10). Кроме того, в карьерах GEN4 выполнялись работы по рекультивации.

Наиболее подвержены дефляции протяженные склоны карьеров третьего поколения (особенно склоны, обращенные навстречу доминирующим ветрам). Повышенная доля развеваемых песков отмечается также в пределах днищ карьеров GEN3 даже на фоне высоких геоботанических показателей и явных следов искусственного восстановления лесной растительности. Исходя из этого, для 7 карьеров генерации GEN3_1 выполнены комплексные исследования физико-химических показателей верхней части почвенно-грунтового слоя и проведен сравнительный анализ с фоновыми лесами и модельной котловиной выдувания. Поскольку полученные результаты химических анализов и геоботанические описания уже опубликованы ранее в работах [Сизов и др., 2020], поэтому ниже приводится только краткое обобщение с некоторыми дополнительными сведениями и основными выводами.

Рассматриваемые карьеры, площадью от 2 до 8 га, находятся на поверхности хорошо дренированной второй надпойменной террасы рр. Надым и Левая Хетта в пределах двух основных экотопов – березово-лиственично-сосновые лишайниковых лесов на иллювиально-железистых подзолах (№№2,5,7) и елово-лиственничных с примесью сосны, березы и кедра зеленомошных лесах на глеево-подзолистых почвах (№№1,3,4,6) (рисунок 5.20). Карьеры, на момент обследования в 2017 г. имели форму котловин с хорошо выраженными откосами (крутизной не более 18°) и днищем (нередко заболоченным). В некоторых карьерах присутствовали следы биологической рекультивации, выполненной сотрудниками Надымского лесничества в 2012 г. путем посадки разновозрастных дичков сосны обыкновенной в количестве 5000 шт./га вручную мечом Колесова. На момент обследования большинство саженцев в карьерах находились в угнетенном состоянии в результате дефляции или заболачивания (рисунок 5.21, высота растительности в карьерах К5 – К2020_3 и К7 – К2020_2 детально показана в Приложении П).

По состоянию на 2021 г. значения NDVI во всех рассматриваемых карьерах было близко или превышало фоновое значение для лишайниковых редколесий (0,41) (рисунок 5.22). Также во всех карьерах с 1993 г. наблюдается устойчивая положительная динамика прироста фитомассы, за исключением карьера К4, где в 2010 г. произошла повторная разработка с расширением площади. Карьеры в зеленомошных лесах (К3, К6), как уже отмечалось, демонстрируют в целом более значительный ежегодный прирост биомассы по сравнению с карьерами в лишайниковых редколесьях (К2, К5, К7).

Гранулометрический состав грунтов в карьерах в целом соответствует составу отложений подветренного склона активной дюны в пределах модельной котловины выдувания – основную долю составляют мелкозернистые (38-44%) и среднезернистые (36-42%) пески, при незначительном содержании глины и алеврита и несколько повышенной доле крупнозернистого песка (рисунок 5.23). Если сравнивать типы местообитаний в карьерах, то можно отметить незначительное превышение доли алеврита (на 8%) и крупнозернистого песка (на 10%) на участках с благоприятными условиями произрастания по сравнению с неблагоприятными. Однако эти различия, по всей видимости, не оказывают существенного влияния на формирование устойчивого растительного покрова.

Результаты определения валового содержания оксидов химических элементов показали, что для всех участков характерна высокая доля SiO_2 (80-96%) (таблица 5.10), что является общей особенностью почвообразующих пород данной территории (см. главу 3). Содержание Al_2O_3, Fe_2O_3 и K_2O на зарастающих и оголенных участках в карьерах практически не различается, при этом стоит отметить, что полученные значения занимают промежуточное положение между автоморфным иллювиально-железистым подзолом и переувлажненной глеево-подзолистой почвой.

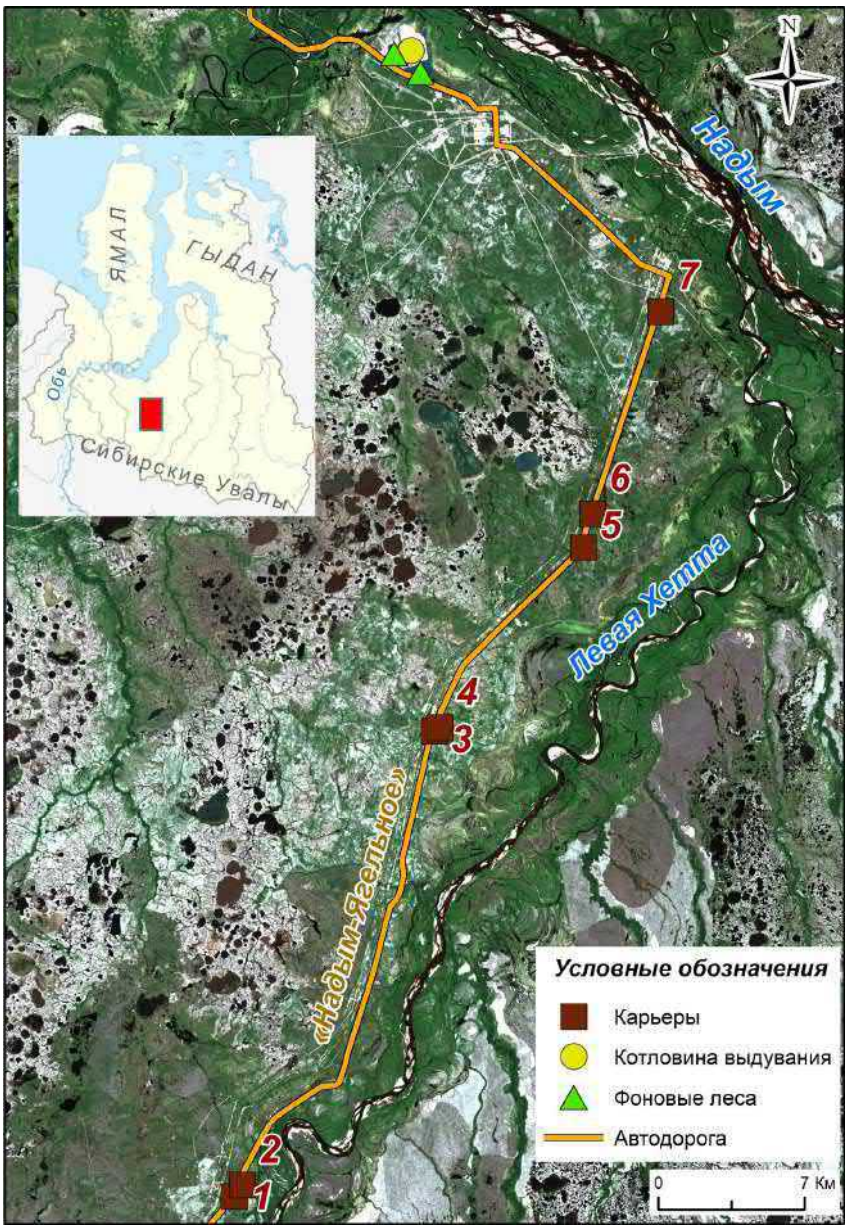


Рисунок 5.20 – Обзорная схема расположения участков исследований (подложка – Sentinel-2®ESA, 2016)



Рисунок 5.21 – Гибель саженцев сосны в результате дефляции (слева) и вымокания корневой системы (справа) в карьере №7 (фото А.В. Соромотина, 2016)

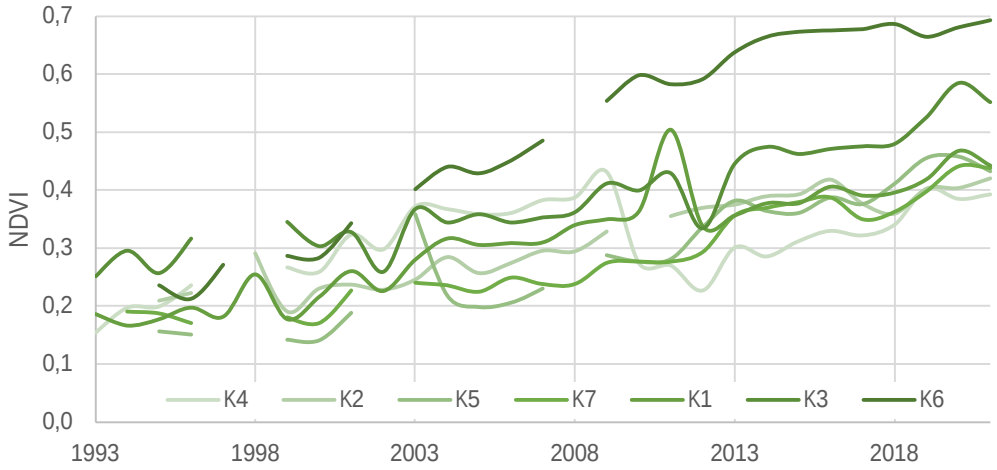


Рисунок 5.22 – Динамика NDVI о данным Landsat в пределах рассматриваемых карьеров



Рисунок 5.23 – Усредненные значения гранулометрического состава верхнего плодородного слоя нарушенных почв карьеров и модельной котловины выдувания

Полученные значения физико-химические показателей характеризуют в целом кислотную среду почвообразования (таблица 5.11). При этом, на отдельных зарастающих карьерах за счет хорошей дренированности, реакция среды приближается к нейтральной (6,78) [Сизов и др., 2020]. Общей особенностью является низкое содержание органики (повсеместно менее 1%), а также значение окислительно-восстановительного потенциала в пределах 220-330 мВ.

В карьерах на участках с благоприятными условиями произрастания по сравнению с неблагоприятными можно отметить несколько повышенные значения гидролитической и обменной кислотности.

При общем песчаном субстрате материнских пород, основное влияние на дифференциацию физико-химических показателей рассматриваемых участков оказывают условия увлажнения, которые определяются характером микрорельефа. Повышенная дренированность на пологих склонах постепенно приводит к обеднению химического состава верхней толщи, в то время как при формировании на поверхности гидроморфных условий даже на оголенных песчаных участках относительно недавно образованных карьеров наблюдается постепенное накопление фосфора и калия.

Таблица 5.10 – Валовое содержание оксидов химических элементов в верхнем слое нарушенных почв карьеров, грунтах котловины выдувания и фоновых почвах

Показатель	Зарастающие участки карьеров (медиана)	Оголенные участки карьеров (медиана)	Вершина дюны	Подветренный склон дюны	Междюнное понижение	Иллювиально-железистый подзол			Глеево-подзолистая почва		
						A0 (0-2 см)	BC (29-40 см)	C (40-54(66) см)	BFe (20 (22)-52 см)	BC (52-64 см)	C (64-80 см)
SiO_2, %	89,0	91,2	93,7	92,5	80,7	92,0	96,5	96,2	88,7	79,5	85,4
Al_2O_3, %	6,5	5,2	3,4	4,0	12,3	4,5	2,0	2,2	6,5	13,5	9,3
Fe_2O3, %	0,9	0,8	0,7	0,5	2,3	0,6	0,3	0,3	0,8	2,8	1,6
K_2O, %	2,1	1,5	0,9	1,9	2,2	1,6	0,2	0,3	2,1	2,0	1,8
TiO_2, %	0,4	0,3	0,5	0,2	1,0	0,3	0,3	0,2	0,7	0,8	0,5
Na_2O, %	0,7	0,6	0,5	0,5	0,8	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8
CaO, %	0,6	0,4	0,3	0,3	0,7	0,4	0,2	0,2	0,6	0,6	0,6

Таблица 5.11 – Основные физико-химические показатели верхнего слоя нарушенных почв карьеров, котловины выдувания и фоновых почв

Показатель	Зарастающие участки карьеров (медиана)	Оголенные участки карьеров (медиана)	Вершина дюны	Подветрен-ный склон дюны	Междюн-ное понижение	Анклав	Иллювиально-железистый подзол			Глеево-подзолистая почва		
							A2 (7-12(16 см)	BFe (12 (16)-29 см)	BC (29-40 см)	A1/A2 (6-14 см)	A2 (14-20(22) см)	BFe (20(22)-52 см)
pH (водн.)	5,6	5,8	5,6	5,6	5,6	5,6	3,6	4,8	5,4	4,3	4,6	5,2
pH (KCl)	4,4	4,6	4,4	4,2	4,7	4,1	4,0	4,3	4,6	3,5	3,9	4,3
Гидролитическая кислотность ммоль(+)/ 100 г	2,2	0,8	1,9	0,8	4,9	0,4	1,3	1,9	1,3	8,5	4,9	5,0
H^+ мг-экв/100г	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0
$Al3^+$	0,6	0,1	0,6	1,6	0,2	1,2	0,3	0,5	0,2	3,0	1,9	1,5
Обменная кислотность	0,6	0,2	0,7	1,6	0,2	1,3	0,4	0,6	0,2	3,2	2,0	1,5
Eh (ОВП), мВ	299,7	295,2	265,1	318,0	218,0	300,3	311,3	233,6	207,3	318,3	280,2	271,5
$C_{орг.}$, %	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	1,3	0,3	0,2
Ca^{++}, мг-экв/100г	1,4	2,4	1,8	2,2	0,8	1,6	1,4	1,0	1,2	2,2	1,2	1,4
Mg^{++}, мг-экв/100г	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4	0,4	1,2	1,0	0,8	0,4	0,6	0,2
K^+, мг-экв/100г	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
P_2O_5, мг/100 г	1,5	1,5	1,0	0,5	1,0	0,9	0,3	0,5	1,4	10,3	3,0	2,6
K_2O, мг/100 г	1,8	1,5	1,4	3,4	0,7	2,9	0,4	0,4	0,2	3,3	1,3	1,4

Таким образом, условия для возобновления растительности на зарастающих и оголенных участках песчаных карьеров можно охарактеризовать как экстремальные по целому ряду экологических факторов (низкая влажность, низкое содержание питательных элементов и органики, высокая подвижность субстрата). В этом отношении они близки условиям песчаных грунтов модельной котловины выдувания и иллювиально-железистого подзола сосново-лишайникового редколесья, отличаясь только краткосрочной нормализацией кислотности.

Основное негативное влияние оказывает ветер, который выносит легкие частицы и препятствует закреплению пионерных видов [Kapitonova, Aksarina, 2018]. Наиболее подвержены дефляции протяженные наветренные склоны северо-западной экспозиции, при уменьшении длины и увеличении крутизны склонов доля оголенных песков значительно сокращается. С другой стороны, при близком залегании грунтовых вод происходит быстрое заболачивание днища карьера, что препятствует восстановлению фоновых лесных сообществ [Коронатова, 2004]. В любом случае, современная динамика фоновых климатических условий способствует эффективному естественному восстановлению растительности [Седых, 2011]. При этом в рамках проведения дополнительных рекультивационных мероприятий целесообразно учитывать направление естественной сукцессии в зависимости от локальных условий увлажнения.

5.3 Влияние природных пожаров на развитие дефляции[1]

Природные пожары являются важным экологическим фактором, который во многом определяет структуру и распространение растительного покрова, интенсивность круговорота углерода, а также значительно меняет свойства верхнего плодородного слоя почвы [Bowman et al., 2009]. Современные исследования показывают, что в арктической зоне пожары являются одной из основных причин нарушения термических условий многолетнемерзлых пород (ММП) [Nitze et al., 2018]. При этом их частота и интенсивность прямо пропорциональны степени антропогенного воздействия, особенно в районах добычи нефти и газа [Raynolds et al., 2014; Московченко, Московченко, 2018]. Слабо изученными остаются вопросы воздействия огня на экосистемы в переходных условиях северной тайги и лесотундры на фоне наблюдаемого постепенного потепления климата в Арктике [Jones et al., 2012; Sobrino et al., 2020]. Существует также устойчивое мнение, что пожары за счет уничтожения растительного покрова являются одним из основных факторов активизации эоловых процессов, особенно в холодных климатических условиях [Земцов, 1976; Filion, 1984]. В этом отношении природные пожары, их динамика, распространение и фактические последствия заслуживают более детального рассмотрения в рамках данной работы.

Для выявления и мониторинга природных пожаров в настоящее время активно применяются дистанционные методы, основанные преимущественно на данных ДЗЗ среднего и низкого разрешения (ссылка Landsat-5,7,8, Sentinel-2,3, Terra, Aqua, SuomiNPP и др.) [Rocha et al., 2012]. Накопление больших объемов информации позволяет в глобальном масштабе с ежегодной периодичностью оценивать площадь лесопокрытой территории как по оптическим, так и по радиолокационным данным [Hansen et al., 2013; Shimada et al., 2014], а также проводить ретроспективный анализ изменений. В качестве примеров успешный

[1] Раздел написан на основе публикации: «Сизов О.С., Цымбарович П.Р., Ежова Е.В., Соромотин А.В., Приходько Н.В. Оценка постпирогенной динамики тундровой растительности на севере Западной Сибири за последние 50 лет (1968–2018) на основе данных ДЗЗ детального и высокого разрешения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 4. С. 137-153»

международных проектов можно привести *Global Forest Change* и *Global Forest Watch*[1] (ссылки). В России на основе данных ДЗЗ успешно функционирует ведомственная информационная система дистанционного мониторинга лесов (ИСДМ-Рослесхоз), которая хранит значительные объемы данных о пожарной динамке в пределах земель лесного фонда страны с 2001 г. [Лупян и др., 2017]. Вместе с тем, появление доступных архивных данных ДЗЗ Corona с высоким разрешением дает возможность расширять временные границы мониторинга вплоть до 60-х гг. XX века и проводить более детальные оценки изменений растительного покрова северных территорий путем сравнения с современными высокодетальными данными ДЗЗ (ссылка)[Yu et al., 2015; Esau et al., 2023].

При исследовании природных пожаров использовались дистанционные и дендрохронологические методы, описанные в Приложении А, влияния теплового воздействия на верхнюю толщу ММП оценивалось в ходе полевых работ, проведенных в августе 2020 г. в бассейне рр. Правая Хетта и Ныда. Для просмотра и скачивания основных картографических слоев по ключевым участкам разработан геопортал *Nadym.Changes in 50 years (1968-2018)* (далее – *NC50*)[2].

Наиболее общее представление о распространении и динамике природных пожаров на севере Западной Сибири позволяет получить тепловая съемка со спутников Terra/MODIS и Aqua/MODIS (период наблюдений с 2001 по 2019 гг., продукт FireCCI51[3]. Основная территория интереса, включающая зональный переход от южной тундры к средней тайге, ограничена с запада и востока Обью и Енисеем, простирание по широте – от 62,5° до 68,5° с.ш. Общая площадь территории составляет порядка 720 тыс. км^2, из которых 23,8 тыс.км^2 (3,3%, без учета повторных возгораний) имеют индикационные признаки участков, пройденных огнем (могут быть отнесены к гарям) (рисунок 5.24).

Можно отметить, что плотность гарей убывает с юга на север, при этом размеры гарей в зоне лесотундры сопоставимы с гарями северной тайги, в тундре отмечается существенно меньше следов возгораний. Повышенная плотность гарей наблюдается в освоенных районах, однако и на участках без признаков хозяйственного освоения также выделяются обширные территории, пройденных огнем.

Анализ динамики природных пожаров на основе суммирования среднесуточных значений показателя интенсивности горения FRP показывает, что прирост площадей гарей происходит скачкообразно в отдельные годы (2005, 2012-2013, 2016-2017) (рисунок 5.25). Наиболее пожароопасным месяцем года является июль с продолжительным солнечным освещением, максимальными среднесуточными температурами (см. раздел 4.2) и относительно небольшим количеством осадков в зимние месяцы (рисунок 5.26).

Продолжительность активного горения может составлять от 2-3 до 14 сут, при этом за сезон может быть 2-3 подобных периода (например, в 2013 и 2016 гг.) (рисунок 5.27). Максимальная единовременная интенсивность горения отмечена по независимым данным MODIS и VIIRS 31 июля 2017 г. Высокая скорость распространения и интенсивность горения отмечена также на Аляске, где половина гарей за 2002-2010 гг. образовалась суммарно всего за 36 дней горения [Barrett et al., 2016].

[1] *http://earthenginepartners.appspot.com/science-2013-global-forest*
https://www.globalforestwatch.org/
[2] *https://ageoportal.ipos-tmn.ru/nadym*
[3] FireCCI51: MODIS Fire_cci Burned Area Pixel Product, Version 5.1 – https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ESA_CCI_FireCCI_5_1

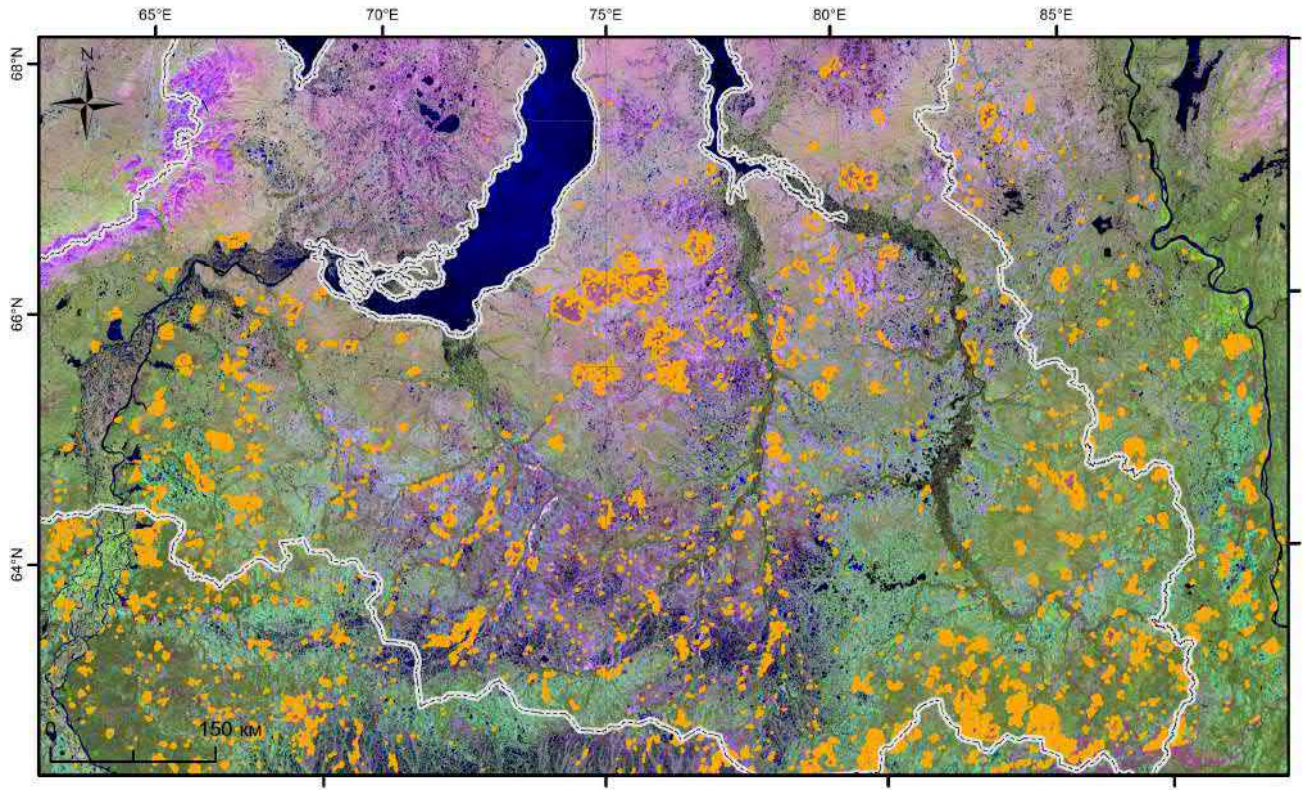


Рисунок 5.24 – Карта участков разновременных гарей (показаны оранжевым цветом) на севере Западной Сибири (составлено на основе продукта FireCCI51 за 2001-2019 гг.)

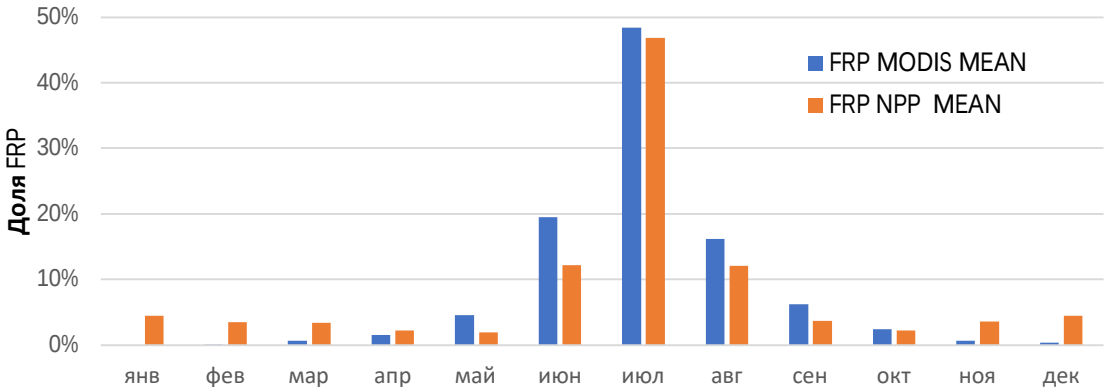


Рисунок 5.25 – Внутригодовое распределение интенсивности природных пожаров (FRP) в междуречье Оби и Енисея на основе данных MODIS (2001-2019 гг.) и VIIRS (2012-2019 гг.)

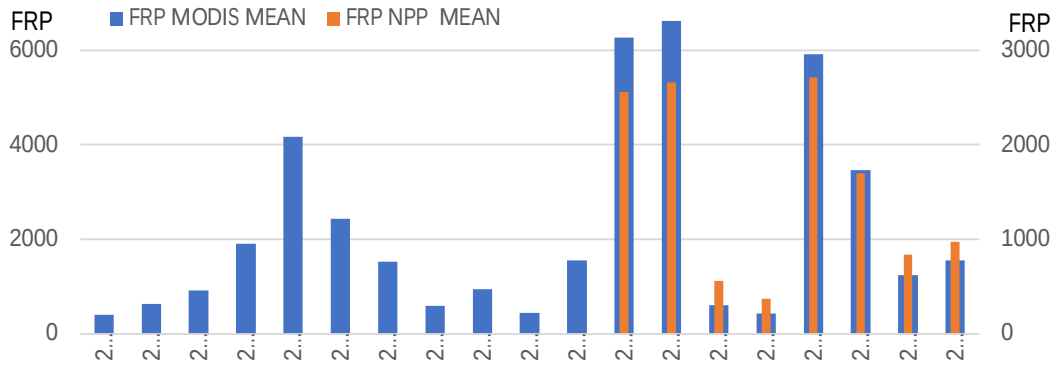


Рисунок 5.26 – Динамика интенсивности природных пожаров (FRP) в междуречье Оби и Енисея на основе данных MODIS (2001-2019 гг.) и VIIRS (2012-2019 гг.)

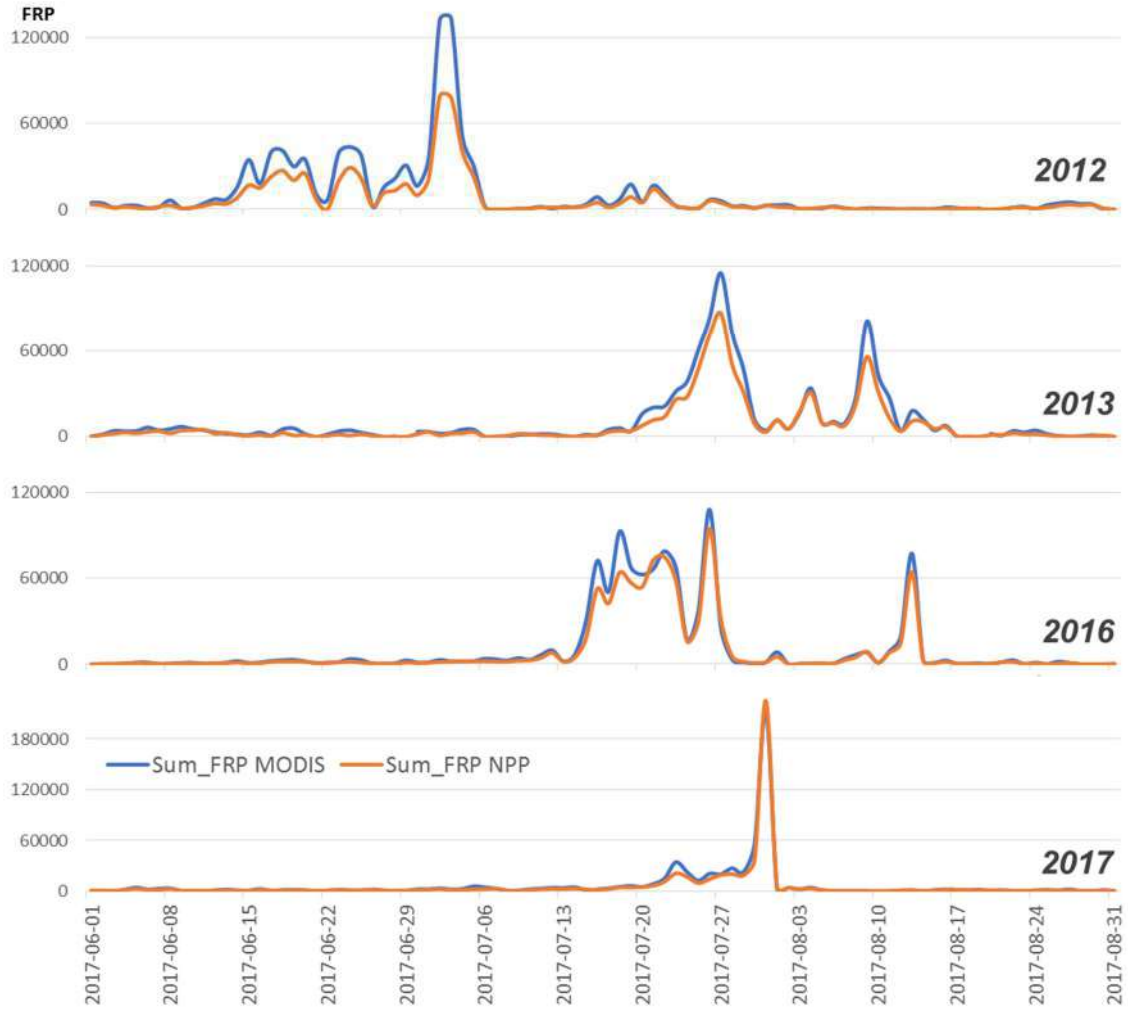


Рисунок 5.27 – Суточная динамика интенсивности природных пожаров (FRP) в междуречье Оби и Енисея за летние периоды наиболее пожароопасных лет на основе данных MODIS и VIIRS

В ходе дальнейших работ для северной части Надымского района выполнено среднемасштабное картографирование ежегодного прироста гарей на основе данных Landsat-5/8 (1985-2015 гг.) и Sentinel-2 (2015-2019 гг.). Всего выявлено 198 участков, пройденных огнем, общей площадью 15,8 тыс. км^2 (27,2% от общей территории исследований).

Динамика площадей гарей (рисунок 5.28) явно демонстрирует выявленную по данным MODIS закономерность – развитие природных пожаров на рассматриваемой территории севера Западной Сибири носит спорадический и экстремальный характер. В данном случае основная доля сгоревших территорий (84,1%) образовалась всего на два года – 1990 (59,2%) и 2016 (24,9%) (рисунок 5.29). В остальное время прирост площадей гарей минимален даже при наличии участков первичных возгораний (например, 2003, 2004 гг.), при этом в отдельные годы (например, 2008, 2009 и др.) участки гарей отсутствуют полностью.

Полученные результаты хорошо сопоставляются с данными годовой динамики гарей лесотундры ЯНАО, полученными на основе данных Landsat с 1985 по 2018 гг. [Московченко и др., 2020]. Полученный сводный график (рисунок 5.30) позволяет выделить четыре периода активизации природных пожаров – 1989-1990 (в данном случае пожары 1989 г. следует отнести к 1990 г.), 2005-2006, 2013 и 2016-2017 гг. В работе также указывается, что частота пожаров и их интенсивность сильно варьирует от года к году – площадь гарей может меняться от нуля до 2-3 тыс. км^2 (до 3,6 % от площади лесотундры) [Московченко и др., 2020].

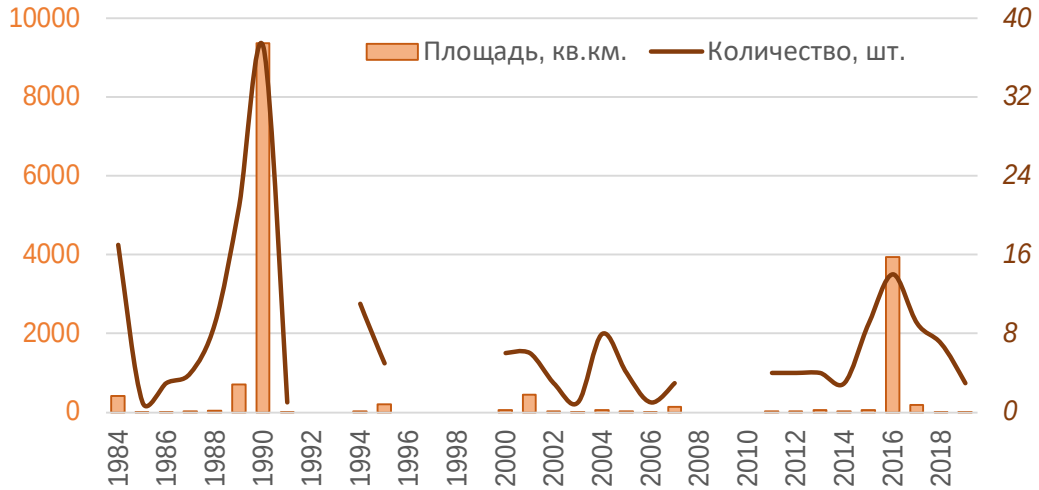


Рисунок 5.28 – Динамика площади и количества гарей на севере Надымского района с 1985 по 2018 гг. (по данным Landsat)

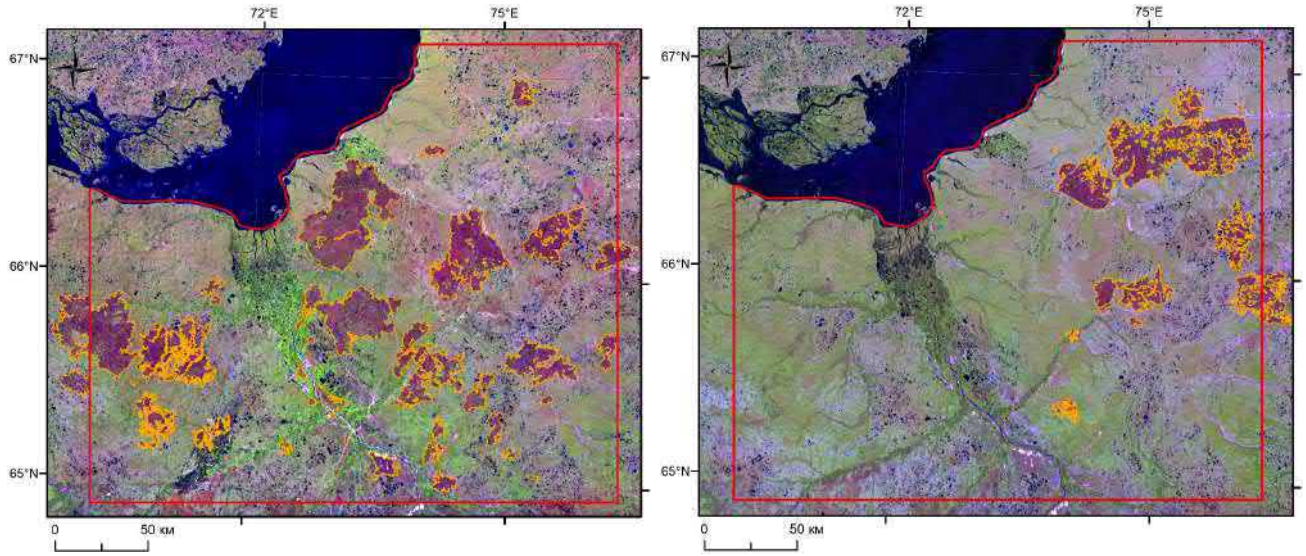


Рисунок 5.29 – Распространение участков, пройденных огнем в 1990 и 2016 гг., на севере Надымского района (по данным Landsat)

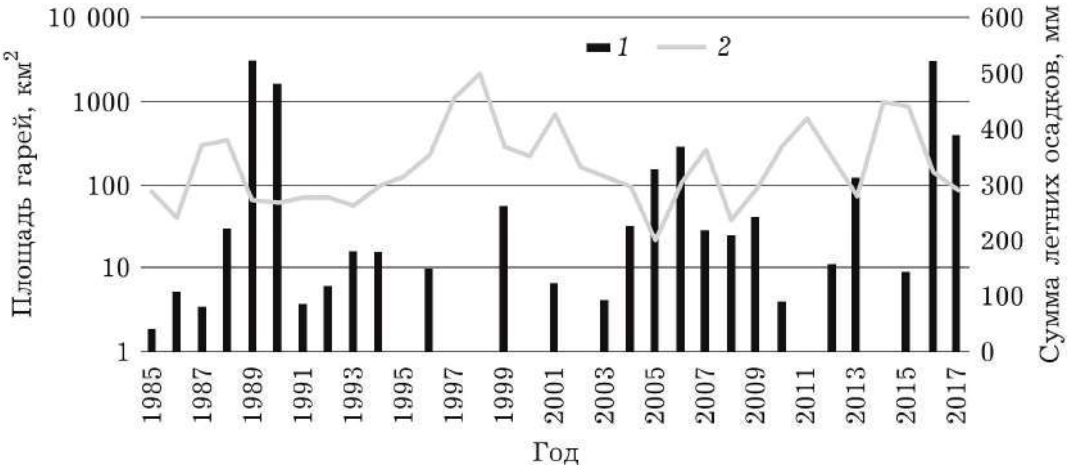


Рисунок 5.30 – Годовая динамика площади пожаров в лесотундре на территории ЯНАО. 1 – площадь пожаров, км^2; 2 – сумма осадков за лето (метеостанция Тазовский) [Московченко и др., 2020]

Для расширения периода наблюдения и проведения более детального анализа в рамках данной работы выбраны три ключевых участка (рисунок 5.31):

- №1 на правобережье р.Надым, включающий бассейн р.Ныда и верховья р.Правая Хетта (S=15800 км^2);
- №2, включающий южное побережье Обской губы и бассейн р.Шуга (S=2500 км^2);
- №3 к западу от г.Надым, частично охватывающий бассейн р.Нгарка-Пыряяха (S=2000 км^2).

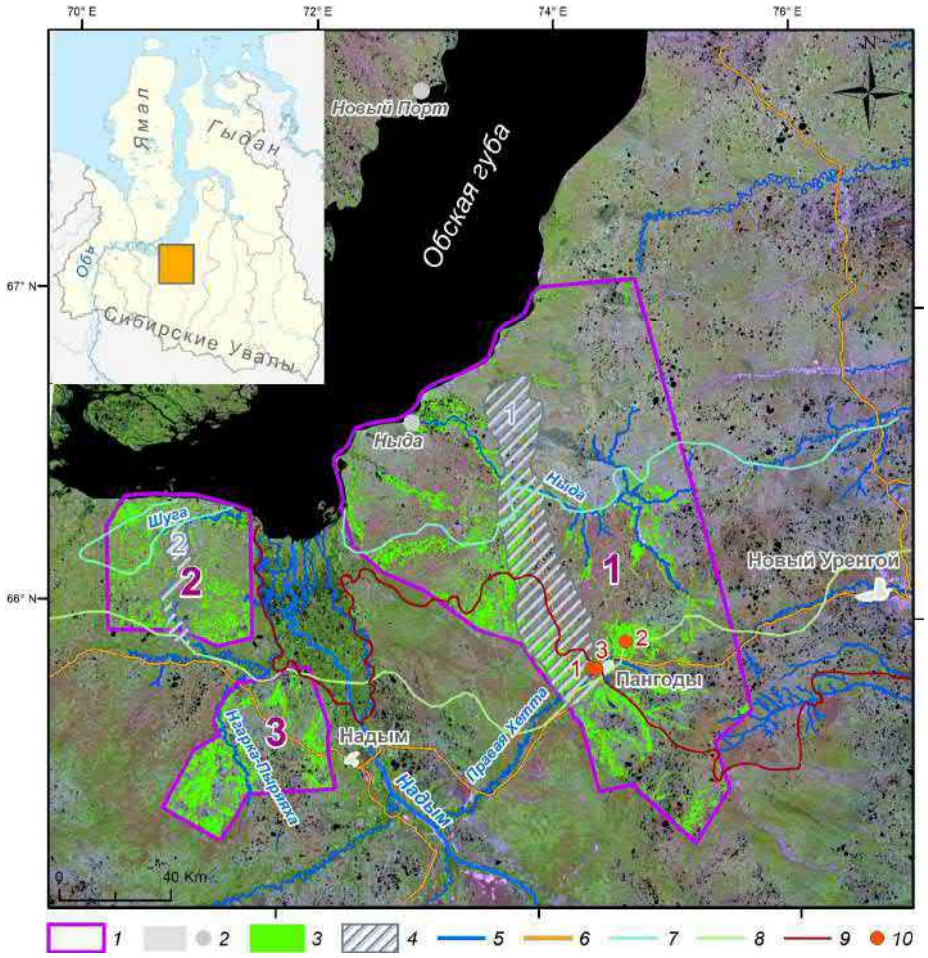


Рисунок 5.31 – Обзорная карта района работ: 1 – ключевые участки; 2 - населенные пункты; 3 - маска леса; 4 - месторождения УГВ (1 - Медвежье, 2 - Ярудейское); 5 – водотоки; 6 – автодороги, 7 - граница зоны тундры; 8 - граница зоны лесотундры; 9 - граница земель лесного фонда; 10 - точки полевых наблюдений (номера – см. табл. 3); подложка – мозаика Landsat-7, 2000 г. [Hansen et al., 2013]

В ландшафтном отношении участки относятся к Тазовской южно-тундровой, Салехардской и Надым-Пурской лесотундровой, Полуйской и Надым-Пурской северо-таежной провинций Западно-Сибирской равнины [Ильина и др., 1985; Атлас..., 2004]. Основные растительные сообщества представлены:

- ерниковыми и ивняково-ерниковыми мохово-лишайниковыми тундрами в сочетании с плоскобугристыми трещиновато-полигональными болотами и лишайниково-кустарничковыми редколесьями (южно-тундровые формации);
- лиственничными и елово-лиственничными кустарничково-зеленомошными редколесьями в сочетании с кустарничковыми и лишайниковыми тундрами (лесотундровые формации);

- лиственничными и елово-лиственничными с примесью кедра и сосны кустарничково-зеленомошно-лишайниковыми редкостойными лесами в сочетании с ерниково-сфагново-лишайниковыми плоско- и крупнобугристыми болотами (северо-таежные формации).

Антропогенное воздействие определяется разработкой крупных нефтегазовых месторождений (Медвежье, Ярудейское). Кроме того, в пределах ключевых участков проходят крупные магистральные газопроводы («Ямбург-Тула», «Ямбург-Елец», «СРТО-Урал», «Уренгой-Центр», «Уренгой-Ужгород» и др.), ведется строительство Северного широтного хода «Салехард-Новый Уренгой» (автомобильная и железная дорога).

Результаты дешифрирования данных Landsat и архивных снимков Corona показывают, что с 1968 по 2018 гг. гари охватили более 60% площади ключевых участков (без учета площади повторных возгораний) (рисунок 5.32).

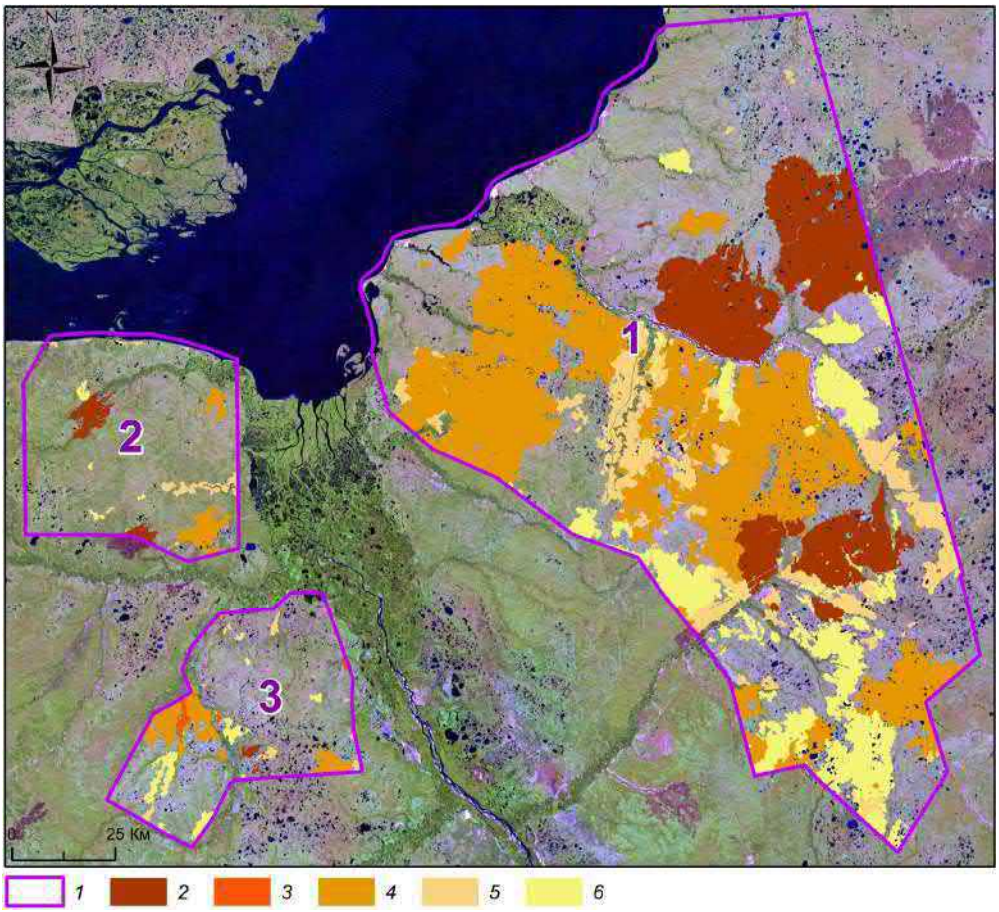


Рисунок 5.32 – Динамика площади сгоревших территорий в пределах рассматриваемых участков по данным Corona/KH-4b и Landsat-1,4,5,7,8: 1 – границы ключевых участков; 2 – участки гарей 2017-2018 гг.; 3 – участки гарей 2002-2016 гг.; 4 – участки гарей 1989-2001 гг.; 5 – участки гарей 1969-1988 гг.; 6 – участки гарей до 1968 г.; подложка – мозаика Landsat-8, 2018 г. [Hansen et al., 2013]

Большую часть составляют моновозрастные гари (80,5%), общая доля повторных возгораний – 19,5% (участки с трех и четырехкратной повторяемостью – 2,8%). Примечательно, что по состоянию на 1968 г. доля разновозрастных гарей составляла только 25,7%, а с 2016 по 2018 гг. доля вновь образованных гарей составила порядка 22,8% (рисунок 5.33). Таким образом можно сделать вывод, что основной прирост площадей гарей произошел на современном этапе интенсивного хозяйственного освоения на фоне явных климатических изменений.

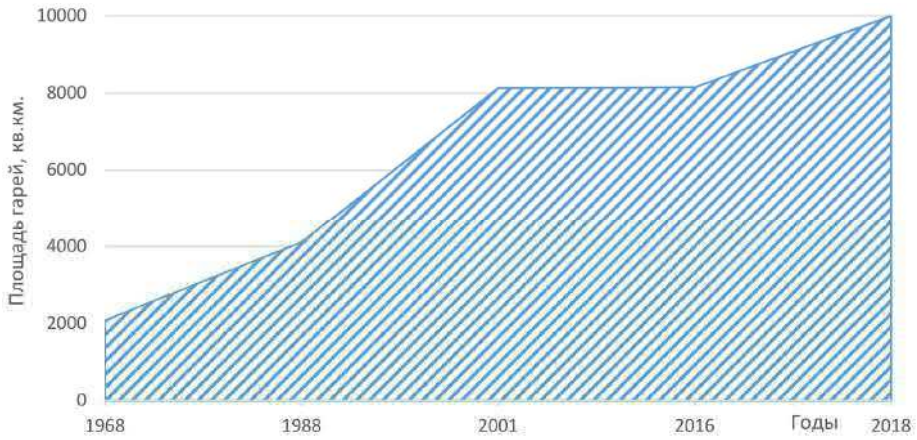


Рисунок 5.33 – *Прирост* площади гарей на ключевых участках с 1968 по 2018 гг. (с учетом повторных возгораний)

Тем не менее, существуют явные свидетельства о том, что природные пожары на рассматриваемой территории происходили и до начала промышленного освоения. Так, на основе дендрохронологических исследований (показатель *F*) следы пожаров вблизи Пангод и Надыма отмечены для 1915 (1916), 1881 и 1862 гг. [Московченко и др., 2020]. Кроме того, остатки природных пожаров (угли) нередко обнаруживаются в верхней части почвенных или геологических разрезов. Полученные результаты радиоуглеродного датирования методом AMS показывают, что крупные пожары могли происходить в нижнем и среднем течении р. Надым 6 и 1,5 тыс. л.н. (таблица 5.12, рисунок 5.34). В нижнем течении р. Таз следы масштабных природных пожаров отмечены и для более раннего периода голоцена (11,2 и 8,1 тыс.л.н.) [Шефер и др., 2023].

Таблица 5.12 – Результаты радиоглеродного анализа остатков природных пожаров

Лаб. номер	Полевой номер	Глубина отбора, см	Место отбора	Радиоуглеродный возраст, л.н.	**Калиброванный возраст, л.н. (медиана)**
GV-3650	НР-48	10	Надым, среднее течение	1453±98	**1357±186**
GV-3250 (2)	К-1	12	Надым, устье р.Хейгияха	1637±69	**1515±162,5**
NSKA-1986	НР-1	10	Танлова, среднее течение	5111±97	**5845±286**



Рисунок 5.34 – Места отбора проб остатков природных пожаров – НР-1 (слева) и К-1 (справа)

Различные исследования показывают, что крупные природные пожары возникают на фоне продолжительных засух, которые затрагичают большие по площади территории [Kolden, Abatzoglou, 2012; Валендик и др., 2014; Chang et al., 2016; Московченко и др., 2020]. Пожары в тундре возникают в результате формирования в летний период локальных условий повышенных температур и низкой влажности даже в течение относительно непродолжительного времени (2-3 недели и более) [York et al., 2018].

На практике в лесном хозяйстве для расчета пожарной опасности используется комплексный показатель В.Г. Нестерова (*КП*), который учитывает температуру воздуха и точки росы (°С) на 12 ч по местному времени, а также количество выпавших осадков (мм) за предшествующие сутки с 12 ч предыдущего дня по местному времени (осадки до 2,5 мм в сутки в расчет не принимаются) [ГОСТ Р 22.1.09-99]. На примере 2016 г. хорошо видно, что с 7 по 28 июля, когда не было осадков, *КП* достиг значения 9667, что практически соответствует чрезвычайному уровню (данные MODIS показывают, что наиболее интенсивное горение наблюалось с 14 по 27 июля 2016 г.). В 1990 г. в течение лета *КП* превышал чрезвычайный уровень четыре раза: с 12 июня по 3 июля (22591), с 3 июля по 15 июля (24317), с 18 июля по 29 июля (17474) и с 30 июля по 15 августа (15920).

Важно отметить, что пожароопасное сочетание температуры и количества осадков является необходимым, но не достаточным условием для возникновения и широкого распространения природных пожаров. В качестве примера можно привести летний период 2007 г., когда с 17 июня по 20 июля на фоне отсутствия осадков *КП* достиг феноменального значения *56795*, при этом каких-либо масштабных пожаров по данным MODIS (рисунок 5.25) и по данным Landsat (рисунок 5.35) в 2007 г. не отмечено. Достаточным условием, по всей видимости, является локальное антропогенное воздействие в пожароопасный период [Partain et al., 2016]. При этом наиболее крупные пожары нередко приурочены к месторождениям углеводородов или объектам транспортной инфраструктуры [Kuklina et al., 2023].

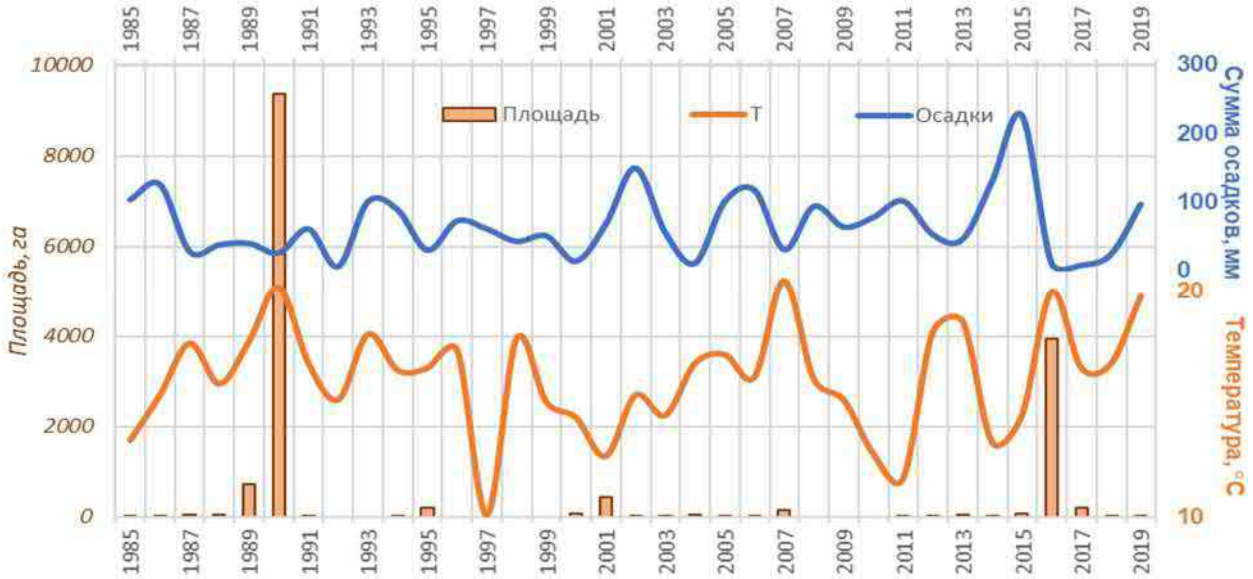


Рисунок 5.35 – Среднемесячные значения температуры и суммы осадков за июль (по данным метеостанции Надым) на фоне ежегодной площади гарей (по данным Landsat на примере северной части Надымского района)

В качестве примеров взаимосвязи антропогенного воздействия в различные периоды и развития природных пожаров на севере Надымского района можно привести следующее:

- начало 1950-х гг. (период строительства железной дороги «Чум – Коротчаево», Проект 501) – на широкое развитие пожаров в связи с деятельностью человека указывают прямые свидетельства очевидцев[1], а также аномальный прирост лиственниц, выявленный в районе модельного разува и аэропорта (подробнее см. раздел 4.3.3);

- середина 1970-х гг. (период активного освоения Медвежьего газоконденсатного месторождения) – анализ разновременных космических снимков показывает, что в 1973 г. в пределах горного отвода месторождения отсутствуют следы гарей, в 1976 г. на снимке хорошо видны дымовые шлейфы от природных пожаров вблизи строящейся инфраструктуры, а в 1987 г. участки, пройденные огнем, занимают уже большую часть территории месторождения (рисунок 5.36).

Показательным примером на современном этапе освоения (середина 2010-х гг.) является также крупный природный пожар, произошедший на территории Ярудейского нефтегазоконденсатного месторождения в 2017 г. С 1968 по 2016 гг. здесь не отмечается ни одного участка со следами возгораний, за исключением старых, заросших лесом гарей вдоль р. Шуга (рисунок 5.37а). Месторождение было открыто в 2008 г. и введено в эксплуатацию в конце 2015 г. (на снимках 2013 и 2014 гг. видны следы активных строительных работ) (рисунок 5.37б,в). Уже в июле 2017 г. в пределах месторождения происходит масштабное возгорание (рисунок 5.37г).

Очаг возгорания достоверно устанавливается по данным FIRMS – по данным MODIS и VIIRS первые тепловые аномалии фиксируются утром 22 июля в долине р. Шуга к юго-западу от месторождения, выше по течению реки (рисунок 5.37д). Учитывая, что пожар начинается утром в выходной день (суббота), вполне вероятна антропогенная причина возникновения очага пожара. Поскольку основным видом отдыха для работников промысла и местных жителей, которые имеют возможность проезда по территории месторождения, является рыбалка и охота, в районе очага в момент возгорания по всей видимости находилась группа рыбаков, которые поднялись выше по течению Шуги в район, где не оказывается явного негативного воздействия на ихтиофауну. Непосредственной причиной возгорания могло стать неосторожное обращение с огнем. В результате от пожара пострадала значительная территория, площадью около 220 км^2, в т.ч. участки в непосредственной близости от цеха подготовки и перекачки нефти.

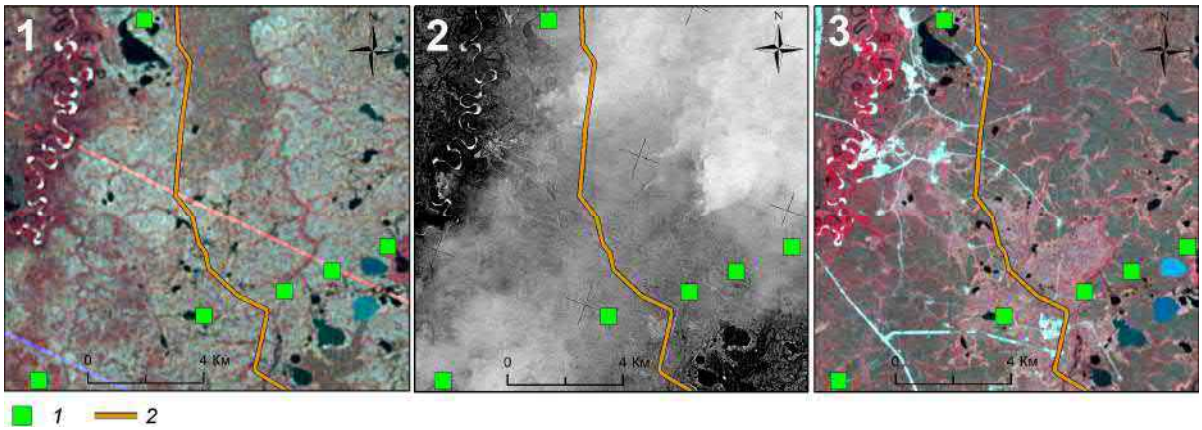


Рисунок 5.36 – Природные пожары в пределах Медвежьего газоконденсатного месторождения: 1 – Landsat-1 (1973); 2 – Hexagon/KH-9 (1976); 3 – Landsat-5 (1987) (условные обозначения: 1 – площадки разведочных скважин; 2 – автодорога «Пангоды-Заполярный»)

[1] *«Отряды строителей были разбросаны по всей тундре.* ***От их костров вдоль всей трассы начались пожары*** *– горели подсохшие за лето торф и мох, горела ягелевая тундра. На сотни километров с запада на восток стлалась полоса дыма.»* [Побожий, 1964, с. 162]

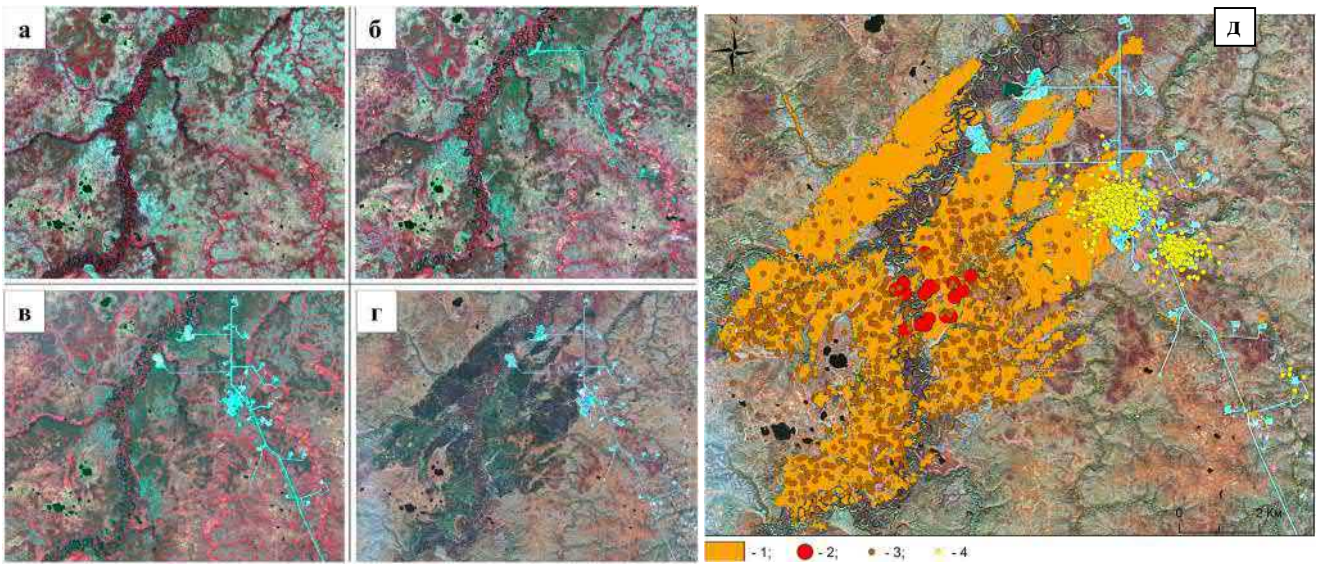


Рисунок 5.37 – Изменения на территории Ярудейского месторождения (участок 2) по данным Landsat-7,8 (а – 2002, б – 2013, в – 2016, г – 2018) и иоследствия природного пожара (1) – очаг возгорания показан красными точками (2), термоаномалии – коричневыми точками (2), постоянные факелы сжигания ПНГ – желтыми точками (3), источники данных – Landsat-8 (дата съемки 29/09/2018), тепловые аномалии FIRMS (на основе MODIS, VIIRS)

Дополнительный анализ источников возгораний в 1990 и 2016 гг. показывает, что в период повышенных температур одновременно образуется несколько естественных очагов огня. Причиной возникновения пламени наряду с антропогенным воздействием зачастую являются молнии [Veraverbeke et al., 2017]. По мере развития пожара отдельные очаги сливаются и дальнейшее распространение огня может быть ограничено только естественными (реки) или антропогенными (дороги, трубопроводы, ЛЭП) преградами. При пожароопасных условиях прогрессирующее увеличение площади пожара происходит уже в течение первых 2-5 дней после начала горения. Ситуация осложняется тем, что лесотундровые участки не входят в зону ответственности лесопожарных служб, тушение осуществляется пожарными на промыслах только вблизи объектов инфраструктуры. В итоге площади тундровых и лесотундровых пожаров достигают сотни км^2.

В ходе работ на примере севера Надымского района для пожаров с 2001 по 2019 гг. предпринята попытка определения потенциального источника возгорания. К категории «антропогенных» относились участки с инициальными возгораниями, расположенными вблизи от антропогенных объектов (до 3 км). В противном случае, участки относились к пожарам «природного» происхождения. Локализация инициального возгорания осуществлялась на основе данных FIRMS. Для потенциально антропогенных гарей также устанавливалось минимальное расстояние и тип ближайшего к инициальному возгоранию техногенного объекта (трубопровод, ЛЭП, дорога и ее тип, промышленная площадка и т.д.).

Результаты анализа показали, что более 90% пожаров могут быть отнесены к антропогенным (рисунок 5.38а). Среди антропогенных основную долю занимают гари, возникшие вблизи трубопроводов (58%), что свидетельствует о том, что обслуживание нефте- и газопроводов сопряжено с максимальными рисками возникновения пожароопасных обстановок (рисунок 5.38б).

Похожая особенность была выявлена на севере Иркутской области, где из 125 проанализированных участков первичных возгораний 46 (37%) оказались не далее 300 м от существующих дорог (основного объекта антропогенного воздействия в данном районе)

[Kuklina et al., 2023]. Стоит также отметить, что участки возгораний нередко полностью или частично пересекаются с территорией нефтегазовых месторождений.

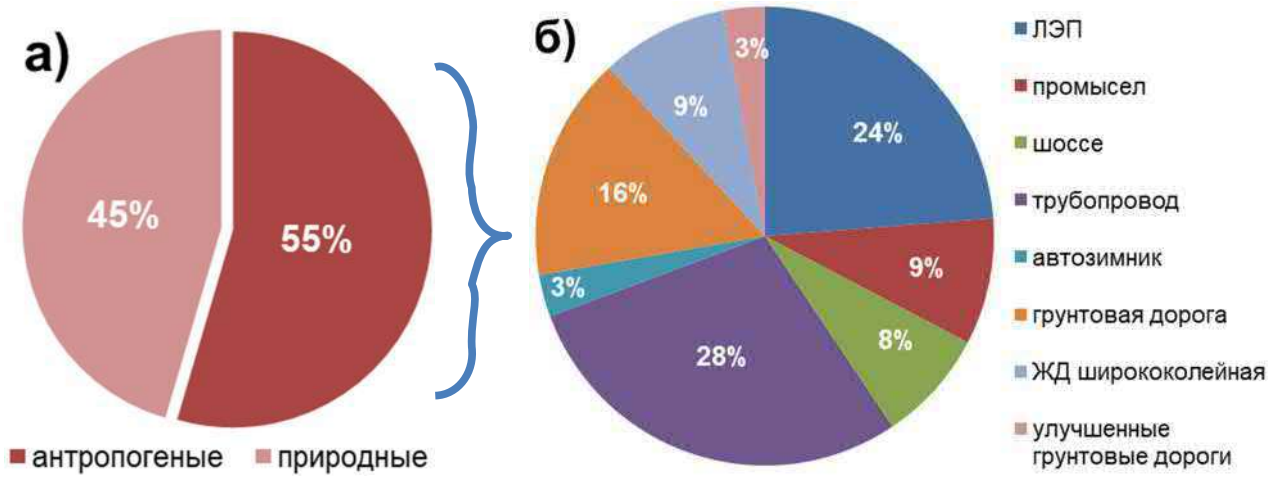


Рисунок 5.38 – Распределение потенциальных причин пожаров с 1985 по 2019 гг. (а) и соотношение видов антропогенных причин возгорания (б)

Применение разновременных снимков с высоким разрешением позволяет детализировать происходящие изменения растительного покрова после теплового воздействия пожара. В результате визуального анализа были выявлены несколько эталонов (1-8 в геопортале NC50), которые отражают типичные ситуации сукцессионных смен на участках однократного горения (случаи двух- и трехкратных возгораний, в силу усложнения восстановительных физико-химических процессов, требуют более детального рассмотрения). В качестве примера можно привести эталон 1 (рисунок 5.39). По состоянию на 1968 г. здесь хорошо выделяется участок сгоревшей тундры. К 2016 г. сформировался лесной покров, в то время как на соседних фоновых участках тундра осталась без изменений.

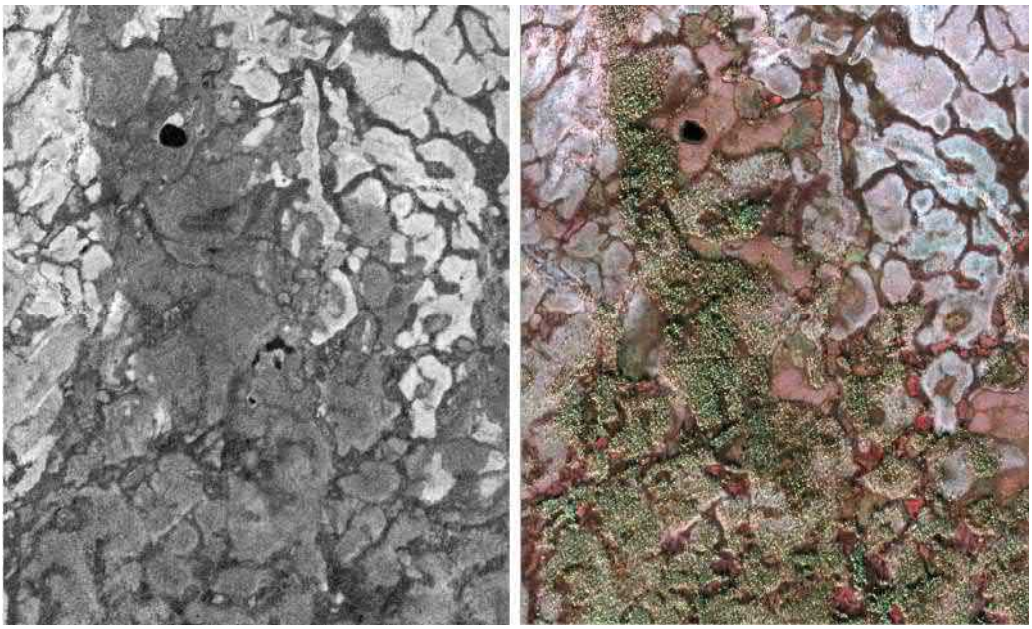


Рисунок 5.39 – Зарастание участков природных пожаров, эталон 1 в геопортале NC50 (слева – Corona/KH-4b, 21/08/1968; справа – «Ресурс-П», 28/09/2016)

В фоновых условиях на выровненных водораздельных тундровых участках при отсутствии каких-либо воздействий, кроме естественных колебаний температуры и влажности,

признаков появления лесной растительности не обнаруживается (эталоны 9 и 10 в геопортале NC50). На низинных участках со следами древнего морозобойного растрескивания отмечается незначительное увеличение плотности лесных насаждений, но масштабного зарастания, которое можно было ожидать на месте протаявших и заполненных грунтом трещин, за рассматриваемый период не происходит (эталон 11 в геопортале NC50).

Залесение в фоновых условиях отмечается на склонах долин небольших рек, впадающих в Обскую губу (участки 12-16 в геопортале NC50), а также по берегам озер в прибрежной зоне отепляющего воздействия губы (эталон 17). В ряде случаев на склонах долин наблюдается формирование трещин и блоков, такие участки дробления также активно осваиваются древесной растительностью (эталон 18 в геопортале NC50).

Увеличение проективного покрытия древесных пород также наблюдается и на сухих песчаных речных террасах, где преобладают сосново-лишайниковые редколесья, а многолетняя мерзлота в верхней части грунтовой толщи отсутствует. Наиболее явно прослеживается тенденция увеличения плотности деревьев в редкостойных сосняках, а также зарастания суффозионных западин и котловин выдувания (эталон 19 в геопортале NC50).

Для статистической оценки произошедших изменений растительности на тундровых гарях 1968 г. (участки без повторных возгораний) и фоновой тундры на сухих водоразделах (участки без пожаров, заболачивания и наклонных долин водотоков) были созданы соответствующие маски, в пределах которых автоматически расставлены проверочные эталоны, представляющие собой окружности радиусом 50 м.

Эталоны выбирались на участках с углами наклона менее 5° (расчет углов проводился на основе ЦМР ArcticDEM) равномерно через каждые 2 км в пределах маски гарей (157 эталонов) и через каждые 5 км в пределах маски сухой тундры (231 эталон). Поскольку лесная растительность хорошо дешифрируется на снимках с высоким разрешением, оценка изменений проводилась путем визуального сравнения мозаик Corona/KH-4b (1968 г.) и Spot-6,7 (Яндекс.Карты, 2016-2017 гг.) с выделением одной из трех категорий – «густой лес», «редколесье», «без изменений» При подсчете учитывалась также принадлежность эталонов к природной зоне. Примеры эталонов показаны на рисунок 5.40, оценить их расположение можно в геопортале NC50 (левое поле карты).

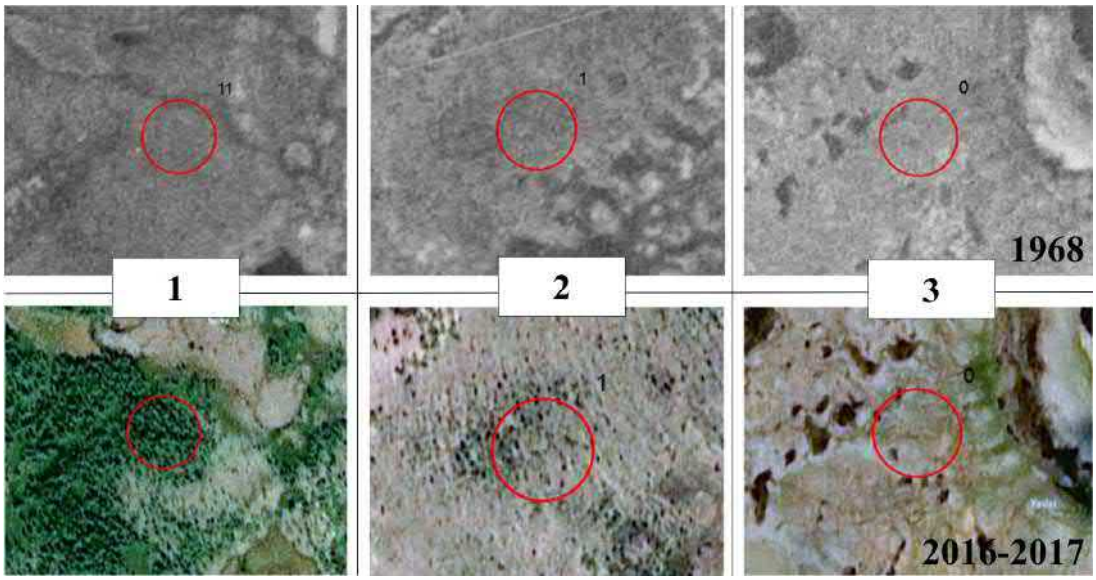


Рисунок 5.40 – Примеры проверочных эталонов (показаны красным), категории изменений:
1 – густой лес; 2 – редколесье, 3 – без изменений

Результаты сравнения показывают следующее:

- в фоновых условиях изменений тундровой растительности практически не наблюдается (рисунок 5.41а), в отдельных случаях фиксируется появление редколесий, доля которых в лесотундре и северной тайге (15-17%) выше, чем в зоне южной тундры (6%);
- в пределах тундровых гарей, образовавшихся не позднее 1968 г. значительные изменения выявлены в переходных условиях лесотундры – в 29% случаях на месте сгоревшей тундры появились редколесья, а в 56% случаях – густые леса (рисунок 5.41б), при этом на всех эталонах наблюдается успешное самовосстановление растительности, признаков развития дефляции и появления песчаных обнажений, распространенных в рассматриваемом районе, не выявлено;
- мерзлые обводненные торфяники северной тайги в меньшей степени подвержены влиянию пожаров – в 60% случаев наблюдается восстановление тундровой растительности (рисунок 5.41б), тем не менее для 27 и 12% случаев наблюдается развитие редколесий и густых лесов соответственно;
- гари в южной тундре наименее подвержены изменениям – в 5 из 6 случаев здесь наблюдается восстановление исходной тундры, хотя объем выборки ограничен (рисунок 5.41б).

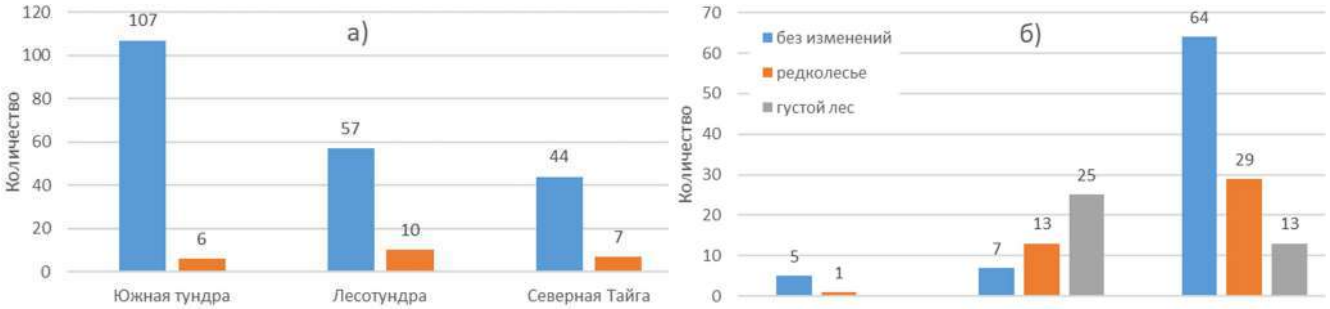


Рисунок 5.41 – Статистика изменений растительности на проверочных эталонах: а) фоновые тундровые участки; б) гари, образовавшиеся не позднее 1968 г.

Для оценки среднего объема фитомассы на участках разновременных гарей и фоновых участках южной тундры и лесотундры на основе снимка Landsat-8 за 3 июля 2019 г. был рассчитан индекс NDVI. В выборку попала участки с тундровой растительностью (в т.ч. для гарей), площадью 4539 км^2 в пределах северной половины ключевого участка 1 (29% его общей площади). На рисунке 5.42 прослеживается стабильное превышение по сравнению с фоновыми условиями запасов фитомассы для всех гарей за исключением самых свежих (2018). По всей видимости это связано с активным первичным восстановлением кустарников и подроста березы на сгоревших участках. Высокая плотность кустарников и уничтожение лишайникового покрова с низким запасом фитомассы в итоге дают более высокие значения NDVI. При этом для самых ранних гарей (1968 г.) характерные самые высокие показатели NDVI, что свидетельствует о длительном сохранении условий доминирования лиственной растительности на месте сгоревшей мохово-лишайниковой тундры и лесотундры.

Процесс первичного восстановления растительности на гарях в пределах сосново-лиственнично-лишайниковых редколесий наглядно демонстрирует динамика вегетационного индекса NDVI. Для исследования сформирована выборка из 6 участков гарей 1990 (5 шт.) и 1987 (1 шт.) гг, расположенных на второй надпойменной террасе Надыма, Правой Хетты, Левой Хетты, Ярудея и Хейгияхи с максимальным удалением друг от друга. Полученные графики (рисунок 5.43) показывают, что вне зависимости от конкретного географического положения уже на 10 год после пожара значения NDVI достигают или превышают фоновое значение. На

30 год после пожара медианное значение NDVI по выборке составило 0,52 при фоновом значении 0,43.

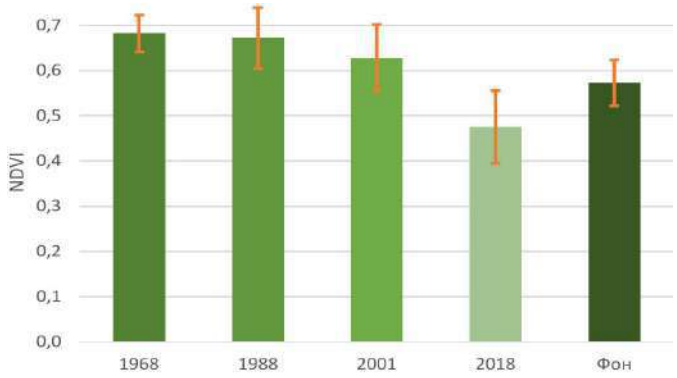


Рисунок 5.42 – Средние показатели NDVI на участках разновозрастных гарей и фоновых участках тундры и лесотундры (на основе данных Landsat-8 за 3 июля 2019 г.)

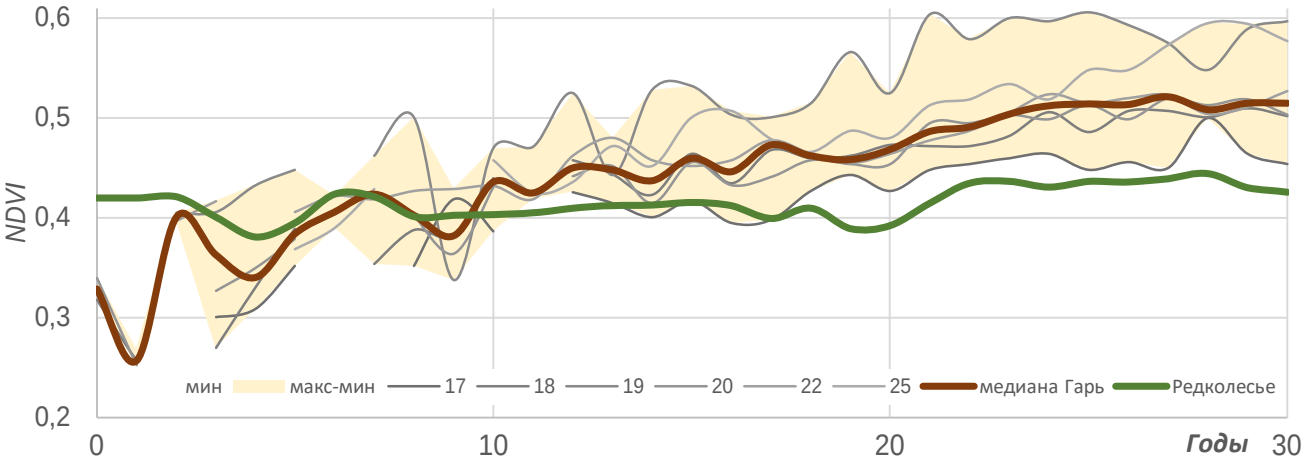


Рисунок 5.43 – Динамика NDVI на участках гарей 1990 г., произошедших в пределах лишайниковых редколесий по данным Landsat

Частота возникновения природных пожаров и интенсивность постпирогенного восстановления растительности во многом определяются климатическими условиями. Результаты глобального анализа температуры поверхности (LST) на основе данных ДЗЗ низкого разрешения (сенсор MODIS) за 2003-2016 гг. показали, что в высоких широтах северного полушария (90-66.5° с.ш.) наблюдается постепенный устойчивый рост значений LST в среднем на 0,08°C/год. [Sobrino et al., 2020]. Этот тренд подтверждают метеонаблюдения на станциях Надым и Ныда (рисунок 5.44). Среднегодовой рост температуры на станции Надым составляет 0,047°C/год, на станции Ныда – 0,024°C/год. При этом на графиках хорошо видно, что основной прирост значений происходит в весенние и летние месяцы.

Постепенный рост среднегодовых температур сопровождается устойчивым трендом повышения «зелености» (*greenness*) тундровых ландшафтов. В частности, анализ данных низкого разрешения AVHRR MODIS за 1982-2016 гг. показал, что максимальные значения NDVI в арктической зоне северного полушария выросли с 0,57 до 0,65 [Epstein et al., 2018]. При этом стоит отметить, что в естественных условиях тундровые экосистемы сохраняют устойчивость – структура их растительного покрова за последние 50 лет практически не изменилась. В этом отношении одним из наиболее масштабных по распространению механических факторов, активизирующих процессы уничтожения и смены растительных сообществ, являются природные пожары.

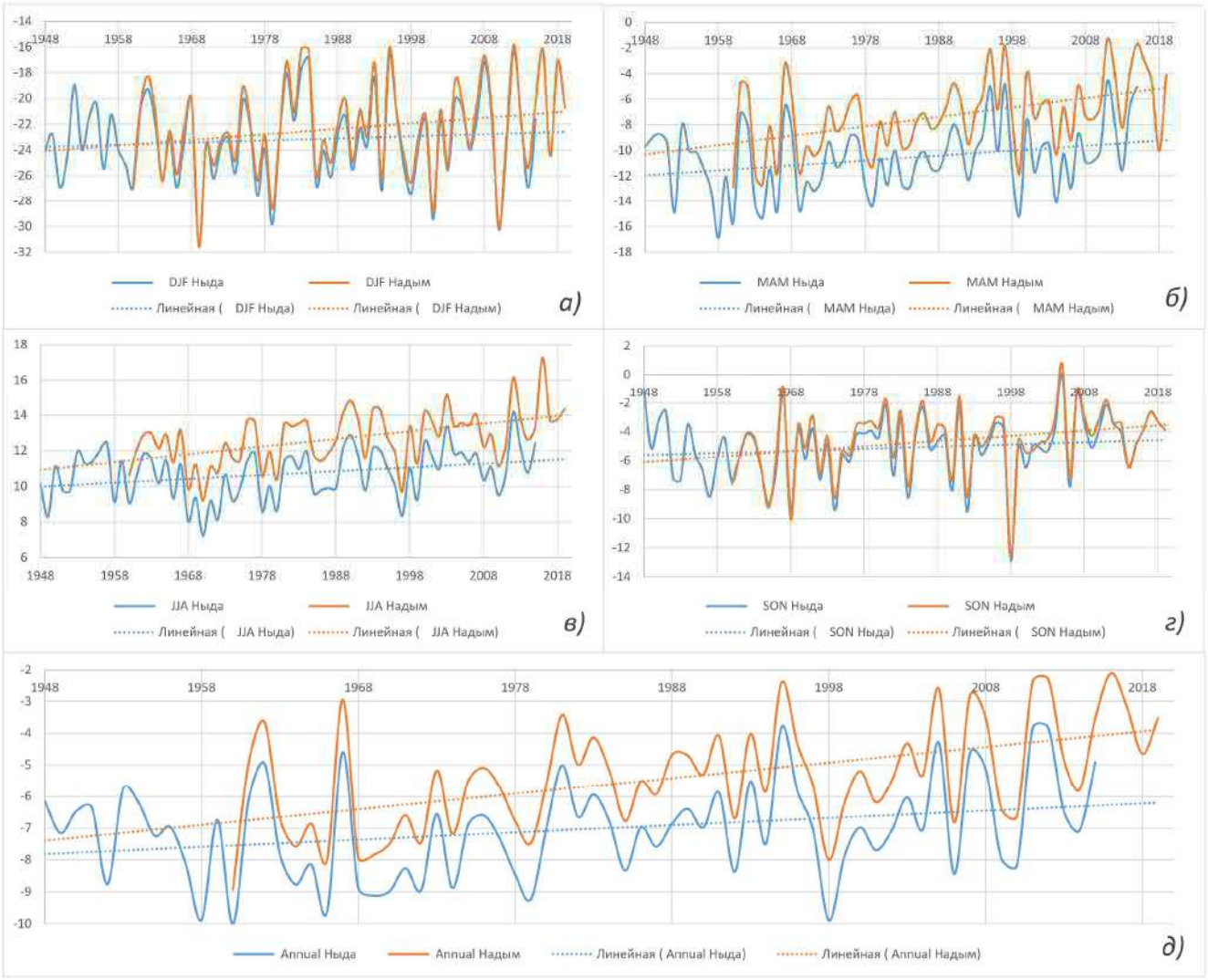


Рисунок 5.44 – Изменение средних температур воздуха на метеостанциях Надым и Ныда: а - зима, б - весна, в - лето, г – осень, д – среднее за год (составлено по [Jones et al., 2012])

Дополнительного рассмотрения требует процесс формирования устойчивых благоприятных экологических условий для закрепления древесной растительности. Исследования пирогенных сукцессий в Якутии [Gabysheva, Isaev, 2015] показали, что основным лимитирующим фактором для развития лесных пород является мощность СТС. В случае понижения в результате теплового воздействия кровли ММП формируется деятельный почвенный слой, в котором закрепляется корневая система. Прогреванию почвы способствует также изменение отражающей способности поверхности.

В рамках данного исследования[1] в ходе полевых работ 2020 г. в районе пос. Пангоды и Заполярный удалось провести геоботанические описания с измерениями уровня СТС и температуры грунта на 7 участках, включающих фоновую тундру и разновозрастные гари (рисунок 5.45, таблица 5.13).

На всех исследуемых участках составлялось геоботаническое описание и проводилась съемка растительности с БПЛА DJI Phantom 4 Pro. Бурение термометрических скважин осуществлялось с помощью ручного мотобура Stihl BT 360 (Stihl, Германия). Для измерения

[1] Результаты данной части исследования опубликованы в статье: «*Sizov O., Brodt L., Soromotin A., Prikhodko N., Heim R.* Fire-induced changes in soil and vegetation in the forest-tundra of Western Siberia // E3S Web of Conferences, 2020. Vol. 223. p. 03001»

температуры грунтов в скважинах использовался термометр Tr 46908 (TR di Turoni&c. Snc, Италия). Графики динамики NDVI построены на основе данных Landsat-5/7/8 с помощью платформы Google Earth Engine (подробнее – см. раздел 5.1).

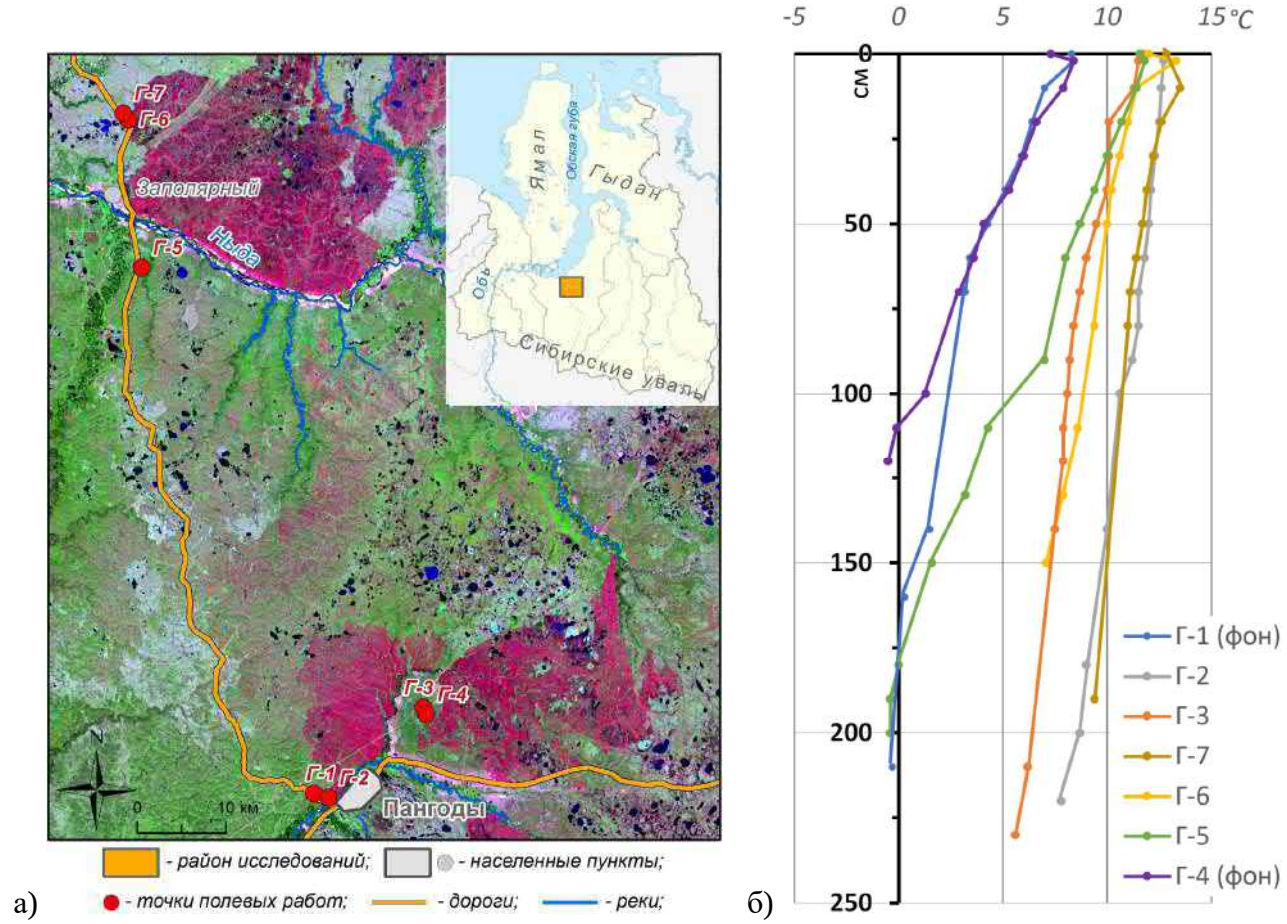


Рисунок 5.45 – Обзорная карта участков полевых работ (подложка – Landsat-8, 2018 г.) (а) и результаты измерения температуры грунтов на различных глубинах (б)

Таблица 5.13 – Участки полевых работ

N	Координаты	Дата работ	Характеристика
Г-1	N65°51'03,34" E74°22'54,12"	16.08.2020	Фоновый участок тундровой растительности на южной границе зоны лесотундры
Г-2	N65°50'51,29" E74°25'01,67"	16.08.2020	Участок лесотундры с гарями 1990 г. на месте более ранних гарей
Г-3	N65°56'13,04" E74°38'45,65"	17.08.2020	Участок лесотундры с гарями до 1985 г.
Г-7	N65°56'05,14" E74°39'16,27"	18.08.2020	Участок лесотундры с гарями до 1985 г. и 2016 г.
Г-6	N66°32'10,5466" E73°53'03,4520"	17.08.2020	Участок лесотундры с гарями до 1988 г. на месте более ранних гарей
Г-5	N65°31'19,93" E73°54'17,22"	17.08.2020	Участок южной тундры с гарями 2016 г.
Г-4	N65°32'09,38" E73°52'50,36"	17.08.2020	Фоновый участок тундровой растительности на южной границе зоны тундры

Результаты полевых наблюдений показали значительные отличия растительности и температуры грунтов (рисунок 5.45б) на рассматриваемых участках.

На участке ***Г-1*** представлена фоновая тундровая растительность на самой южной

границе ее ареала в рассматриваемом регионе. В кустарниковом ярусе преобладает *Betula nana* (35% от общего проективного покрытия (далее - ОПП), среди кустарничков доминирует *Vaccinium uliginosum* (15% от ОПП), а большую долю (более 75% от ОПП) занимает *Cladonia stelaris.* Отрицательная температура наблюдалась здесь на глубине 210 см и составила -0,3°С. Для фонового участка на южной границе зоны тундры (Г-4) 85% от ОПП занимает *Cladonia stelaris.* ММП обнаружены глубине 120 см при температуре -0,5°С, кроме того, в скважине была вскрыта линза льда, мощностью 5 см.

На участке лесотундры с гарями 1990 г. (***Г-2***) основную долю в растительном покрове (40% от ОПП) занимает *Betula nana,* присутствует единичный экземпляр *Betula tortuosa,* мохово-лишайниковый покров практически отсутствует. Минимальная температура на глубине 210 см составила 8,1°С. На участке лесотундры с гарями до 1985 г. (***Г-3***) преобладает *Vaccinium uliginosum* (70% от ОПП), мохово-лишайниковый ярус занимает 2% от ОПП. Температура на глубине 210 см несколько ниже и составляет 6,2°С. Растительность на более северном участке лесотундры с гарями до 1988 г. (***Г-6***) представлена *Betula nana* (40% от ОПП), *Cladonia stelaris* (18% от ОПП). На глубине 153 см температура составила 7,1°С. На участке повторных гарей до 1985 г. и 2016 г. в растительном покрове преобладают *Vaccinium uliginosum* (40% от ОПП), *Cladonia stelaris* (53% от ОПП). На глубине 190 см температура составила 9,4°С.

На участке свежей тундровой гари 2016 г. (***Г-5***) 70% от ОПП занимает *Politrichum commune,* встречаются единичные экземпляры *Betula nana, Salix arctica, Ledum palustre.* Температура в верхней части скважины на 3-4°С выше, по сравнению с фоновыми условиями. Мерзлота была обнаружена только на глубинах 185-195 см.

В целом, исследования фоновых участков (***Г-1*** и ***Г-4***) выявили преобладание лишайников покрова в структуре растительного покрова (более 70% от ОПП). При этом значительную долю среди кустарников занимает *Betula nana.* На свежих гарях 2016 г. (***Г-7***) подстилка представлена горевшими остатками, лишайниковый покров практически отсутствует (менее 5% от ОПП). При этом активно произрастают кустарники и кустарнички. В тундровой зоне на сгоревшем участке (Г-5) большую долю занимает *Politrichum commune.*

Мерзлотные условия также имеют явные различия. На фоновых участках ***Г-1*** и ***Г-4*** сразу от поверхности наблюдается резкое снижение температуры до 2-3°С уже на глубине 100 см. Для тундрового участка со свежей гарью ***Г-5*** выявлено повышение температуры верхней части грунтовой толщи по сравнению с фоном на 4-5°С, при этом глубина залегания мерзлоты сопоставима с фоновым участком ***Г-1***. Для остальных участков разновременных гарей температуры грунтов существенно выше, а градиент ее снижение меньше по сравнению с фоном. При этом мерзлота здесь не выявлена на глубинах свыше 2-2,3 м. *Резкое снижение температуры грунта на свежей гари по сравнению с плавными графиками на более возрастных гарях можно объяснить тем, что после пожара по мере развития корневой системы древесно-кустарниковой растительности, которые служат проводниками тепла, происходит постепенное оттаивание грунтовой толщи. В этом отношении на залесенных и закустаренных участках сложно ожидать восстановления исходных мерзлотных условий.*

Медианные значения NDVI за 1986-2020 гг. показывают, что на фоновых участках с типичными тундровыми сообществами объем фитомассы существенно ниже, по сравнению с участками гарей (рисунок 5.46). Помимо этого, на участках ***Г-5*** и ***Г-7*** явно видны провалы, связанные с пожарами 2016 г. Можно отметить, что на старых гарях наблюдается устойчивый постепенный рост значений NDVI как минимум с конца 1990-х гг.

Динамика NDVI показывает несколько явных закономерностей:

- на участках с фоновой тундровой растительностью (участки ***Г-1*** и ***Г-4***) заметного увеличения значений NDVI («позеленения») не наблюдается;

- для участков лесотундры с возрастными гарями (1980-1990 гг.) наблюдается неуклонный рост значений NDVI выше фонового уровня участки (участки ***Г-2***, ***Г-3*** и ***Г-6***);

- на участках свежих гарей (пожары 2016 г.) наблюдается незамедлительное восстановление растительности (преимущественно за счет развития кустарников *Betula nana* – участки ***Г-5*** и ***Г-7***).

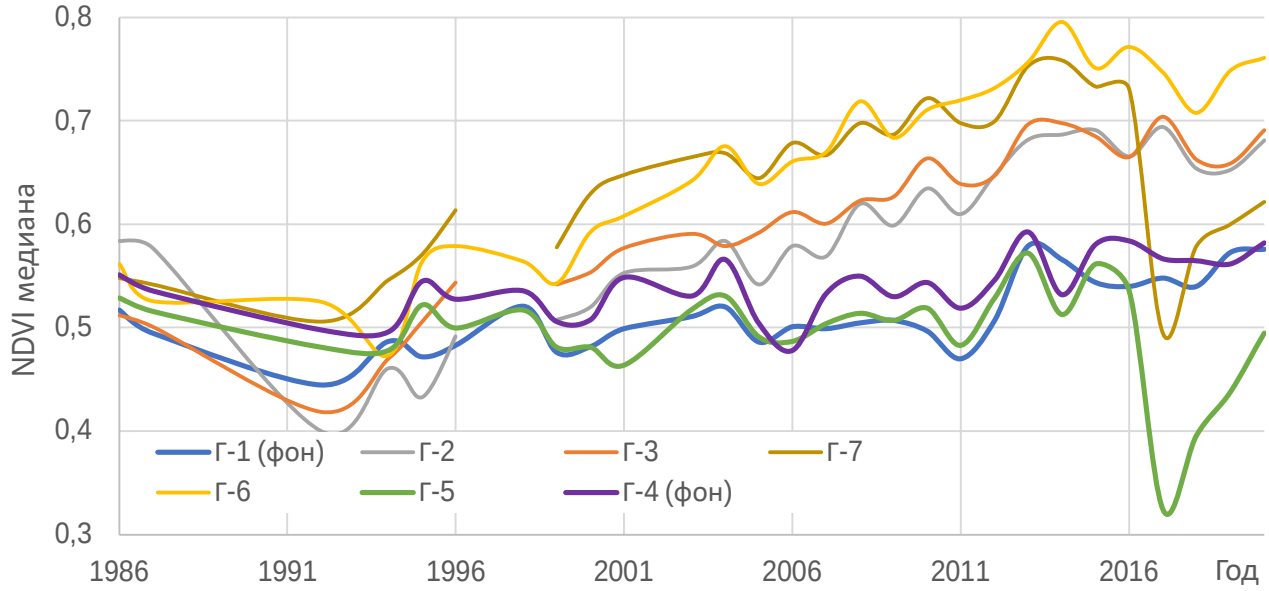


Рисунок 5.46 – Медианные значения NDVI разновременных гарей
и фоновых участков тундровой растительности за 1986-2020 гг.
(построено по данным Landsat в Google Earth Engine)

В некоторых случаях в Якутии, на Аляске и на севере Западной Сибири на участках гарей выявлено постепенное восстановление уровня ММП [Heim et al., 2021]. Однако известны также и примеры формирования устойчивых кустарников и лесов в тундре после пожаров [Landhausser, Wein, 1993; Hewitt et al., 2016; Welch et al., 2023]. В рамках данного исследования явно прослеживается тенденция замещения тундровой растительности кустарниковыми и лесными формациями в лесотундровой зоне в результате пирогенного воздействия. При этом, разрушение мерзлоты и рост температуры грунтов происходит не сразу после пожара, а постепенно, по мере развития корневой системы кустарников и деревьев. Пожар выступает в данном случае только как первичный фактор нарушения экранирующего эффекта лишайникового покрова. Аналогичная тенденция выявлена и на гарях в лишайниковых редколесьях северной тайги. Вне пирогенного воздействия на фоне увеличения среднегодовых температур происходит увеличение плотности и площади проективного покрытия древесных пород в пределах лишайниковых редколесий.

В целом, по итогам проведенной работы можно сделать следующие выводы:

- участки с тундровыми растительными сообществами в зоне южной тундры, лесотундры и северной тайги Западной Сибири при отсутствии внешних механических воздействий характеризуются высокой устойчивостью, несмотря на наблюдаемые климатические изменения;

- во всех контрольных случаях (157 эталонов) на участках тундровых гарей выявлено естественное восстановление растительного покрова;

- пирогенное воздействие приводит также к долгосрочному замещению тундровых формаций производными сообществами кустарниково-древесной растительности;
- пирогенное воздействие приводит к постепенной деградации ММП за счет развития корневой системы кустарниково-древесной растительности, повышающего теплопроводность грунтов;
- расширение пирогенного воздействия напрямую зависит от расширения хозяйственной деятельности, что означает увеличение в будущем роли природных пожаров как одного из факторов ландшафтной дифференциации на севере Западной Сибири.

Таким образом, в современных теплых и переувлажненных климатических условиях ***пирогенное воздействие не может рассматриваться в качестве значимого фактора активизации эоловой эрозии***, как это предполагалось ранее [Земцов, 1976; Filion, 1984], поскольку участки гарей являются ареной для быстрого и конкурентного естественного зарастания. В то же время в холодных и засушливых условиях эоловые процессы способны развиваться вне зависимости от природных пожаров (см. раздел 3.7), а широкому распространению гарей могут препятствовать низкие среднемесячные температуры воздуха.

5.4 Разработка способов рекультивации оголенных песков

Традиционно считается, что естественное восстановление нарушенных северных экосистем занимает многие десятки лет, либо без специальных рекультивационных мероприятий не завершается вовсе [Залесов и др., 2002; Лиханова, Арчегова, 2014]. В экологическом аспекте на техногенных песчаных пустошах формируются вторичные фитоценозы по типу демутаций с участием сохранившейся коренной растительности, либо первичные (на обнаженной материнской породе), когда отмечается сингенетическое формирование растительности с формированием пионерных ассоциаций за счет вселения растений с прилегающих территорий [Шилова, 1977; Лоботросова, Соромотин, 2017]. Одним из наиболее эффективных способов восстановления почвенного плодородия и растительного покрова является фитомелиорация. К настоящему времени накоплен достаточно обширный опыт работ по фитомелиорации антропогенных песчаных арен, образующиеся в результате карьерных разработок песка [Шилова и др., 1980].

Успешность использования технологий биологической рекультивации в северной тайге и лесотундре ограничивается природными условиями, какими как механическая структура грунтов, ветровая нагрузка, неустойчивость водного режима, низкое плодородие и пр. Эти негативные факторы препятствуют восстановлению исконных коренных сообществ и на песчаных пустошах приводят к формированию очагов ветровой эрозии и увеличению площадей деградированных земель [Магомедова, Морозова, 1997; Филиппова и др., 2015; Данилов и др., 2017, 2019; Kapitonova, Aksarina, 2018]. Рекультивация песчаных арен техногенного происхождения с созданием устойчивых растительных сообществ может служить основой восстановительной прогрессивной сукцессии вплоть до полной реставрации. Однако, способы рекультивации, выполняющиеся без учета природно-климатических особенностей, строения и функционирования природных экосистем Севера неэффективны Панюков, Арчегова, 2007; Арчегова, Лиханова, 2012]. Следовательно, изучение роли природных лимитирующих факторов и эффективности различных технологий фитореставрации нарушенных участков представляет как научный, так и практический интерес.

Основным методом рекультивации техногенных песков на севере Западной Сибири является метод «залужения» - искусственного создания травянистых сообществ. Существует по меньшей мере два различных принципиальных подхода в агротехнике использование сеянных травосмесей:

- демутация, с посевом семян многолетних трав непосредственно в песок без торфования [Зарубин и др., 1997; Губяк и др., 1998];
- создание торфяно-песчаного мульчирующего слоя на поверхности рекультивируемой территории с последующим высевом семян.

Существует также и смешанный вариант, когда на откосах карьеров рекомендуется посев трав с внесением торфа, а днище рекультивируется демутационным методом [Чижов, Кулясова, 2018].

Другим направлением биологической рекультивации техногенных песков является лесовосстановление. Важность восстановления исходных экосистем с использованием саженцев и дичков древесных пород отмечается в многочисленных исследованиях [Лиханова и др., 2006, 2019; Федорец и др., 2011; Вараксин, Кузнецова, 2016]. Однако, лесокультурные работы на месторождениях нефти и газа на севере Западной Сибири в настоящее время практически не ведутся, за исключением посадки различных местных видов ив методом черенкования. Существует мнение, что для северных регионов рекультивация вообще не требуется, поскольку естественное восстановление леса происходит быстрее и более качественно [Седых, 2011]. При этом, чрезвычайно медленный рост саженцев сосны на выработанных карьерах песка отмечается Н.Г. Коронатовой [2004].

Использование древесных пород в целях фитореставрации нарушенных территорий более предпочтительно по сравнению с традиционными методами, так как в этом случае восстанавливается возможность нарушенных земель обеспечивать лесные экосистемные услуги, такие как производство древесины, связывание атмосферного углерода, восстановление среды обитания диких животных, защита водосборов рек и качества природных вод. Следовательно, создание лесных культур из коренных лесообразующих пород должно служить, по возможности, главным мероприятием биологического этапа рекультивации лесных земель [Zipper et al., 2011; Лиханова, Ковалева, 2018a, 2018b; Чижов, Кулясова, 2018]. При этом важно учитывать, что возможности лесоразведения на участках лишайниковых редколесий ограничены бедностью почвенного субстрата, т.е. восстановление леса здесь может быть затруднено дополнительными естественными факторами.

Для повышения эффективности рекультивации нередко применяют меры по снижению скорости и объема эолового переноса песка за счет установки различного рода барьеров (заборов, сеток и т.д.) [Willets, Phillips, 1978; Phillips, Willetts, 1979; Bilbro, Fryrear, 1997; Alhajraf, 2002]. Одним из наиболее наглядных техногенных объектов, где широко внедрены технологии задержания песка в холодных условиях, является Цинхай-Тибетская железная дорога (в частности, вдоль северо-восточного побережья оз. Амдо-Цонаг) (рисунок 5.47). Здесь используются мелкоячеистые сетки, каменные кладки и деревянные протяженные заборы, в промежутках между сетками производится посев многолетних трав. Значительный объем мелиоративных работ, проводимых в Китае, фиксируется многолетними данными Landsat – так, среднегодовое значение NDVI по всем пустыням страны выросло с 0,094 в 2000 г. до 0,126 в 2017 г. [Liu, Xin, 2021], при этом в некоторых наиболее заселенных районах произошло кардинальное расширение растительности на подвижных ранее песках (рисунок 5.48)

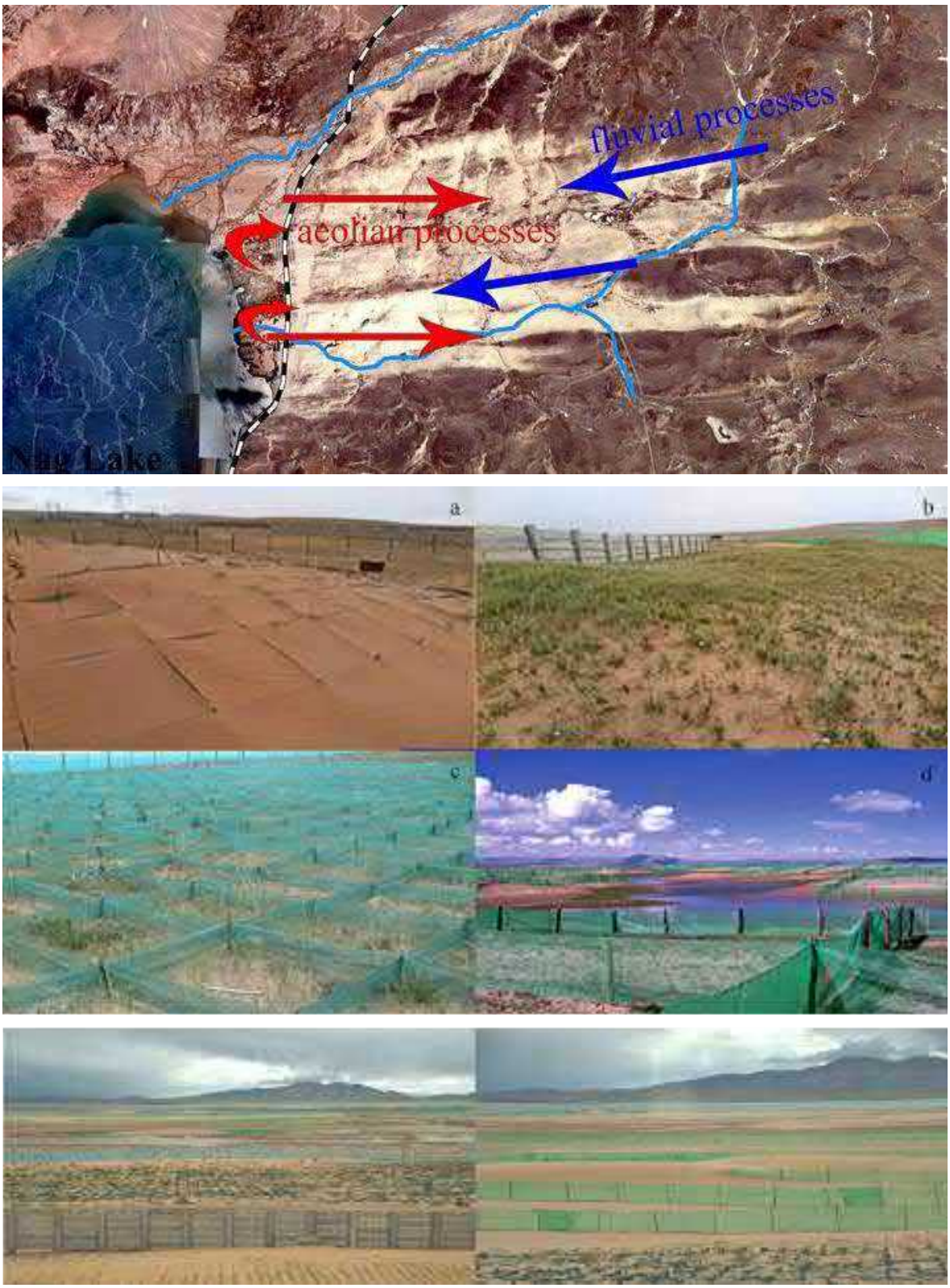


Рисунок 5.47 – Вверху – развитие эоловых процессов на восточном берегу озера Co Nag (Цинхай-Тибетское плато, Китай). В центре – способы предотвращения эолового переноса песка вдоль железной дороги Цинхай-Тибет: a) внедрение концепции «закрепления песков на расстоянии»; b) биологические и инженерные меры для стабилизации песков; c) низкие вертикальные песчаные барьеры в сочетании с биологическими мерами стабилизации; d) высокие вертикальные песчаные барьеры в сочетании с биологическими мерами стабилизации [Hu et al., 2022; Liu et al., 2022]. Внизу – каменные (слева) и сеточные (справа) механические преграды для эолового переноса песка (фото О.С. Сизова, 2013 г.)

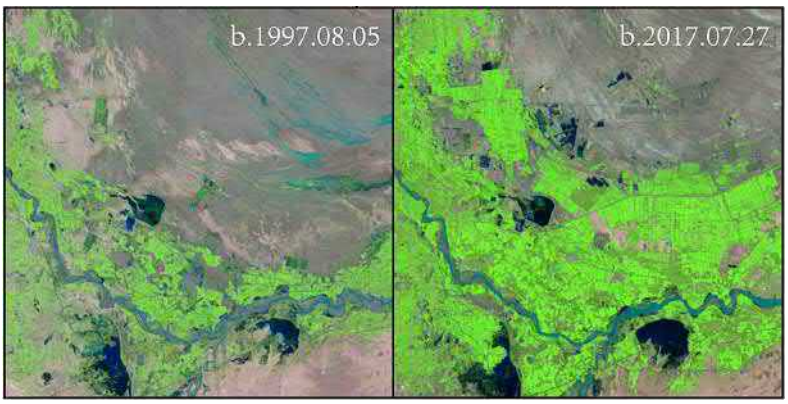


Рисунок 5.48 – Результаты мероприятий по озеленению на севере пустыни Такла-Макан, Китай [Liu, Xin, 2021]

В рамках данной части исследования проводится сравнение эффективности различных методов восстановления растительности на оголенных песках в северо-таежных условиях. Для этого в пределах модельной котловины выдувания в 2013-2022 гг. проведены четыре эксперимента, результаты которых описываются ниже.

Эксперимент 1. В пределах модельного эолового массива в августе 2016 г. было заложено 4 пробных площади в северо-западной, восточной, юго-восточной и центральной частях модельного эолового массива (рисунок 5.49). В пределах пробных площадей на отдельных площадках реализованы различные технологические варианты восстановления растительности на оголенных песках, которые, согласно литературным данным и практическим исследованиям, являются основными методами для сухоройных карьеров:

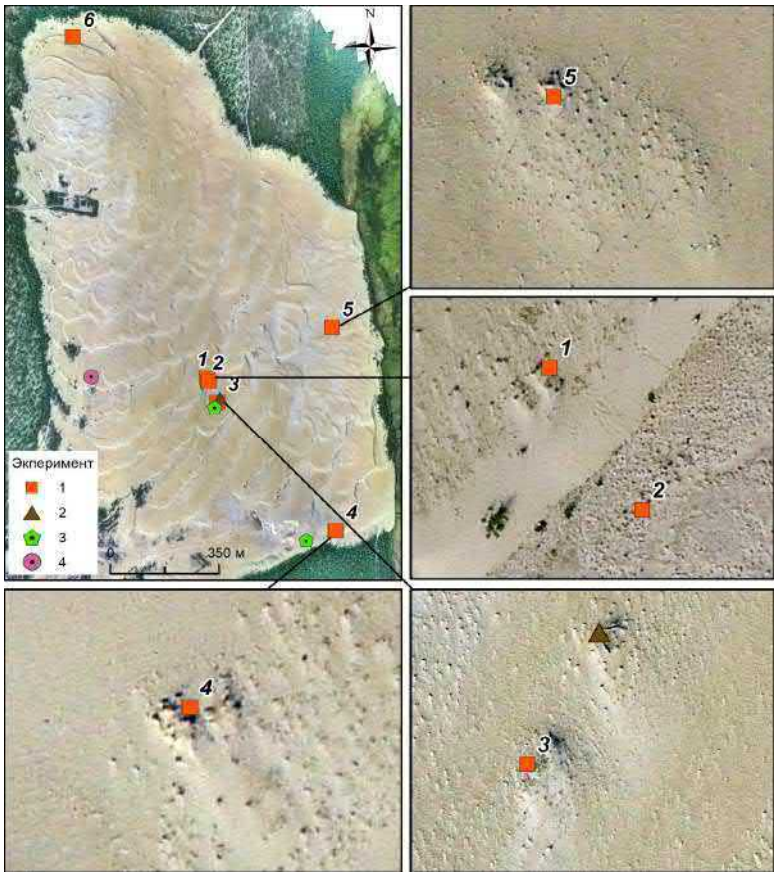


Рисунок 5.49 – Обзорная карта расположения площадок рекультивации, съемка с БПЛА 2022 г.

- демутационный (внесение травосмеси в голый грунт);
- с применением торфо-песчаной смеси;
- с укладкой биомата (в данном случае использовался биомат БТ-СО/100, в семенной закладке которого содержатся семена следующих трав: ежа сборная, костёр, райграс многолетний, тимофеевка луговая. процентное содержание от 15 (тимофеевка и райграс) до 40% (костёр)).

Площадки расположены на различных элементах микрорельефа – на пологом склоне дюны, на крутом склоне и в междюнном понижении. Площадки с использованием исключительно травосмеси заложены в восточной и северо-западной частях массива и имеют размер 10*10 м. В течении последующих лет (2017-2022) проводились ежегодные геоботанические описания пробных площадок. (таблица 5.14).

Таблица 5.14 – Результаты геоботанических описаний площадок рекультивации*

№	Способ рекультивации	Положение в мезорельефе	Количество видов, участвующих в зарастании						Общее проективное покрытие растительностью, %					
			2017	2018	2019	2020	2021	2022	2017	2018	2019	2020	2021	2022
1а	Биомат 1,6*2,0 м	Подветренный склон дюны (центральная часть)	5	4	3	2	2	4	20	27	25	24	25	31
1б	Торф +песок 1,6*1,6 м		3	4	3	3	3	4	14	18	15	15	15	28
2а	Биомат 1,6*2,0 м	Понижение между дюнами (центральная часть)	7	7	5	4	4	3	30	40	30	27	26	32
2б	Торф+Песок 1,6*1,6 м		7	7	5	5	5	3	35	37	40	42	40	41
2в	Демутация 10*10 м		7	7	4	3	2	1	15	25	12	10	10	10
3а	Биомат 1,6*2,0 м	Наветренный склон дюны (центральная часть)	3	3	2	2	2	2	15	28	30	30	25	24
3б	Торф +песок 1,6*1,6 м		2	2	2	2	2	2	10	25	18	15	12	20
3в	Демутация 10*10 м		2	2	1	1	1	1	5	5	5	7	5	5
4а	Биомат 1,6*2,0 м	Вершина дюны (южная часть)	3	3	2	2	2	2	7	18	15	13	10	15
4б	Торф +песок 1,6*1,6 м		2	3	2	2	2	2	10	25	22	20	15	18
5а	Биомат 1,6*2,0 м	Ровная поверхность (восточная часть)	2	2	3	3	2	2	18	12	10	10	10	15
5б	Торф +песок 1,6*1,6 м		4	3	3	3	3	3	20	25	15	15	12	17
5в	Демутация 10*10 м		1	1	1	1	1	1	7	1	1	1	1	1
6	Демутация 10*10 м	Наветренный склон дюны (северо-западная часть)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

* – Виды, участвующие в зарастании в Приложении С

Анализируя данные наблюдений за 2017-2022 гг. можно сделать несколько выводов:

- укладка биомата и внесение торфо-песчанной смеси эффективно способствуют увеличению качественного и количественного состава растительного покрова вне зависимости от положения в рельефе. Как видно из наблюдений, на склоне дюны и в котловине между дюнами происходит увеличение биоразнообразия местных видов флоры, т.е. виды не характерные для растительных ассоциаций междюнных понижений активно селятся и растут на улучшенных участках песка. Такими видами являются пижма дважды перистая *(Tanacetum bippinatum)*, ястребинка зонтичная *(Hieracium umbellatum L. s.l.)* и золотарник *(Solidágo virgáurea)*. На модельном раздуве их характерное местообитание – это середина подветренных

склонов. При этом доминирующими видами стали овсянница овечья (*Festuca ovina*) с более высокой степенью обилия и вейник лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*), которые имеют наибольшую распространенность на всей поверхности модельного раздува (в понижениях между дюнами вдоль подветренного склона);

- использование биомата и торфо-песчанной смеси улучшает физико-химические свойства песка и является препятствием для перемещения песчаных масс, тем самым создаются благоприятные условия для зарастания. Данный вывод подтверждается положительной динамикой в зарастании пробных площадок, расположенных на оголенных участках, изначально лишенных каких-либо признаков зарастания (рисунок 5.50);
- в зарастании рекультивированных участков участвуют не только растения травосмеси, но и представители местной флоры, что создает положительную тенденцию к полному восстановлению растительного сообщества близкого к коренному;
- общее проективное покрытие на всех площадках рекультивации снижается, что объясняется сильным заносом песка новых всходов растений. Площадки в междюнном понижении, рекультивированные при помощи торфа и биомата, имеют наибольшие значения общего проективного покрытия – 42%. На месте площадок на всех типах микрорельефа в результате заноса образуются микробугры, высотой до 30 см (рисунок 5.51);
- демутационный способ рекультивации оголенных песков показал наименьшую эффективность (рисунок 5.52). Это является следствием низкой плодородности и бедности основными микроэлемента песчаных масс. Даже при внесении необходимого количества удобрений данный метод не может считаться эффективным, так как не создается препятствия для задержания ветра.



Рисунок 5.50 – Образование микробугров на площадке рекультивации, южная часть котловины: слева – 2016 г.; справа – 2022 г. (фото О.С. Сизова)



Рисунок 5.51 – Площадка рекультивации в центральной части котловины слева – 2016 г.; справа – 2022 г. (фото О.С. Сизова)



Рисунок 5.52 – Площадка демутации в северной части раздува
(фото О.С. Сизова, 2016)

Эксперимент 2. В пустынных регионах эоловое воздействие, как правило, рассматривается в качестве основной причины разрушения растительного покрова. Поэтому в качестве одной из мер противодействия ветру нередко используются различные виды механических заграждений [Watson, 1985; Hu et al., 2022; Liu et al., 2022].

В рамках данной работы для нивелирования эродирующей силы воздушного потока в 2013 г. в центральной части модельного раздува на наветренной стороне дюны была установлена мелкоячеистая сетка Рабица перпендикулярно направлению доминирующих северо-западных и юго-западных ветров. Наблюдение данного участка с 2014 по 2022 гг. показало, что на полностью лишенном растительности склоне дюны в условиях максимальной ветровой нагрузки и без внесения дополнительных удобрений проективное покрытие травяной растительности выросло с менее 1 до 15-20%. При этом, в 2021 и 2022 гг. отмечено увеличение песчаных микробугорков с овсянницей овечьей не только внутри огороженного сеткой участка, но и на расстоянии до 1,5 м за его пределами (рисунок 5.53а,б). Более успешное восстановление наблюдается на площадке водозаборной скважины в северной части раздува – здесь в пределах огороженной территории без проведения дополнительных мероприятий активно развивается травяная растительность с подростом березы (рисунок 5.53в,г).

Результаты эксперимента наглядно подтверждают вывод о том, что основным фактором, который препятствует зарастанию котловины выдувания, является механический перенос ветром приповерхностных слоев песка. При этом даже в северотаежных условиях существует значительный потенциал к естественному зарастанию оголенных песков.

Эксперимент 3. В качестве заграждений некоторые методы рекультивации предполагают использование древесных посадок. Данный метод был реализован в 2017 г. в виде посадки молодого ивняка на двух площадках в центральной и южной частях модельного раздува (рисунок 5.43). На каждой площадки в параллельные канавы длиной 3,5 м и глубиной 50 см были закопаны скученные побеги ивы прутовидной, собранные из местной флоры (рисунок 5.54). По результатам обследований 2018 и 2020 гг. входов ивы обнаружено не было. Данный метод показал неудовлетворительные результаты и не может применяться для рекультивации оголенных песков.

Эксперимент 4. Дополнительный участок по стимулированию формирования растительного покрова на песчаном раздуве (на участке полигональных мерзлотных структур первично-песчаных жил) был заложен в августе 2021 г. [Лаптева, Соромотин, 2023]. Основная

идея эксперимента состояла в том, чтобы оценить возможность накопления органического вещества в верхнем слое песка за счет разложения целлюлозы льняного полотна из биомата, а также проверить возможности использования талломов местных видов лишайника для восстановления лишайникового покрова на песчаных пустошах.



а) б)



в) г)

Рисунок 5.53 – Использование механических преград для рекультивации оголенных песков: вверху – экспериментальная площадка (а – 2015; б – 2022); внизу – площадка водозабора (в – 2021; г – 2022, съемка с БПЛА) (все фото О.С. Сизова)



Рисунок 5.54 – Площадка рекультивации оголенных песков с использованием побегов Ивы прутовидной: слева – 2017 г.; справа – 2018 г. (фото О.С. Сизова)

Эксперимент проводился с использованием биомата (органическое полотно нетканое, соломенное), плотностью 500 г/м^2 с содержанием семян универсальной травосмеси (вейник, овсяница) 80 г/м^2, дата изготовления 12.07.2021, дата подготовки травосмеси – сентябрь 2020 г.

Заложены следующие варианты полевого эксперимента: укладка биомата на песок (*«грядка 1»*); укладка лишайника на песок с последующей застилкой биоматом (*«грядка 2»*); двуслойная укладка биомата с лишайником по типу «сэндвич» (*«грядка 3»*); укладка лишайника на песчаный грунт с последующей засыпкой (*«грядка 4»*). Процесс закладки опытного участка показан на рисунке 5.55.



Укладка лишайника под биомат



Двухслойная укладка биомата



Укладка биомата на песок



Общий вид эксперимента с биоматами





Укладка лишайника на песок с последующей засыпкой

Рисунок 5.55 – Эксперимент по восстановлению лишайникового покрова

Оценка состояния травостоя проводилась в августе 2022 г. по трем учетным площадкам размером 50*50 см в трехкратной повторности по общему проективному покрытию напочвенного покрова (таблица 5.15) и сухой фитомассе (таблица 5.16).

Таблица 5.15 – Статистические характеристики общего проективного покрытия живого напочвенного покрова различных вариантов эксперимента

Показатель	N	Среднее с ошибкой	Минимум	Максимум	Коэффициент вариации
Грядка 1	3	21±2	18	21	17
Грядка 2	3	5±1	3	5	40
Грядка 3	3	единично	-	-	-

Таблица 5.16 – Статистические характеристики фитомассы различных вариантов эксперимента

Показатель	N	Среднее с ошибкой	Минимум	Максимум	Коэффициент вариации
Грядка 1 сухой вес	3	2,05±0,58	1,16	3,14	49,16
Грядка 2 сухой вес	3	1,74±0,22	1,45	2,18	22,42
Грядка 1 сырой вес	3	5,88±1,46	3,19	8,22	43,09
Грядка 2 сырой вес	3	4,82±0,49	4,27	5,80	17,59

Оценка состояния травостоя показала, что наилучший растительный покров по показателям проективного покрытия и фитомассы сформировался в варианте *«грядка 1»*. По всей вероятности, слой лишайника в варианте *«грядка 2»* расположенный под биоматом, ухудшил водно-воздушный режим для прорастания семян травосмеси. В варианте *«грядка 3»* устойчивый травостой вообще не сформировался (рисунок 5.56). Наличие молодых талломов лишайника не отмечено во всех вариантах эксперимента, включая вариант *«грядка 4»*.

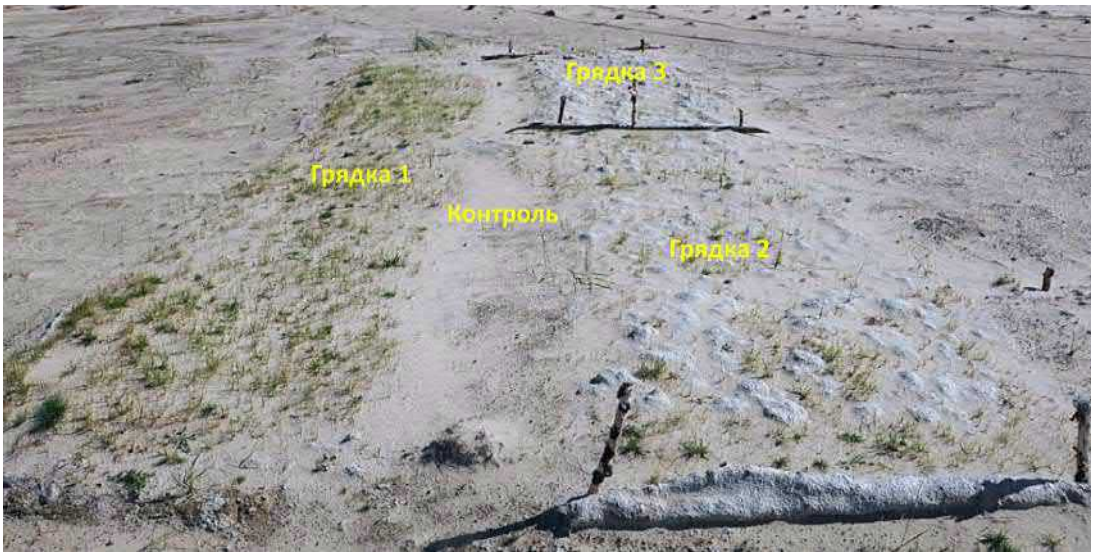


Рисунок 5.56 – Экспериментальный участок по состоянию на 08.2022 (фото А.В. Соромотина)

По результатам эксперимента можно сделать вывод, что использование биоматов на основе льняного волокна позволяет в первый вегетационный период увеличить поступление органичного вещества в результате активизации процессов разложения целлюлозы и поступления органических продуктов в верхние горизонты песчаного субстрата. Этот вывод подтверждается, в частности, увеличением кислотности субстрата и большими концентрациями органического вещества в вариантах с биоматами по сравнению с контролем [Лаптева, Соромотин, 2023]. В то же время прослойка лишайника ухудшает условия для прорастания семян травосмеси в биоматах. Тем не менее, стоит отметить, что одного вегетационного периода недостаточно для оценки эффективности проведенных мероприятий.

На практике в условиях севера Западной Сибири для рекультивации сухоройных карьеров песка используются три основных метода [Коронатова, 2004; Игловиков, 2012]:

- демутационный метод с посевом травосмеси в голый грунт с минеральными удобрениями и посадка дичков или черенков ивы;
- лесная рекультивация с высадкой саженцев без каких-либо мелиорационных работ;
- высадка травосмеси в специально подготовленный торфо-песчаный субстрат.

Результаты эксперимента на модельном раздуве показали, что в условиях лесотундры и северной тайги Западной Сибири демутационный метод неэффективен, особенно на

дренированных территориях, вследствие низкой приживаемости саженцев и гибелью сеянных травостоев практически в год посадки.

Лесная рекультивация с созданием лесных культур сосны обыкновенной в отработанных карьерах является перспективным направлением при наличии доставочного количества саженцев (дичков). Однако, подтопляемые участки с избыточным увлажнением непригодны для лесной рекультивации вследствие вымокания корневой системы деревьев. Участки, подверженные дефляции также нуждаются в дополнительных фитомелиорационных мероприятиях.

Рекультивация с внесением торфяно-песчаной смеси является наиболее эффективным методом восстановления растительного покрова. Основным преимуществом метода является создание микроклимата в верхнем слое почвы, благоприятного для всходов засеянных растений.

Создание верхнего плодородного слоя осуществляется путем нанесения торфо-песчаной смеси на рекультивируемую поверхность слоем не менее 10 см. Процентное соотношение обычно определяют как: торф – 70-75%, песок – 25-30%. Почвенный слой формируется из торфяно-песчаной смеси путем перемешивания песка и торфы экскаватором с последующего распределении смеси по территории карьера и разравнивании бульдозеров. Основным мелиоративным мероприятием являются работы по улучшению химических и физических свойств инициальной почвы путем внесение минеральных удобрений. Также стоит отметить, что при использовании верхового молодого торфа, его необходимо раскислять (привести pH из кислой среды в нейтральную), чтобы создать оптимальные условия для всходов травянистых растений. Обычно предусматривается засев смеси из однолетних и многолетних типов растений, что также часто дополняется посадкой черенков ивы. Работы по предпосевной обработке почвы включают в себя культивацию с одновременным боронованием. Тем самым обеспечивается рыхление, перемешивание и выравнивание почвы.

Для оценки реальной эффективности применения подобного метода с использованием торфо-песчаной смеси проведено обследование карьера №1 на территории Пуровского района ЯНАО (N66,279431° E77,254650°), где в рамках работ Тюменского госуниверситета создавался мульчирующий торфо-песчаный слой с последующим внесением минеральных удобрений и посевом универсальной травосмеси. Общая площадь отвода – 39 га, границы неправильной формы, линейные размеры 750×615 м. Разработка песка велась открытым способом, объем вскрышных работ – 34,48 тыс. $м^3$. Глубина карьера относительно естественной поверхности – 1,5-5 м. Работы по рекультивации проводились в 2016-2017 гг.

На техническом этапе рекультивации произведены следующие работы:

- вывоз остаточного строительного мусора и иных промышленных отходов, демонтаж подъездной автодороги, временной ЛЭП, завоз необходимых для рекультивации материалов и торфа;
- формирование (выполаживание) откосов карьерной выемки, возврат вскрышного и растительного грунтов, приготовление торфо-песчаной смеси;
- общая планировка поверхности днища карьерной выемки, включая ликвидацию микропонижений и микровозвышений рельефа, выполаживание неровностей и уклонов 1:3 (не круче 18°);
- распределение торфо-песчаной смеси по бортам и дну карьера.

После полного завершения технического этапа рекультивации осуществлен биологический этап, который состоял в восстановлении почвенно-растительного покрова. На

биологическом этапе выполнялось дискование торфо-песчаного мульчирующего слоя, известкование кислых почв, внесение минеральных удобрений, посев семян, послепосевное прикатывание, мероприятия по уходу за посевами.

Заверочный полевой осмотр в 2018 г. показал, что в рассматриваемом карьере №1 сплошной травяной покров сформировался успешно – общее проективное покрытие составило более 90% (рисунок 5.57).

а)



б)



в)



Рисунок 5.57 – Состояние травянистого растительного покрова на карьере № 1:
а – сентябрь 2015 года (исходное состояние карьера до начала работ по рекультивации);
б – октябрь 2016 года (нанесен торфо-песчаный мульчирующий слой);
в – сентябрь 2018 года (состояние карьера после проведение рекультивации)
(фото А.В. Соромотина)

Анализ данных ДЗЗ (рисунок 5.58) показывает, что после проведения рекультивации значения NDVI прочти достигли фонового значения (2017 г), однако в дальнейшем произошло снижение фитомассы из-за процессов увядания посеянной травянистой растительности. По состоянию на июль 2023 г. оголенные песчаные участки в пределах карьера отсутствуют, можно отметить сниженные по отношению к 2017 г. показатели вегетации, что, по всей видимости, связано с развитием процесса заболачивания.

По итогам проведенных исследований разработаны рекомендации по рекультивации песчаных пустошей севера Западной Сибири (Приложение Т). Кроме того, получено два патента (Приложение У):

- способ укрепления поверхности деградированной почвы (*RU 2787505 C1*) [Соромотин и др.], который включает подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве и нанесение его на открытую поверхность почвы. Субстрат содержит диатомит с размером измельчения от 1 до 10 мм, торф с размером измельчения от 1 до 20 мм и таллом лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм. Компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении: диатомит – от 5 до 20%, торф – от 60 до 90%, таллом лишайника от 5 до 20%. Слой субстрата наносят на поверхность деградированной почвы толщиной не менее 5 см, после чего осуществляют прикатывание газонными катками;
- способ восстановления лишайникового покрова (*RU 2793437 C1*) [Соромотин и др.], который включает подготовку субстрата и нанесение его на открытую поверхность почвы. Подготовку субстрата осуществляют посредством смешивания компонентов. Субстрат включает в себя смесь торфа с размером измельчения от 1 до 20 мм и таллома лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм. Компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении: торф – от 10 до 90 %, таллом лишайника – от 10 до 90 %. Слой субстрата наносят толщиной не менее 2 см. После нанесения слоя осуществляют его покрытие слоем нетканого саморазрушающегося материала.

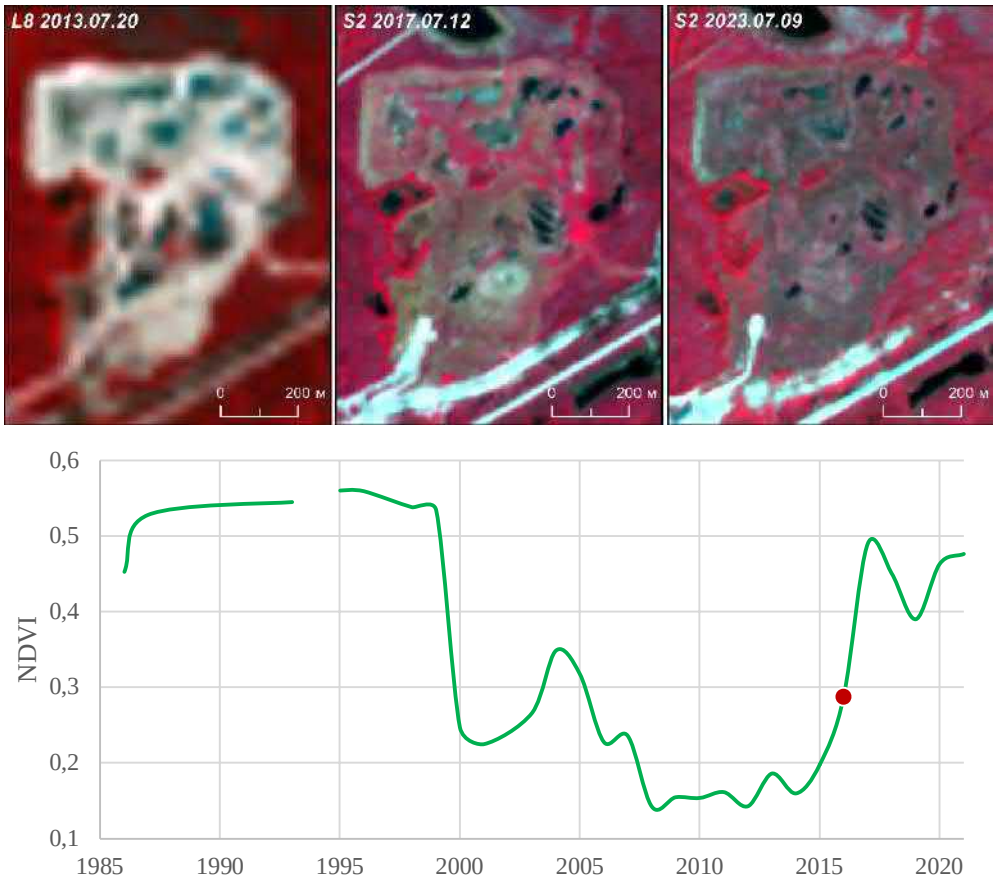


Рисунок 5.58 – Состояние карьера №1 до и после рекультивации: вверху – съемка из космоса; внизу – динамика NDVI по данным Landsat

Таким образом, техногенные пустоши составляют заметную долю в структуре землепользования при добыче углеводородов (9,3%). Одним из наиболее опасных техногенных объектов, которые могут стать ареной для активизации эоловых процессов, являются сухоройные песчаные карьеры на сухих дренированных участках речных террас и водораздельных равнин. Можно выделить два сценария зарастания сухоройных карьеров в северотаежных условиях Западной Сибири:

- естественный – в этом случае в зависимости от условий увлажнения и уровня грунтовых вод происходит постепенное восстановление исходной растительности, либо заболачивание (вплоть до формирования устойчивого водоема). Хуже всего зарастают протяженные пологие склоны, обращенные навстречу доминирующим ветрам северных румбов. Объем фитомассы зарастающих карьеров превышает фоновые значения в среднем уже через 10 лет после окончания разработки;
- искусственный – в этом случае происходит ускоренное восстановление растительности одним из общепринятых способов. Основой улучшенной технологии рекультивации оголенных песков в северотаежных условиях Западной Сибири является уменьшение скорости ветра в приземном слое, что улучшает тепловой режим почвы, позволяет снизить потери воды и предотвращает механические повреждения корневой системы растений. Это достигается использованием биоматов, торфо-песчанной смеси или специальных заграждений. Посев многолетних трав в биоматы и торфо-песчаную смесь интенсифицирует естественный почвообразовательный процесс и позволяет добиться положительного эффекта уже через 1-2 года. Мероприятия по лесовосстановлению, способствующие закреплению склонов, должны учитывать особенности микрорельфа (экспозицию и угол наклона).

В современных условиях повышения температуры и влажности на севере Западной Сибири отмечается устойчивая тенденция к естественному зарастанию сухоройных песчаных карьеров, как и других техногенно-нарушенных участков. Это совпадает с глобальным трендом «позеленения» в арктических широтах [Epstein et al., 2018] и расширения оазисов (на 4,66% с 1995 по 2020 гг.) в пустынных регионах мира [Cui et al., 2024]. Обширные природные пожары, в т.ч. антропогенно спровоцированные, не приводят к активизации дефляции, что подтверждается достаточно быстрым и эффективным зарастанием гарей во всех изученных случаях (на примере северной части Надымского района). При потенциальном изменении климатических условий на сухие и холодные, эоловые процессы будут способны развиваться и без участия природных пожаров, распространение которых будет лимитировано сниженными температурами. Следовательно, основной стратегией рекультивации песчаных пустошей является, прежде всего, замедление с помощью механических преград скорости ветра на локальных наветренных участках (при сокращении их площади лесорастительными методами), а также использование доступных ресурсов грунтовых вод за счет выбора более гидроморфных участков для разработки или увеличения глубины карьеров.

5.5 Выводы по главе 5

Антропогенная активизация ветровой эрозии на севере Западной Сибири происходит в связи с механическими нарушениями почвенно-растительного покрова в процессе освоения нефтегазовых месторождений. Общая площадь антропогенных участков оголенных песков по результатам проведенного дешифрирования составила порядка 300 км^2 (29% нарушенных земель ЯНАО): средняя площадь участка – 2,84 га, максимальная площадь – 4,26 км^2. Среди

226 нефтегазовых месторождений участки антропогенной дефляции выявлены на 130 (общая площадь – 214 км^2). Наибольшие площади выявлены в пределах Уренгойского и Суторминского месторождений (34,58 и 21,2 км^2 соответственно), наибольшая доля – в пределах Сандибинского и Суторминского месторождений (3,56 и 3,24% соответственно). Большая часть антропогенных раздувов в пределах месторождений образуется вокруг крупных промышленных узлов (ДНС, ЦДНГ, ЦППН и др.), кустовых площадок и сухоройных карьеров; за пределами месторождений – вдоль трасс магистральных трубопроводов.

Медианное значение доли изъятия земель (сумма площадей землеотвода и нарушенных земель, не связанных с дефляцией) на примере 10 нефтегазовых месторождений в верховьях р.Пур составило 7,2%; медианная доля антропогенных песчаных пустошей относительно площади землеотвода (постоянного и временного) – 9,3%. Основной пик нарушенности наблюдается на 9-11 год после начала промышленной разработки месторождения, на 24-26 год в большинстве случаев отмечается начало естественного зарастания.

Наиболее приближены к условиям котловин выдувания песчаные карьеры, заложенные в лишайниковых редколесьях. Дефляции подвергаются днища и наветренные склоны северо-западной экспозиции – доля оголенных песков в пределах карьеров колеблется от 6,5 до 25%. Активному восстановлению растительности здесь препятствуют низкая влажность, низкое содержание питательных элементов и органики, а также высокая подвижность субстрата. Тем не менее, на 27-30 год после окончания разработки в подобных карьерах происходит восстановление фоновых значений биомассы вне зависимости от наличия рекультивации.

Детальный анализ последствий пирогенного воздействия на лесные и лесотундровые ландшафты показал, что в современных климатических условиях природные пожары также не являются значимым факторам эоловой активизации, поскольку участки гарей являются ареной для быстрого и конкурентного естественного зарастания. В то же время в холодных и засушливых условиях эоловые процессы способны развиваться вне зависимости от природных пожаров, а низкие температуры воздуха могут препятствовать широкому распространению гарей.

По итогам проведенных натурных экспериментов установлено, что наиболее эффективным и экономически оправданным способом улучшения технологий рекультивации оголенных песков в северо-таежной подзоне Западной Сибири является снижение скорости ветра в приземном слое, что стабилизирует тепловой режим почвы, позволяет снизить потери воды и предотвращает механические повреждения корневой системы растений. Для этого могут использоваться биоматы, торфо-песчаная смесь или специальные заграждения. Мероприятия по лесовосстановлению должны учитывать особенности микрорельфа участка (экспозицию и угол наклона). При рекультивации карьеров целесообразно уменьшение протяженности склонов и использование ресурсов грунтовых вод за счет увеличения глубины разработки.

6 ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭОЛОВЫХ МОРФОЛИТОСИСТЕМ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Эоловые процессы, формы рельефа и производные ландшафты на севере Западной Сибири являются одними из важнейших факторов, которые определяют структуру расселения и систему жизнеобеспечения местных жителей в неблагоприятных субарктических и арктических условиях. В данной главе эолово-социальное взаимодействие рассматривается на примере г. Надым (65°32′ с.ш., 72°31′ в.д.), селитебная часть которого расположена в пределах достаточно крупного эолового массива.

Надым получил статус города в 1972 г. в результате расширения одноименного рабочего поселка, созданного в 1967 г. как опорная база для освоения Медвежьего нефтегазоконденсатного месторождения и ряда других объектов формирующейся на тот момент газодобывающей отрасли ЯНАО. Рабочий поселок в свою очередь возник на месте железнодорожной станции Надым недостроенной дороги «Чум – Коротчаево» (Проект 501) (рисунок 6.1). Станция была основана 22 апреля 1949 г. и законсервирована не позднее середины сентября 1953 г. [Строительство 501...]. Численность населения станции в период ее функционирования достигала 8 тыс. чел.; к 1967 г. на месте станции проживало всего около 10 семей [Гриценко, Калинин, 2010]. Текущая (по состоянию на 01.01.2021) численность населения города составляет 45584 чел. [Росстат].

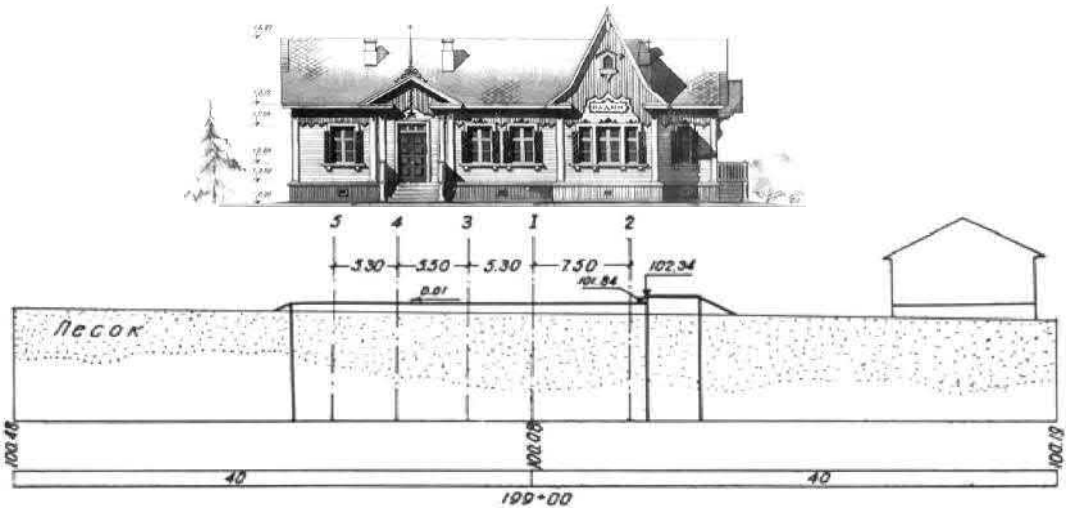


Рисунок 6.1 – Проект пассажирского вокзала в Надыме (вверху) и инженерно-геологический профиль на участке его строительства (внизу) [Гриценко, Калинин, 2010]

Общая площадь муниципального образования Надым составляет 185 км^2, включая территорию основной части города, промышленную зону в районе аэропорта и участок в районе причала на р. Надым (т.н. «107 км»). Далее в работе рассматривается только основная часть города, площадью 8,35 км^2, включающая селитебную зону, где проживает подавляющее большинство населения, и прилегающую зону размещения промышленных предприятий. Селитебная территория представляет собой 19 компактных микрорайонов (группы жилых домов, ограниченные улицами), общей площадью 1,28 км^2 (мкр. 8а включает только административные здания, поэтому не рассматривается в некоторых расчетах). Зона малоэтажной и индивидуальной застройки в северной части города относится к микрорайону Кедровая роща, и поселкам Лесной и Финский в составе города (рисунок 6.2).

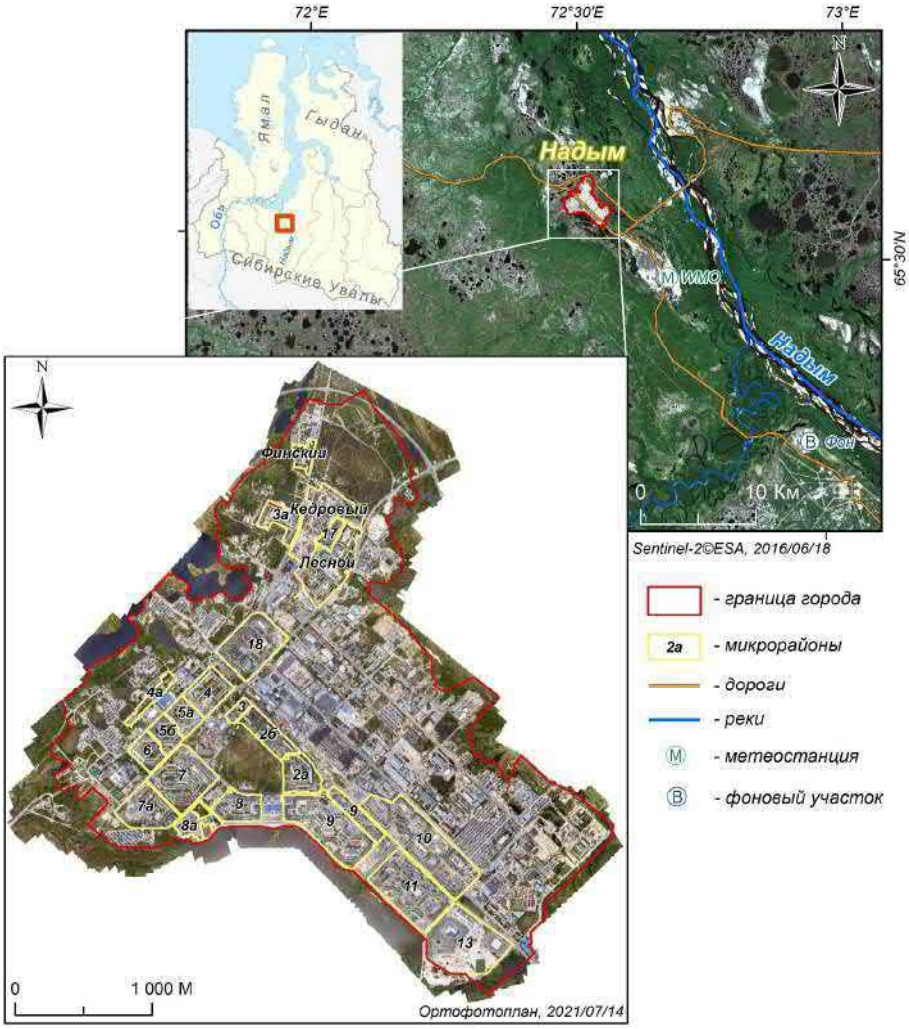


Рисунок 6.2 – Обзорная карта г. Надым: 1) Парк «Кедровая роща»; 2) Парк культуры и отдыха им. Е.Ф. Козлова; 3) Сквер около Вечного огня; 4) Сквер имени В.В. Ремизова; 5) Сквер у гостиничного комплекса Юбилейный; 6) Бульвар на набережной им. С.А. Оруджева; 7) Площадь Стрижова (сквер на площади для проведения праздника оленевода); 8) Бульвар В.В. Стрижова; 9) Сквер у Дома культуры «Прометей» (сквер Покорителей севера); 10) Озеленение вдоль ул. Комсомольская; 11) Сквер Свято-Никольского храма; 12) Сквер у администрации города; 13) Озеленение вдоль ул. Ямальская

Надым расположен в пределах аккумулятивной аллювиальной равнины на обособленном участке (останце) второй и отчасти первой надпойменной террасы. Останец вытянут в меридиональном направлении с изгибом к западу и сложен хорошо промытыми мелко- и среднезернистыми песками, содержание глинистой фракции минимально [Грязнов и др., 2014].

Участок характеризуется плоским однообразным рельефом с незначительным уклоном на восток, абсолютные высоты колеблются в интервале 10-19,5 м. Площадь активных раздувов по состоянию на август 1968 г. составляла 2,58 км^2 (около 31% современной территории основной части города), наиболее крупный раздув в поперечнике достигал 2,6 км, высота дюн (по результатам съемки с БПЛА) – до 4,5 м (рисунок 6.3).

Песчаные грунты в пределах участка второй террасы находятся в талом состоянии, кровля мерзлоты выявлена на глубине не менее 30-50 м (рисунок 6.4).

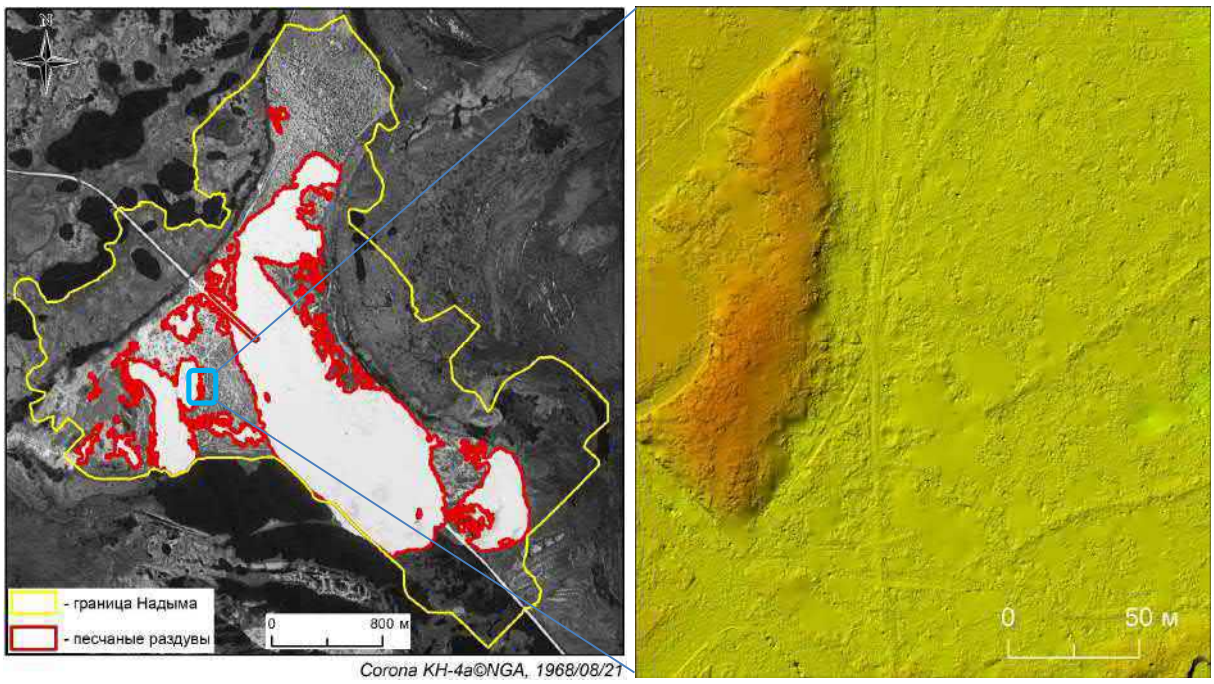


Рисунок 6.3 – Песчаные раздувы на территории будущего г. Надым в 1968 г. (слева) и участок сохранившегося аккумулятивного вала в западной части парка им. Е.Ф. Козлова (справа) (ЦМР по данным съемки с БПЛА 2021 г.)

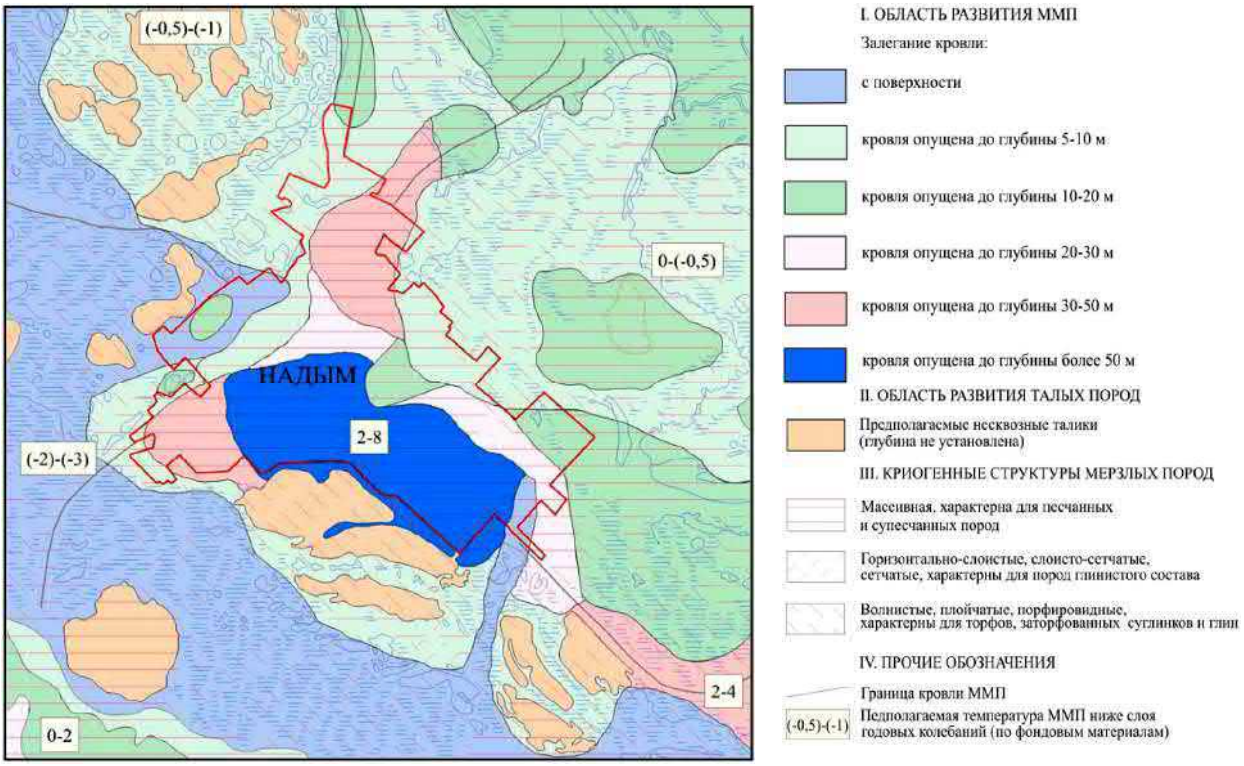


Рисунок 6.4 – Геокриологическая карта г. Надым и его окрестностей [Грязнов и др., 2006]

Климат – континентальный субарктический с продолжительной зимой и коротким летом. На момент проектирования города (1971 г.) среднегодовая температура оценивалась как -6,7°С, средняя температура самого холодного месяца года – января – -23,6^{0}С (минимальная суточная – до -60^{0}С) [Генеральный...]. Зимние ветры в основном имели южное, юго-западное и северо-западное направление. Средняя скорость ветра во время антициклональной погоды не превышала 2-3 м/с. Максимальная скорость ветра достигала 30 м/с. Число дней с метелью составляло 56-80 дней в году. Скорость ветра во время метелей составляла от 6 до 13 м/с

[Методические...]. Предполагалось, что значительную часть года жители должны испытывать существенный дискомфорт во время повседневных передвижений на открытом воздухе.

В настоящее время среднегодовая температура воздуха повысилась до -5,5°С, теплый сезон длится около 3 месяцев (в среднем с 7 июня по 4 сентября) с максимальной среднесуточной температурой выше 12°С (самый жаркий месяц – июль, со средним температурным максимумом 19°С). Холодный сезон продолжается около 3,7 месяцев (в среднем с 15 ноября по 5 марта) с минимальной среднесуточной температурой ниже -11°С (в январе средний температурный минимум достигает -27°С). Среднегодовое количество осадков составляет 546 мм.

Надым находится в северо-таежной подзоне на границе северной тайги и лесотундры. Структура почвенного покрова до начала освоения включала иллювиально-железистые подзолы, тундровые поверхностно-глеевые, таежные глеево-дифференцированные и торфянисто-болотные почвы. Исходная растительность на территории города была представлена редкостойными лиственнично-березовыми лесами с вкраплениями ели *(Picea sp.)* и сосны сибирской *(Pinus sibirica* Du Tour*)* [Печкин и др., 2018]. Фоновые участки в настоящее время сохранились в пределах парка им. Е. Ф. Козлова и Кедровой рощи. Здесь произрастают такие породы, как береза *(Betula sp.)*, лиственница сибирская *(Larix sibirica* L.*)*, ель *(Picea sp.)*, сосна сибирская *(Pinus sibirica* Du Tour*)* и др. Кустарники представлены ивой *(Salix sp.)*, шиповником *(Rosa acicularis* Lindl.*)*, рябиной *(Sorbus sibirica* Hedl.*)*. Из трав преобладают осоковые *(Cyperaceae)*, мятликовые *(Poaceae)*, полынь *(Artemisia sp.)*, ромашка *(Matricaria)*, одуванчики *(Taraxacum officinale* F.H. Wigg.*)*, Иван-чай узколистный *(Chamerion angustifolium* L.*)*, пижма *(Tanacetum sp.)*.

6.1 Оценка эффективности мер по ветрозащите населения г.Надым[1]

Первые работы по изучению ветрового режима застроенных территорий в СССР начались в 1930-40-е годы, когда Н.М. Томсоном [1937] были предприняты попытки установить закономерности движения воздуха в жилом квартале в зависимости от размеров зданий, их взаимного расположения, величины и конфигурации квартала. В этот же период Г.В. Шелейховский [1934] исследовал естественные санитарно-гигиенические факторы планировки городов. Однако системное развитие градостроительная аэродинамика получила лишь в 1960-е гг., когда стала очевидна необходимость изучения ветрового режима застроенных территорий, особенно в условиях Севера.

Характерной особенностью урбанизации советской Арктики в 1960-е – 1980-е гг. стало активное внедрение научно обоснованных проектных подходов, которые были призваны обеспечить комплексные решения для адаптации строящихся городов к суровым природно-климатическим условиям Крайнего Севера. Среди них важное место занимала разработка мер по оптимизации микроклиматических условий городской среды, призванных обеспечить ветрозащиту и снегозащиту, а также повысить термический комфорт их жителей.

Одним из крупнейших отраслевых исследовательских центров по данной тематике исследований стал Ленинградский зональный научно-исследовательский и проектный институт типового и экспериментального проектирования жилых и общественных зданий (ЛенЗНИИЭП), где под руководством А.В. Яковлева осуществлялась разработка проектных

[1] Раздел написан на основе публикации: «Сизов О.С., Федоров Р.Ю., Соромотин А.В. Оценка эффективности мер по ветрозащите населения города Надым // Экология урбанизированных территорий. 2023. № 3. С. 93-102»

подходов к адаптации населенных пунктов к специфике сложных природно-климатических условий. Большое внимание уделялось градостроительной физике, изучающей физические факторы городской среды, а также способы коррекции фоновых климатических условий для создания комфортных жизненных условий [Яковлев, 1987]. В рамках данного направления осуществлялась разработка методов изоляции от особо низких температур, формирования ветрозащитной застройки, снижения снегозаносимости, повышения интермии участков массового посещения, повышения обеспеченности населения ультрафиолетовым облучением, повышения летних дневных температур воздуха, сокращения сроков снежного покрова на участках массового посещения и др. [Яковлев, 1987].

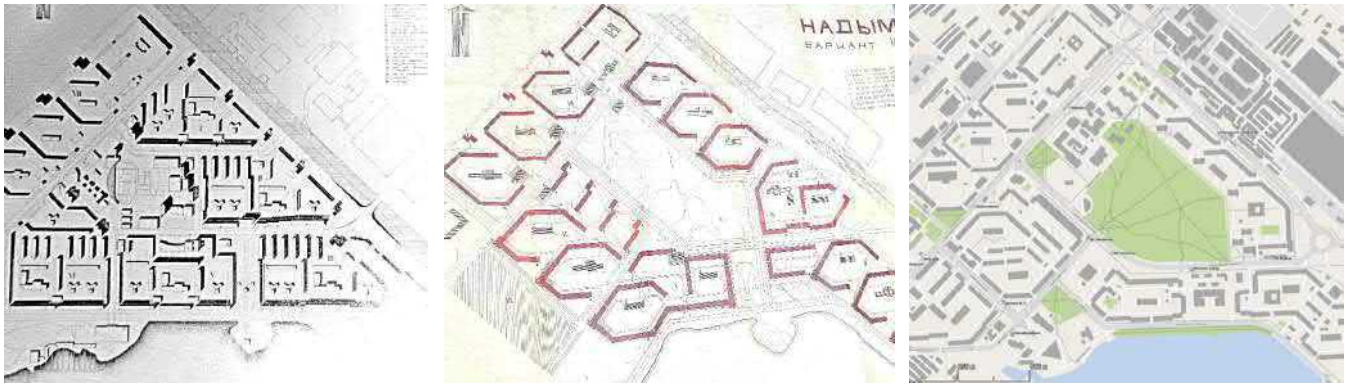
В процессе проектирования Надыма для снижения скорости ветров предполагалось применять специальные приемы застройки, поскольку по данным санитарно-гигиенического института им. Ф.Ф. Эрисмана, использование открытых участков для отдыха населения допустимо при температуре воздуха, равной или выше -17°С в сочетании со скоростью ветра не более 2 м/сек. При температуре воздуха -17-30°С скорость ветра не должна превышать 1 м/сек. При штиле пределом допустимого понижения температуры воздуха является -45°С. В соответствии с принятым на момент проектирования стандартами [Центральный...] для смягчения микроклимата должны были использоваться специальные приемы, которые включали три уровня организации защиты открытых городских пространств от неблагоприятного воздействия внешней среды:

- защита всего городского пространства (использование перепадов рельефа как ветрозащитных и ветроотводящих преград);
- защита отдельных зон города (ветрозащитная застройка, полосы озеленения);
- защита отдельных элементов пространств, отдельных зданий и сооружений (трассирование основных пешеходных коммуникаций поперек ветрового направления под защитой застройки, проектирование жилых комплексов в виде замкнутых и полузамкнутых образований, снижение радиусов доступности) [Методические...].

Разработкой генерального плана Надыма первоначально занимался Государственный институт съемки и планировки городов и проектирования гражданских сооружений (Гипрогор), однако к его рабочему варианту (рисунок 6.5а) на стадии обсуждения возникли серьезные замечания со стороны ЛенЗНИИЭП, связанные с тем, что «проект не учитывает большинства требований, вытекающих из условий климатической среды района строительства» [Яковлев, 1971]. К недостаткам проекта также было отнесено то, что трассировка улиц в основном была решена под углом 45° к направлению зимних ветров и снегопереносу, при принятой периметральной застройке кварталов, что, по мнению специалистов ЛенЗНИИЭП, не могло обеспечить необходимый уровень ветрозащиты. Данная ситуация усугублялась предполагаемым строительством внутри кварталов 12-этажных домов-пластин под углом 45° к направлению зимних ветров, что могло еще больше усилить скорость ветровых вихрей вблизи социально значимых учреждений. Помимо этого, школа-интернат и другие здания, имеющие высокое общественное значение, должны были быть обращены к озеру Янтарному, которое могло стать дополнительным источником снегозаносов [Яковлев, 1971].

В итоге проект планировки Надыма был передан на переработку в ЛенЗНИИЭП. В соответствии с практическими подходами, которые были к тому времени разработаны его научным коллективом, одним из основополагающих принципов застройки населенных мест в условиях Арктики являлось обеспечение ее максимальной компактности (рисунок 6.5б). Этот подход был обусловлен такими факторами, как высокая трудоемкость и себестоимость

строительства и прокладки инженерных коммуникаций в условиях вечной мерзлоты, а также необходимость сокращения расстояний между жилыми домами и общественно-значимыми объектами с целью минимизации нахождения жителей города на открытом воздухе [Яковлев, 1987]. При этом, с компактностью были напрямую связаны задачи оптимизации микроклиматических условий, включая обеспечение ветрозащиты.



а) б) в)

Рисунок 6.5 – Проекты генерального плана г.Надым: а) первоначальный (разработка Гипрогор); б) утвержденный (разработка ЛенЗНИИЭП) [Яковлев, 1971]; в) итоговая застройка города (карта OSM)

К рациональным планировочным приемам, позволяющим увеличить плотность жилого фонда, относилось создание полузамкнутых жилых групп с периметральной застройкой; применение многосекционных непрерывных жилых домов и групп различной конфигурации; применение смешанной этажности застройки, размещение более высоких зданий на северной стороне микрорайонов. В соответствии с разработанной А.В. Яковлевым концепцией, застройка городов, расположенных в пурговых районах предусматривала систему ветрозащитных зданий, каждое из которых, встречая выправленный горизонтальный ветровой поток, должно было защищать от ветра прилегающую территорию. Группа зданий, объединенная зоной влияния основного ветрозащитного здания, поставленного перпендикулярно ветровому потоку и связанная единой аэродинамической закономерностью определялась как аэродинамическая группа [Центральный...]. По примерным подсчетам, сделанным коллективом ЛенЗНИИЭП, за сплошным фронтом застройки скорость ветра должна была составлять 0,4-0,5 от начальной скорости, а при застройке с разрывами – 0,6-0,8 [Оль и др., 1968].

В качестве оптимального решения, способного скорректировать микроклиматические особенности отдельного небольшого поселения или микрорайона города рассматривались аэродинамические комплексы, объединяющие общественные и жилые здания, а также открытые городские пространства, в которых проживало от 4 до 8 тысяч человек [Яковлев, 1987]. В таких комплексах за одиночной ветрозащитной преградой выделяются две основные зоны – зона затишья в непосредственной близости от преграды, в которой скорость ветра снижается на 80-90% от скорости ветра на ровном месте, и зона ветровой тени, в которой скорость снижается на 50%. Оптимальные соотношения высоты к длине преграды составляли 1:5-1:7, в этом случае зона ветровой тени увеличивается на расстояние в 4-5 высот преграды. По расчетам разработчиков, действие ветрозащитного фронта зависело также от величины разрыва между торцами домов. В частности, разрывы 0,5-0,7 высоты здания почти не влияют на скорость ветра за преградой. При разрыве до 1,3-1,5 высоты, единого ветрозащитного фронта уже не образуется [Методические...].

Принципы компактности и ветрозащитных функций городской застройки в итоге были приняты в качестве концептуальной основы при разработке генерального плана Надыма. Выбор многоэтажной застройки обусловлен, как задачей обеспечения компактности города, так и ее эффективностью для обеспечения ветрозащиты. Для организации ветрозащиты и снижения затрат на уборку улиц, уличную сеть планировалось расположить в основном в широтном и меридиональном направлениях [Яковлев, 1971]. При этом авторами проекта предполагалось создание ветрозащитного фронта зданий широтного направления.

Организация застройки изначально планировалась на базе жилых комплексов, состоящих из одной или нескольких аэродинамических групп, каждая из которых по возможности должна была включать на своей внутренней территории магазин с товарами повседневного спроса, школу, детский сад или другие учреждения повседневного обслуживания [Яковлев, 1971]. Для наветренной южной стороны аэродинамических комплексов предполагалась девятиэтажная застройка.

В соответствии с разными предлагаемыми вариантами застройки города, общая площадь одного жилого комплекса варьировала от 7 до 20 га при численности проживавшего в них населения от 5 до 9 тыс. чел. [Яковлев, 1971]. Расчетная ветрозащита в зимний период должна была обеспечивать К<0,4 при минимальном значении ее эффективности К<0,8 [Яковлев, 1971].

В проекте отмечалось, что желательно обеспечить самоочищаемость от снега внутренних территорий аэродинамических групп путем создания обратных ветровых потоков, выносящих снег за их пределы, однако авторами признавалась сложность, а в некоторых случаях невозможность использования этого приема [Яковлев, 1971].

Большой интерес представляет обоснование проектируемых характеристик пешеходной доступности учреждений обслуживания и общественного транспорта. В связи с местными суровыми климатическими условиями их доступность должна была сократиться в 1,7 раза по сравнению с требованием СНиП П-К-2.62. Однако, при достижении снижения скорости ветра внутри застройки до 0,6, коэффициент снижения нормативных радиусов мог быть уменьшен до 1,3. Таким образом, в соответствии с проектом, радиус обслуживания школ не должен был превышать 400 м, детских садов – 250 м, остановок общественного транспорта – 320 м [Яковлев, 1971].

Важно отметить, что итоговая застройка отличается от утвержденного генплана – на рисунке 6.5в наглядно видно, что основное отличие состоит в увеличении площади парковой зоны в центре жилой застройки, что привело к изменению конфигурации и состава изначальных аэродинамических комплексов. Такое изменение связано с пожеланием первых жителей города максимально сохранить участок фонового соснового леса для рекреационных целей (в дальнейшем этот участок стал городским парком культуры и отдыха им. Е.Ф. Козлова), хотя по проекту для этого предполагалось использовать кедровый лес в северо-западной части города [Генеральный...]. Тем не менее, общий подход к ветрозащите за счет компактности и замкнутости жилых массивов не поменялся, что дает возможность проведения фактической количественной оценки его эффективности.

Учитывая тот факт, что с начала реализации в Надыме исходных градостроительных идей по ветрозащите прошло уже более 50 лет, существует возможность оценить их эффективность и актуальность с точки зрения современных социально-экологических приоритетов развития урбанизированной среды Российской Арктики.

В рамках данного исследования фоновые скорости ветра и температуры оценивались по данным метеостанции Надым (ID 23445)[1], расположенной в 9 км к юго-востоку от города на территории аэропорта (WMO на рисунке 6.1). Сведения о скоростях ветра в пределах центральной части Надыма и фонового участка, расположенного в 30 км к юго-востоку в устье р.Хейгияха и имеющего идентичное сочетание природно-климатических условий («В» на рисунке 6.1) получены на основе набора данных климатического реанализа ERA5, дополнительно обработанных в ПО WAsP (участок 250×250 м, высота 10м) [Global Wind Atlas].

Оценка сомкнутости границ жилых массивов проводилась на основе полученного ранее векторного слоя зданий (подробнее см. [Sizov et al., 2022; Сизов и др., 2022]) путем ручной оцифровки в ПО ArcGIS 10.8 внешних по отношению к окружающей территории стен и кратчайших промежутков между зданиями. Коэффициент сомкнутости границ оценивался как отношение суммарной длины внешних стен зданий к общему периметру микрорайона или конкретного аэродинамического комплекса.

Численное моделирование устойчиво стратифицированного турбулентного течения в городской застройке выполнялось ранее в рамках исследований на основе адаптированной модели ИВМ РАН [Glazunov et al., 2016]. В качестве набегающего на город потока использовалось типичное для зимних условий турбулентное течение в квазистационарном устойчиво стратифицированном пограничном слое над плоской поверхностью (детально условия численного эксперимента описаны в работе [Варенцов и др., 2022]).

Для получения субъективных оценок особенностей развития и использования городской среды Надыма в период с 2020 по 2022 гг. был проведен ряд тематических интервью со специалистами, принимавшими участие в строительстве и благоустройстве города, а также с жителями города, относящимися к разным возрастным и социальным категориям.

Для оценки обеспеченности и активности использования жителями города автомобилей в зимний период в 2021 г. с февраля по апрель выполнена трехкратная (03.02; 14.03; 08.04) съемка с БПЛА территории 11 мкр. в центральной части города. На полученных ортофотопланах для каждого автомобиля в ПО ArcGIS 10.8 отмечалось наличие снега на поверхности крыши, как основного признака его использования.

Предпринятая оценка эффективности описанных выше градостроительных подходов к обеспечению ветрозащиты жителей на территории Надыма показала следующие тенденции.

1) По итогам оцифровки внешних границ жилых массивов в 15 (из 22) микрорайонах города среднее значение коэффициента сомкнутости границ составило 0,11 (таблица 6.1). Это означает, что практически 90% периметра рассмотренных микрорайонов защищено от ветра внешними стенами жилых и, в отдельных случаях, социально-административных зданий. Максимальная сомкнутость достигает значений 0,052 и 0,057 в 8 и 9 мкр. соответственно. Минимальная защищенность (значение коэффициента сомкнутости границ 0,16) фиксируется для среднего по численности микрорайона 7а.

Пространственное распределение защищенных и открытых участков показано на рисунке 6.6. Примечательно, что открытые участки нередко имеют северо-западную экспозицию (см. например микрорайоны 7а или 10). Это может говорить о том, что при общем планировочном решении по защите от ветра стенами многоэтажных домов, непосредственной конфигурации и локальному расположению конкретных зданий относительно направлений доминирующих ветров было уделено недостаточное внимание.

[1] Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации – http://aisori-m.meteo.ru/waisori/

Таблица 6.1 – Основные параметры жилых микрорайонов г. Надым

Номер мкр.	Средний год постройки домов*	Количество жителей**	Протяженность границ жилых массивов, м		Коэффициент сомкнутости границ
			Защищенных	Открытых	
2а	1981	1411	1772	155	0,087
2б	1980	1524			
3	1978	441	-	-	-
3а	1996	904	-	-	-
4а	1987	591	-	-	-
4	1974	1634	2340	251	0,107
5а	1976	1194			
5б	1976	1371			
6	1979	1063			
7	1983	4371	1320	135	0,103
7а	1979	2644	1065	167	0,157
8	1981	1400	922	48	0,052
9	1984	7454	2063	117	0,057
9а			1225	155	0,127
10	1990	9985	2418	372	0,154
11	1988	5424	1600	218	0,136
13***	2018	3459	825	111	0,135
17	1990	759	-	-	-
18	1995	4194	1367	153	0,112
Финский	1984	243	-	-	-
Кедровый	2012	1582	-	-	-
Лесной	1990	932	-	-	-

* - *по данным [ГИС ЖКХ].*

** - *из расчета 18 м^2/чел. (данные о жилой площади получены из [ГИС ЖКХ])*

*** - *Олимпийский*

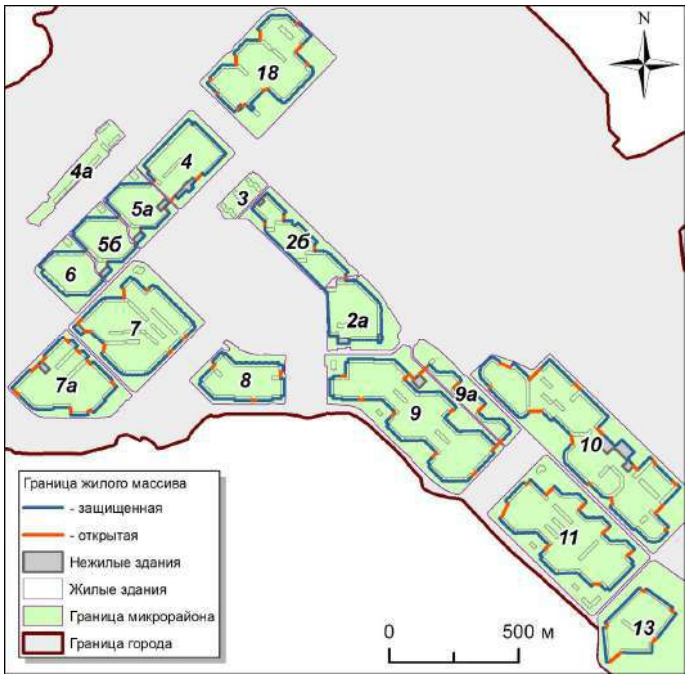


Рисунок 6.6 – Оценка сомкнутости границ жилых массивов в пределах микрорайонов г. Надым

2). Метеоданные показывают заметное снижение средних скоростей ветра в пределах городской черты по сравнению с фоновыми условиями (рисунок 6.7). В жилой застройке скорость ветра уменьшается на 1-1,3 м/с. Следовательно, барьерный эффект многоэтажных домов в полной мере проявляется в реальности. Косвенно это также подтверждаются результатами численного вихреразрешающего моделирования (рисунок 6.8). В пределах

закрытых со всех сторон жилых массивов расчетные скорости ветра в среднем не превышают 1 м/с. Наряду с этим наглядно проявляется эффект т.н. «ветровых коридоров» – усиления ветра между соседними микрорайонами (например, между 6 и 7, 7 и 7а и др.), а также по периферии парка им. Е. Ф. Козлова (с юго-западной и северо-восточной сторон). Максимальные расчетные значения скорости ветра получены на открытых участках над оз. Янтарное (более 4 м/с).

Наблюдения за температурой воздуха показывают, что наиболее суровые условия (среднее значение <-17°C) могут формироваться в любой зимний месяц с ноября по февраль. Однако в течение последних 6 лет средние значения не превышали -30°C, что соответствует требуемым пороговым показателям, учитывая, что скорость ветра не превышает в среднем 1 м/сек в пределах микрорайонов (рисунок 6.9). Также можно отметить, что минимальные температуры (ниже -30°C) формируются, как правило, в условиях полного безветрия за счет температурной инверсии [Esau et al., 2019], т.е. не представляют в этом отношении значительной опасности для жителей.

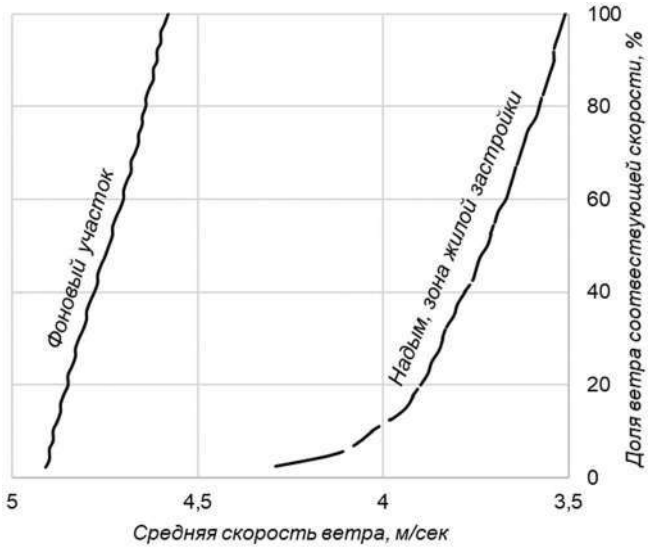


Рисунок 6.7 – Распределение скоростей ветра по результатам климатического реанализа

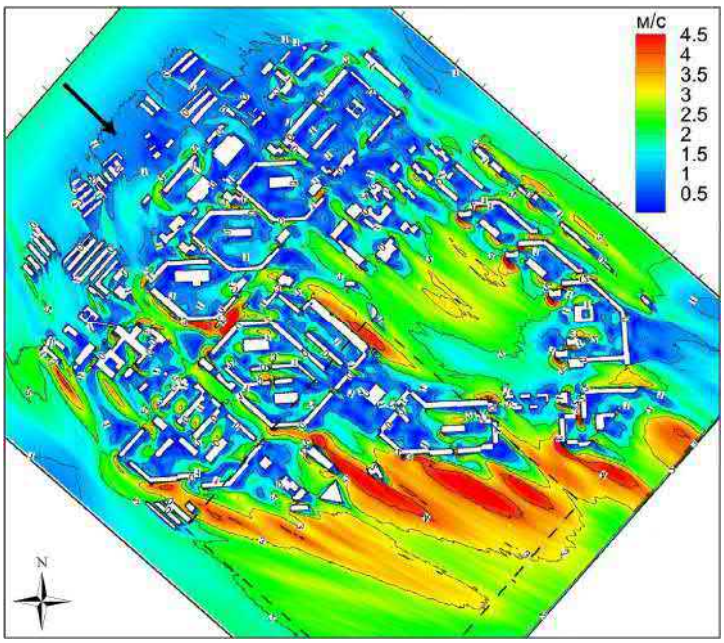


Рисунок 6.8 – Результат численного вихреразрешающего моделирования в западной части селитебной зоны г. Надым [Варенцов и др., 2022]

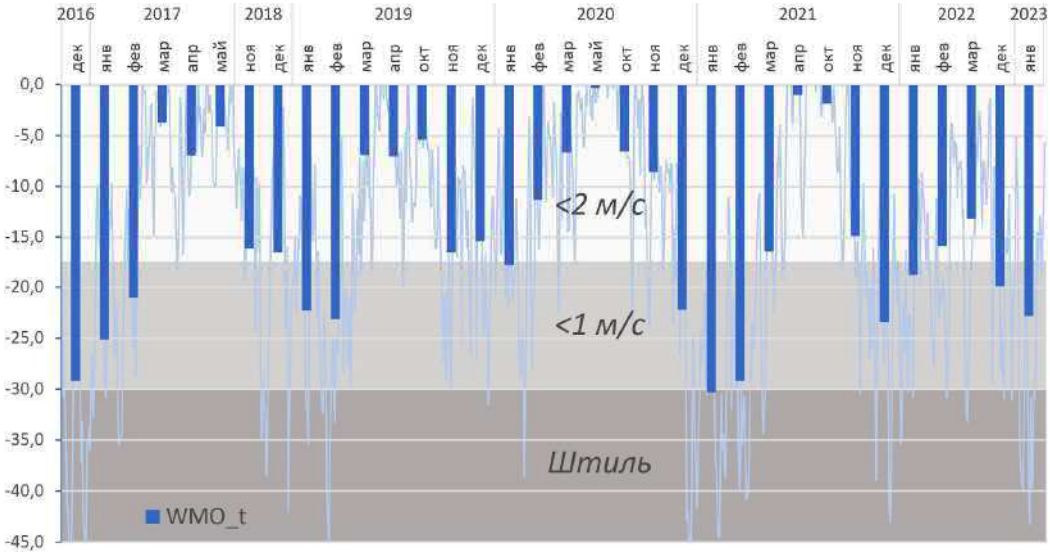


Рисунок 6.9 – Температура воздуха (среднесуточные и среднемесячные значения) по данным метеостанции Надым, 2017-2022 гг.

Анализ проведенных в ходе исследования интервью позволил сопоставить полученные результаты измерений с субъективными оценками местных жителей. В целом, горожанами положительно воспринимаются меры по ветрозащите, реализованные в аэродинамических группах жилой застройки. Так, по сравнению с Салехардом и Новым Уренгоем, застройка которых менее компактна, жители Надыма отмечают меньше случаев обморожений и термического дискомфорта в зимнее время. В то же время, некоторые жители обращают внимание на высокую ветровую нагрузку в проходах между планировочными звеньями городской застройки, которые выполняют функции аэродинамических групп.

Серьезное влияние на использование пространств внутри микрорайонов оказал стремительный рост числа легковых автомобилей в городе в первые десятилетия XXI в. Спроектированная в начале 1970-х гг. городская среда была рассчитана на передвижения большинства людей по городу пешком или на общественном транспорте. Этот расчет оказался полностью оправданным в 1970-80-е гг., когда, ввиду дефицита и сложности доставки в Надым легковых автомобилей, а также из-за недостаточно развитой сети благоустроенных автодорог в городе и его окрестностях, большинство местных жителей не пользовались личным автотранспортом. Появление большого количества автомобилей, наряду с диверсификацией размещения учреждений повседневного обслуживания и социальной инфраструктуры, существенно изменил изначально сложившиеся принципы мобильности жителей Надыма. В частности, многие семьи получили возможность в любую погоду пользоваться услугами магазинов, поликлиник, школ и детских садов, находившихся в других районах города.

По мере увеличения автомобилей неожиданная проблема возникла в результате стихийной парковки внутри ветрозащитных аэродинамических групп. В морозную погоду некоторые автовладельцы могли оставлять на ночь двигатели своих машин заведенными для прогрева, что при отсутствии ветра приводило к высокой концентрации выхлопных газов в закрытых дворах и их проникновению в квартиры. Несмотря на то, что на протяжении последнего десятилетия автомобилисты начали использовать подогревающие устройства, проблемы загрязнения воздуха, связанные с парковкой автомобилей рядом с жилой застройкой, сохраняются.

Результаты картографирования показали, что при оценочной численности жителей 11 мкр. в 5424 чел. внутри застройки за период наблюдений находилось от 502 до

608 автомобилей. Относительно низкая доля обеспеченности может быть связана с тем, что часть автомобилей находится за пределами жилой застройки (в гаражах, на внешних парковах). Кроме того, зимой количество мест для парковок в пределах микрорайона ограничено. Средняя доля использования автомобилей составила 70% (таблица 6.2). Наибольшее значение отмечено в конце зимнего периода – 94%. Это свидетельствует о том, что в период максимальных морозов жители в целом сокращают свою активность. Тем не менее, относительно высокая доля использования автомобилей является наглядным косвенным признаком возможности устойчивого формирования загрязнения воздуха внутри застройки аэродинамических групп. Одним из возможных решений является ограничение въезда машин на придомовую территорию (концепция «двор без машин») с одновременной организацией постоянных внешних парковок на хорошо продуваемых участках.

Таблица 6.2 – Результаты анализа активности автомашин в пределах 11 мкр. г. Надым

Дата съемки	Общее количество	В снегу	Без снега	Доля активных
03.02.2021	502	213	289	58%
14.03.2021	608	252	356	59%
08.04.2021	564	33	531	94%

Таким образом, сочетание анализа научно-технической и проектной документации, натурные наблюдения, интервьюирование, локальные метеорологические измерения, а также анализ данных ДЗЗ позволили выявить объективные и субъективные критерии эффективности мер по ветрозащите жителей Надыма, разработанных. Можно отметить, что предложенная ЛенЗНИИЭП концепция ветрозащиты аэродинамическими группами жилых сооружений в целом достигла предполагаемого эффекта. При этом, в соответствии с оценками местных жителей, снижение ветровой нагрузки можно рассматривать в качестве одного из специфических индикаторов качества жизни в арктическом городе. В то же время, социально-экономическая трансформация общества, произошедшая в начале XXI в., породила новый круг градостроительных проблем, учет которых необходим для дальнейшего развития городской среды Надыма. В частности, для придомовых территорий, где замедлена циркуляция воздуха, важно ограничить нахождение автотранспорта. К перспективному направлению также следует отнести использование ветрозащитных функций зеленых насаждений вокруг открытых городских пространств, которые не защищены зданиями и сооружениями.

6.2 Оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой населения г.Надым[1]

Как уже отмечалось в начале главы, селитебная зона Надыма расположена в пределах крупного эолового массива, сформировавшегося на поверхности останца второй надпойменной террасы. Следовательно, изучение процесса формирования в городе зеленой инфраструктуры и связанного с этим экологического поведения местных жителей имеет высокую актуальность. В первую очередь следует отметить важные экосистемные функции растительности, связанные с защитой от ветра, стабилизацией почвенного покрова и нейтрализацией атмосферного загрязнения [Pressman, 1996; Escobedo et al., 2011; Романцов, 2016; Chapman et al., 2018; Green Visions..., 2021]. Кроме того, наличие обустроенных зеленых пространств имеет важные эстетические и рекреационные функции, приближая жителей города к привычным стандартам

[1] Раздел написан на основе публикации: «Сизов О.С., Федоров Р.Ю., Печкина Ю.А., Мичугин М.С., Куклина В.В., Соромотин А.В., Федаш А.В. Оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой жителей арктического города (на примере Надыма) // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12, № 4. С. 475-490. https://doi.org/10.25283/2223-4594-2022-4-475-490»

южных регионов [Labutte; Bosch et al., 2016; Dushkova et al., 2016]. Таким образом, создание полноценной зеленой инфраструктуры на участке активного эолового рельефа является важным фактором повышения качества жизни горожан [Kuklina et al., 2021; Федоров и др., 2021].

В России интерес к разработке научных принципов озеленения северных городов начал формироваться с конца 1940-х гг. [Миндовский, 1947]. Основное внимание уделялось адаптации зеленой инфраструктуры проектируемых городов к природно-климатическим условиям Арктики [Помазкова, 1962; Оль и др., 1968; Хромов, 1975; Мамаев, 1978; Формирование..., 1981]. Дальнейшая масштабная урбанизация Тюменского Севера вызвала интерес исследователей к проблемам формирования открытых зеленых городских пространств [Сродных, 2006, 2008; Стась, 2014; Fedorov et al., 2021; Kuklina et al., 2021; Федоров и др., 2021; Sizov et al., 2022]. В последние годы проводятся исследования влияния на растительность городских островов тепла [Esau et al., 2016; Esau, Miles, 2016; Тигеев и др., 2021].

В зарубежной литературе отмечается интерес к проблемно-ориентированным междисциплинарным исследованиям социально-экологических функций зеленых пространств урбанизированных территорий в контексте развития экосистемных услуг [Hegetschweiler et al., 2017; Cimburova, Pont, 2021]. При этом формирование зеленых пространств в арктических городах США, Канады и скандинавских стран значительно реже становится объектом исследований по сравнению с более южными регионами. Можно отметить работы, посвященные концепции «зимнего города», в рамках которой рассматриваются специфические экологические и рекреационные функции зеленого каркаса урбанизированной среды [Pressman, 1996; Turner et al., 2021]. Во многих исследованиях растительность арктических городов рассматриваются в качестве ключевого источника их устойчивого развития и жизнестойкости [Balram, Dragićević, 2005; Hatala et al., 2020].

Применительно к городским условиям Российской Арктики можно отметить ряд современных исследований, посвященных оценке состояния и проектированию развития зеленой инфраструктуры [Бабич и др., 2008; Гонтарь и др., 2010; Мартынов и др., 2011; Климанова и др., 2020]. Тем не менее, критерии и методы оценки обеспеченности городского населения зеленой инфраструктурой остаются недостаточно разработанными.

В данной работе предпринята попытка детальной оценки обеспеченности зеленой инфраструктурой жителей Надыма на основе сопоставления пространственного распределения растительности и городского населения. Под обеспеченностью в данном случае понимается отношение суммы площадей всех типов зеленых насаждений к численности постоянного населения.

Надым можно рассматривать в качестве уникального случая строительства полноценного города в пределах массива северных материковых дюн. При этом, большая часть истории формирования городских зеленых пространств фиксируется материалами космической съемки. Это дает возможность в полной мере проследить характер и динамику антропогенных преобразований растительности на территории города.

Массовое озеленение Надыма изначально проводилось силами самих жителей на протяжении 1980-90-х гг. Искусственное озеленение в основном велось вдоль улиц и автомобильных дорог, во дворах жилых домов, а также на территориях около общественных зданий и памятных сооружений. Саженцы для озеленения города чаще всего привозили из окрестностей поселков Ягельный, Приозерный и Лонгъюган (южная часть Надымского района). В 2021 г. в парк им. Е.Ф. Козлова были завезены саженцы из садового питомника Ахмечет (г. Тюмень). В настоящее время на улицах Надыма доминируют такие деревья, как береза пушистая (*Betula pubescens* Ehrh.), ивы разных видов (сизая, черничная, филиколистная) (*Salix*

sp.), в меньшей степени представлены хвойные деревья – лиственница (*Larix sibirica* Ledeb.), сосна (*Pinus sibirica* Du Tour) и ель (*Picea obovata* L.).

Внутридворовое озеленение в целом характеризуется выкосим уровнем синантропизации – здесь преобладает газонное озеленение, которое часто находится в неудовлетворительном состоянии и имеет высокую плотность стихийных тропинок. Древесные и кустарниковые насаждения занимают незначительные площади, чаще всего они высажены вдоль фасадов домов. Этого явно недостаточно для поддержания здоровой и благоприятной среды при высокой транспортной нагрузке, особенно при наличии открытых детских площадок, которые не огорожены зленими посадками.

В пределах города существуют также зоны естественного зарастания на пустырях, вдоль ограждений, вблизи инженерных коммуникаций и др. Из древесных растений здесь встречаются ивы разных видов (сизая, черничная, филиколистная) (*Salix* sp.), осина (*Populus tremula* L.), ольха (*Alnus*), черемуха (*Padus avium* Mill.), береза пушистая (*Betula pubescens* Ehrh.), шиповник иглистый (*Rosa acicularis* Lindl.), можжевельник обыкновенный (*Juniperus communis* L.). Среди трав доминируют представители семейств злаковых (*Poaceae*) и осоковых (*Cyperaceae*).

К настоящему времени в литературе существуют отдельные фрагментарные исследования растительности Надыма. В частности, выполнена оценка состояния парка им. Е.Ф. Козлова [Попов и др., 2014], исследованы зеленые насаждения главных улиц Надыма [Печкина и др., 2016; Печкин и др., 2018], а также описаны находки чужеродных растений на территории города [Письмаркина, Быструшкин, 2019]. Полноценная оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой местного населения выполняется впервые.

Для оценки пространственного распространения и состояния городской растительности использовался мультимасштабный ряд данных ДЗЗ:

- экстрадетальный уровень – снимки с БПЛА с разрешением 13 см;
- высокодетальный уровень – снимки из космоса с разрешением 0,3-2 м;
- обзорный уровень – снимки из космоса с разрешением 30 м/пикс.

Для совмещения разнородных дистанционных данных 3-4 апреля 2021 г. проведены наземные геодезические измерения точек планово-высотного обоснования с помощью GPS Trimble GeoXR. Съемка проводилась в режиме передачи поправок в реальном времени (RTK) с базовой станции компании «Геодетика», установленной в центре города. Всего получены точные значения (не хуже 2 см в плане и по высоте) долготы, широты и высоты 235 точек, которые использовались для совмещения географической привязки всех дистанционных данных экстрадетального и высокодетального уровней.

Съемка с БПЛА DJI Phantom 4 Pro 2.0 проводилась 13-14 июля 2021 г. с высоты 250 м в полуденное время преимущественно без прямого солнечного освещения (для минимизации теней от высотных зданий). Всего получено 1844 фотографий, покрывающих всю рассматриваемую территорию города. В ходе обработки материалов аэрофотосъемки в ПО AgiSoft MetaShape Professional 1.6.3 получен ортофотоплан с разрешением 6,6 см и цифровая модель поверхности (DSM) с разрешением 13,2 см. Кроме того, на основе класса точек «земная поверхность» построена цифровая модель рельефа (DTM). Высота растительности в пределах города получена путем вычитания DTM из DSM.

Снимки из космоса получены с КА WorldView-2 через Polar Geospatial Center (США). Для исследования использовались три снимка в период наибольшего накопления фитомассы при максимальных углах солнечного освещения, а также один снимок для классификации

растительности (таблица 6.3). Снимки представлены в значениях отраженной радиации (reflectance), что позволяет непосредственно проводить расчет нормализованного относительного вегетационного индекса (NDVI) который характеризует объем фитомассы растительного покрова [Walker, 2012].

Таблица 6.3 – Характеристика снимков детального уровня

Спутник	Дата съемки	Разрешение, м	Идентификатор сцены
WorldView-2	2016/07/01	1,76	10500100052CF700
WorldView-2	2019/07/17	2,05	1030010095BFE200
WorldView-2	2020/07/20	1,83	10300100AA2ECD00
WorldView-3	2020/08/23	0,34	10400100604C4000

Получение маски растительности города основано на подходах объектно-ориентированного дешифрирования (OBIA) [Сизов и др., 2020]. Последовательность работ включала выполнение следующих операций:

- сегментацию ортофотоплана, полученного с БПЛА (в ПО Orfeo Toolbox 7.4);
- расчет индекса NDVI по каждому снимку WorldView-2 (в ПО ArcGIS 10.8);
- расчет зональной статистики NDVI для каждого из полученных сегментов (в ПО ArcGIS 10.8), включая расчет среднего и максимального значений;
- расчет зональной статистики относительной высоты растительности для каждого из полученных сегментов (в ПО ArcGIS 10.8);
- классификацию комбинированного изображения с БПЛА (ортофотоплан и DSM) методом опорных векторов (SVM) в рамках выборки сегментов со средним значением NDVI>0,05 и относительной высотой в интервале от 0,01 до 25 м (в ПО SAGA GIS 7.8);
- классификацию с обучением сегментированного изображения с добавлением тематического канала NDVI методом SVM (*support vector machine*) (сегментация выполнялась в Orfeo Toolbox 7.1.0, классификация – в SAGA GIS 7.8.0) [Chen et al., 2012; Iabchoon et al., 2017; Hashim et al., 2019; Сизов и др., 2020; Wang et al., 2021].

При классификации использовались следующие классы: растительность, асфальт, крыши домов (для каждого цвета крыш отдельный класс), песок, детские площадки. Для класса растительности выделено 9 подклассов: лиственные леса, хвойные леса, кустарники, естественная луговая растительность, газоны и самосев луговых видов с высокой фитомассой, газоны и самосев луговых видов с низкой фитомассой, лишайниковая растительность плоскобугристых болот, водоросли на заболоченных участках и затененные участки преимущественно с травяными видами растительности.

Сбор полевых эталонов для классификации выполнен в июле 2021 г. В качестве тестовых объектов были выбраны Кедровая роща, парк им. Е.Ф. Козлова, скверы около памятника «Вечный огонь», Свято-Никольского храма, насаждения вдоль Ямальской и Комсомольской улиц (рисунок 6.10). Геоботанические описания выполнялись согласно [Методика...; Распоряжение...]. Для оценки видового состава на территории парка им. Е.Ф. Козлова и Кедровой рощи закладывались пробные площадки размером 25×25 м (по 5 на каждый объект). При обследовании улиц и скверов учитывались деревья и кустарники на всей площади. Всего описано около 3 тыс. экземпляров деревьев и кустарников.

Площадь обучающей выборки эталонов составляет 26,44 га, площадь контрольной выборки – 9,2 га, что является достаточным для проведения автоматизированной классификации. Оценка точности классификации (построение матрицы ошибок) проводилась в SAGA GIS 7.8 (точность составила 89,25%). После классификации и оценки точности

проводилась дополнительная визуальная фильтрация сегментов для повышения точности маски растительности.



Рисунок 6.10 – Древесная растительность Надыма: а) сквер около Вечного огня; б) озеленение вдоль ул. Ямальская; в) озеленение вдоль ул. Комсомольская; г) бульвар на набережной им. С.А. Оруджева; д) парк культуры и отдыха им. Е.Ф. Козлова (фото Ю.А. Печкиной, 2021)

Для оценки исходной площади растительности в пределах города использовался снимок Corona KH-4a (дата съемки: 21.08.1968; идентификатор: DS1104-2217DA034_34_b, разрешение 2 м), полученный с помощью сервиса EarthExplorer[1]. Анализ снимка также проводился с методом OBIA – на первом этапе выполнена сегментация, на втором этапе путем визуального дешифрирования выделено 4 класса поверхности: песок, растительность, водные объекты, антропогенные сооружения (включая дороги).

Оценка динамики NDVI для всего города на обзорном уровне выполнялась на основе архива данных Landsat с помощью облачной платформы Google Earth Engine[2]. Значения NDVI рассчитаны с 1985 по 2021 гг. для летнего периода (с 1 июля по 28 августа каждого года).

Границы микрорайонов и открытых зеленых пространств Надыма получены путем оцифровки генерального плана города [Администрация...] и доступных электронных карт[3].

Для получения детальной карты плотности населения на основе ортофотоплана были оцифрованы все жилые строения (многоэтажные, малоэтажные и индивидуальные) в пределах

[1] https://earthexplorer.usgs.gov/
[2] https://developers.google.com/earth-engine/tutorials/community/landsat-etm-to-oli-harmonization
[3] Яндекс Карты – https://yandex.ru/maps; 2ГИС – https://2gis.ru/geo/70030076144257591

рассматриваемой территории города. Для каждого строения с помощью справочной системы [ГИС ЖКХ] получено значение жилой площади и другая справочная информация (год постройки, адрес, этажность, общая площадь, состояние и др.). Жилая площадь пересчитывалась в количество жителей на основе нормативной и справочной информации [СП 42.13330.2016] из расчета:

- 20 м^2/чел. в многоквартирных домах;
- 60 м^2/1 чел. в частных домах.

Пространственный анализ результатов классификации, а также создание тематических карт выполнялось в ПО ArcGIS 10.8.

Результаты дешифрирования разновременных снимков показали, что общая площадь растительности на территории Надыма с 1968 по 2021 гг. сократилась на 34% (с 425,71 га до 280,1 га) (рисунок 6.11). Наибольшее сокращение зеленых пространств относится к периоду активного строительства города с 1981 по 1990 гг. (рисунок 6.12).

Динамика индекса NDVI на фоне динамики строительства показывает, что с 1991 г. после завершения основного периода обустройства города начинается постепенное восстановление растительности, наблюдаемое с 2000 г. по настоящее время (рисунок 6.13).

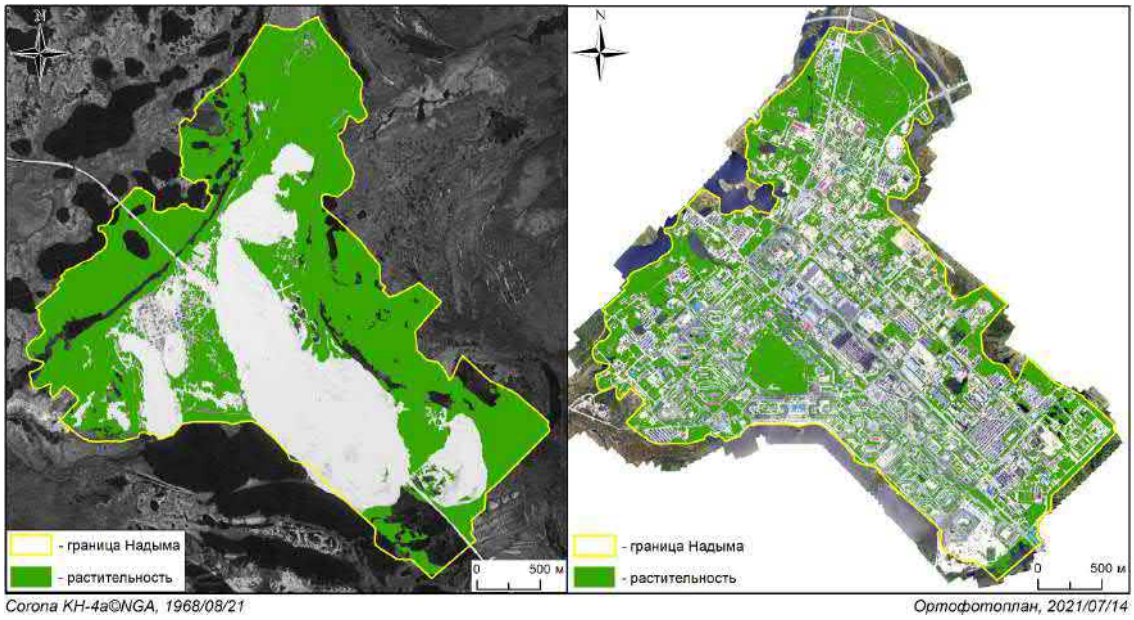


Рисунок 6.11 – Изменения площади растительного покрова Надыма за 1968-2021 гг.



Рисунок 6.12 – Фотографии Надыма 1980-х гг. (источник: https://pastvu.com)

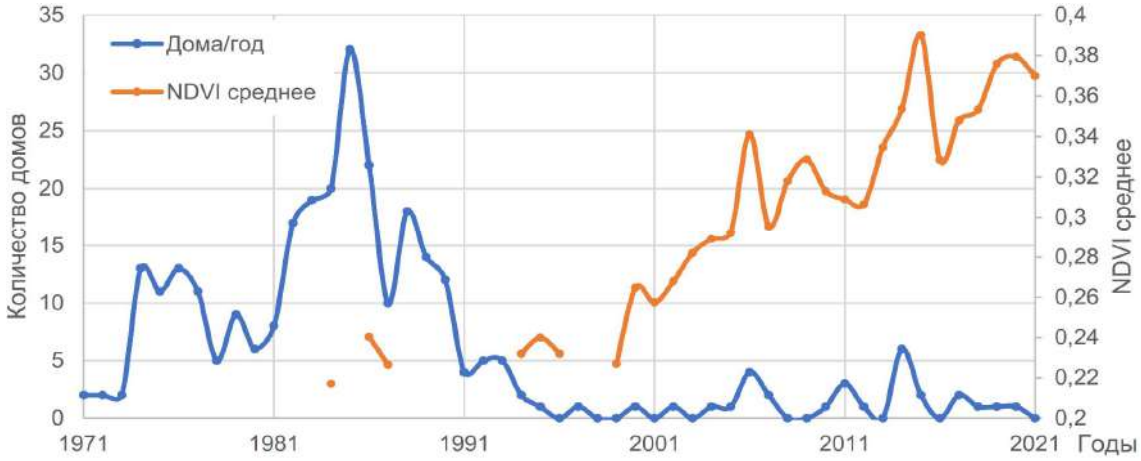


Рисунок 6.13 – Динамика строительства жилых домов г. Надым и динамика NDVI в пределах города с 1984 по 2021 гг.

По итогам полевых геоботанических обследований установлено, что современный видовой состав зеленых насаждений исследуемых объектов представлен 14 видами из 11 родов, 6 семейств и 2 отделов. Среди деревьев и кустарников на обследованных объектах отмечаются такие как береза пушистая (*Betula pubescens* Ehrh.), береза повислая (*Betula pendula* Roth.), ель сибирская (*Picea obovata* L.), лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.), сосна сибирская (*Pinus sibirica* Du Tour), сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), осина обыкновенная (*Populus tremula* L.), ива (*Salix sp.*), рябина сибирская (*Sorbus sibirica* Hedl.), ольха (*Alnus*), черемуха обыкновенная (*Padus avium* Mill.), можжевельник обыкновенный (*Juniperus communis* L.), шиповник иглистый (*Rosa acicularis* Lindl.), жимолость (*Lonicera* sp.).

Результаты классификации показывают, что большая часть растительности представлены лиственными (8%) и хвойными (14%) породами, а также кустарниками (18%) (рисунок 6.14). Участки естественной травянистой растительности занимают суммарно порядка 38%, из которых естественные луга занимают 7%, густые газоны – 6% и разреженные газоны (включая самосев на техногенных пустошах) – 25%. Лишайники и водоросли составляют не более 5% растительного покрова города. Затененные участки могут быть отнесены в равной степени к естественным лугам и газонам с низкой фитомассой [Kuklina et al., 2021].

Пространственное распределение растительности в городе отличается неравномерностью, можно выделить следующие особенности:

- хвойные породы деревьев сосредоточены преимущественно в двух парках (Козлова и Кедровая роща), а также вдоль западной, южной и северо-восточной границы города;
- лиственные породы деревьев не образуют крупных ареалов и рассредоточены по городу, доминируя на придомовых территориях и вдоль пешеходных зон;
- кустарниковая растительность доминирует по периферии города, в основном на участках осушения заболоченной ранее территории, частично встречается в парках;
- естественная луговая растительность преобладает в парковых зонах и является фоновым сообществом для древесных пород;
- искусственные газоны и самосев трав на техногенных пустошах повсеместно распространен по территории города, включая промышленную зону, преобладают разреженные насаждения с низкими показателями фитомассы;
- лишайники и водоросли формируют небольшие локальные ареалы вне пределов активно используемой территории.

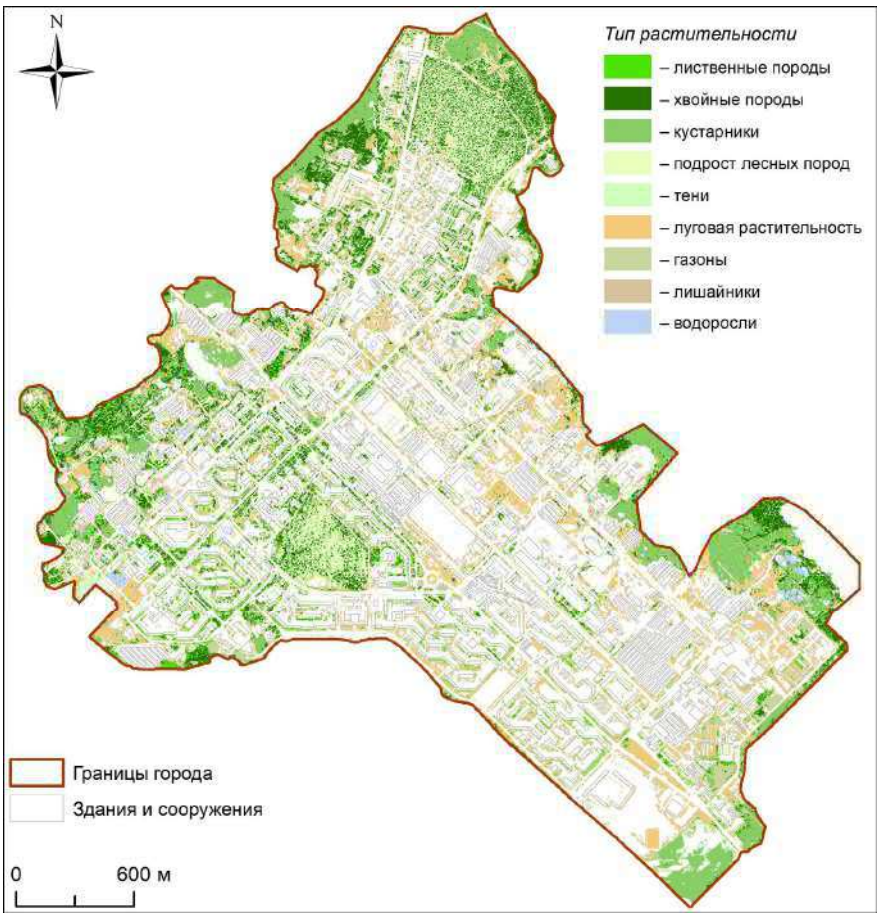


Рисунок 6.14 – Классификация растительности г. Надым [Kuklina et al., 2021]

В пределах города выделяются следующие типы зеленых пространств:

- парки (парк культуры и отдыха им. Е.Ф. Козлова, парк «Кедровая роща»);
- скверы (сквер у памятника «Вечный огонь», сквер им. В.В. Ремизова и др.);
- линейные и групповые посадки вдоль улиц города;
- групповые и линейные посадки на территории жилых дворов;
- групповые посадки на территории общественных и административных учреждений;
- группы из деревьев и кустарников, расположенных вблизи площадок, вдоль дорожек на открытых участках газона;
- солитеры (одиночные экземпляры деревьев, размещаемые на открытых участках газоны, у перекрестков дорожек);
- рокарий (часть озелененной территории, где главную роль играют размещенные камни разного размера, расположен на углу пересечений ул. Комсомольская и Зверева);
- клумбы, газоны.

Основными объектами зеленой инфраструктуры Надыма являются парки им. Е.Ф. Козлова и Кедровая роща. Парк им. Е. Ф. Козлова площадью 16 га (рисунок 6.15) первоначально представлял собой участок естественного кедрово-лиственничного леса. В 2000-х гг. было проведено его благоустройство [Попов и др., 2014]. Благодаря расположению в центре города с высокой концентрацией общественных учреждений (Дворца спорта, Дома культуры, ЗАГСа, школы, детского сада и др.), парк является одной из наиболее популярных рекреационных зон Надыма, где можно совершать прогулки, устраивать детские игры, заниматься спортом и т.д. В летнее время полноценное использование парка осложняется появлением гнуса, поэтому парк наиболее востребован в зимний период. Ввиду возникших

антропогенных нагрузок на отдельных участках парка наблюдается оголение корневой системы, возникающее ввиду вытаптывания тропинок его посетителями [Попов и др., 2014]. На некоторых экземплярах сосны сибирской были обнаружены апотеции возбудителя шютте обыкновенного (*Lophodermium seditiosum*) – грибкового заболевания, поражающего хвойные растения [Попов и др., 2014].

Относительно показателей NDVI и высоты растительности можно сделать вывод, что в более высокие значения в целом характерны для западной и северной частей города (рисунок 6.16). Этому способствует, прежде всего, наличие участков естественной растительности вдоль западной границы, а также относительно крупные зеленые зоны – парк им. Е.Ф. Козлова и Кедровая роща. В восточной части города проективное покрытие растительностью существенно ниже за счет плотной жилой застройки и наличия промзоны. Увеличение фитомассы можно отметить только вдоль восточной границы.



Рисунок 6.15 – 3D-модель парка им. Е. Ф. Козлова, созданная на основе съемки с БПЛА 23.08.2020

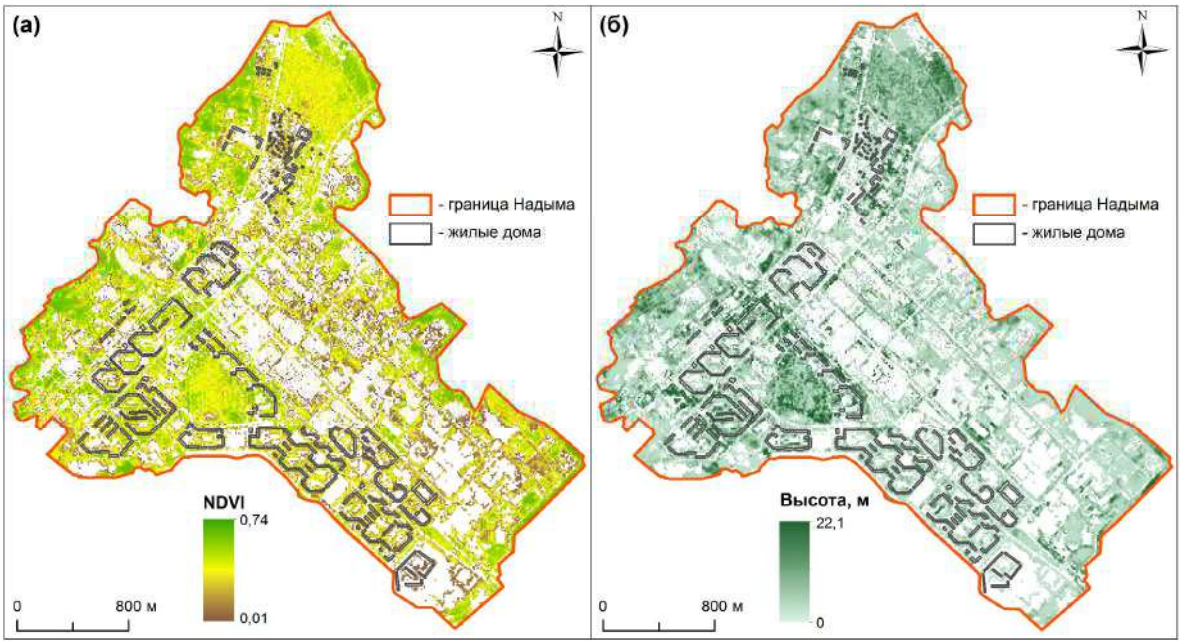


Рисунок 6.16 – Распределение значений NDVI (а) и высоты растительности (б) на территории г. Надым

При более детальном рассмотрении можно выделить две категории объектов зеленой инфраструктуры по объему фитомассы – организованные зеленые пространства и микрорайоны компактного проживания местных жителей.

Среди организованных открытых зеленых пространств можно выделить три группы:

- небольшие пространства с высокими значениями NDVI (0,45-0,5). К этой группе относятся сквер у Вечного огня, зоны озеленения вдоль Комсомольской и Ямальской улиц, скверы Юбилейный, Ремизова, Покорителей севера и у супермаркета строительных материалов;
- крупные пространства со средними значениями NDVI (0,4-0,44). К этой группе относятся парк им Е.Ф. Козлова и Кедровая роща;
- небольшие пространства со средними и низкими значениями NDVI (0,16-0,39). К этой группе относятся сквер у Никольского храма, микрорайон 8а (без скверов Ремизова и Прометей), бульвар и площадь Стрижова.

Для жилых микрорайонов характерно довольно равномерное снижение NDVI значений NDVI (от 0,43 – мкр. 2а до 0,25 – мкр. 18) и высоты растительности (от 5,35 м – мкр.2б до 1,41 м – мкр. 5б) (таблица 6.4). Отчасти здесь наблюдается связь со средним возрастом домов микрорайона – чем старше дома, тем выше доля древесной растительности с высокими значениями NDVI. В этом плане вполне закономерными являются низкие значения мкр. 13 (NDVI 0,18; средняя высота растительности – 0,28 м). Средний возраст домов здесь составляет 3 года, работы по озеленению придомовой территории закончились в 2020 г., а большая часть территории микрорайона по состоянию на июль 2021 г. представляет собой строительную площадку.

Таблица 6.4 – Показатели обеспеченности растительностью по жилым микрорайонам

Микрорайон	Площадь, га	Средний возраст домов	Численность жителей	Среднее значение NDVI	Средняя высота растительности, м	Доля растительности
2а	6,59	1981	1411	0,43	4,56	0,42
4	7,38	1974	1634	0,41	4,86	0,40
Финский	2,67	1984	243	0,40	4,98	0,54
2б	6,65	1980	1524	0,39	5,35	0,46
Лесной	14,00	1990	932	0,38	4,65	0,29
5а	4,47	1976	1194	0,36	2,45	0,27
4а	3,19	1987	591	0,35	3,79	0,40
7	14,24	1983	4371	0,34	3,52	0,40
7а	9,73	1979	2644	0,33	3,20	0,34
6	4,45	1979	1063	0,33	2,36	0,27
8	6,52	1981	1400	0,33	2,91	0,25
5б	4,17	1976	1371	0,32	1,41	0,29
3а*	5,04	1996	904	0,32	2,12	0,20
3	1,69	1978	441	0,32	3,66	0,30
9**	23,57	1984	7454	0,30	2,00	0,29
Кедровый	13,13	2012	1582	0,28	2,70	0,25
17	2,17	1990	759	0,28	3,83	0,30
11	18,55	1988	5424	0,28	1,95	0,29
10	25,14	1990	9985	0,26	1,74	0,25
18	13,81	1995	4194	0,25	1,60	0,18
13 (Олимпийский)	21,21	2018	3459	0,18	0,28	0,09

* - *включая сквер им. Юрия Топчева*

** - *включая бульвар по Ленинградскому пр. и бульвар на ул. Зверева*

Сравнение двух описанных типов участков в целом показывает, что открытые зеленые пространства достоверно отличаются от микрорайонов более широким диапазоном высот растительности (при этом средние значения сопоставимы), а также более высокими значениям NDVI (средним и медианным) (рисунок 6.17).

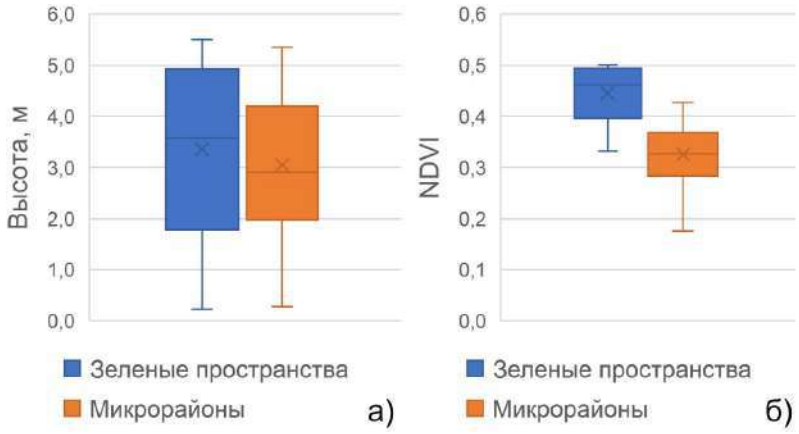


Рисунок 6.17 – Сравнение высоты растительности (а) и значений NDVI (б)

Проведенные расчеты показали, что общая вместимость жилых строений Надыма, находящихся в эксплуатации по состоянию на 01 ноября 2021 г., составила 52 580 потенциальных жителей, что несколько превышает текущее официальное значение численности населения (45 584 чел.), но сопоставимо с пиковым показателем 1989 г. (52 586 чел.). Учитывая постоянную трудовую миграцию (вахтовики, сезонные рабочие), мы допускаем, что полученное расчетное значение потенциальной численности может отличаться не более чем на 5% от реальной численности населения города в 2021 г.

Анализ доступности открытых зеленых пространств показывает, что за пределами буферной зоны в 400 м вокруг них оказывается только 12,1% потенциального населения (6364 чел.), локализованных преимущественно в юго-восточной части города. При этом если рассматривать наиболее крупные объекты (парк им Е.Ф. Козлова и Кедровая роща), то в шаговой доступности от них проживает 37,9% потенциального населения (19918 чел.) (рисунок 6.18).

Обеспеченность зелеными пространствами внутри микрорайонов («зеленость» микрорайонов) можно представить в виде показателя *GM («greenness» of micro-districts)* следующим образом:

$$M=((NDVI_{mean}*H_Veg_{mean}*PG)/PM)*100 \quad (9)$$

где $NDVI_{mean}$ – среднее значение NDVI в пределах микрорайона; H_Veg_{mean} – среднее значение высоты растительности в пределах микрорайона; PG – доля зеленой растительности в общей площади микрорайона; PM – общая потенциальная численность жителей микрорайона.

Средняя обеспеченность зелеными пространствами в пределах микрорайонов составила 4,8. Максимальный показатель в мкр. «Финский поселок» связан с низкой плотностью жителей и значительным возрастом домов (рисунок 6.19). Минимальное значение GM в мкр. 13 (Олимпийский) связано с плотным расселением в многоэтажной застройке на фоне продолжения строительных работ. Значения GM изменяются в пределах от 0,1 до 9,1. По всей видимости, явный дефицит озеленения определяется значениями GM менее 2, что подтверждается наземными наблюдениями в микрорайонах города. При таких значениях внутри мирорайонов практически отсутствует древесная растительность, а газоны находятся в угнетенном состоянии. Показатель GM хорошо соотносится с долей деревьев (растительность

выше 2 м) внутри мирорайонов (рисунок 6.19), что позволяет использовать его при разработке рекомендаций по озеленению. В первую очередь озеленение требуется в тех микрорайонах, где низкому значению GM соответствует низкая доля древесной растительности (мкр. 3а, 5б, 6, 8).

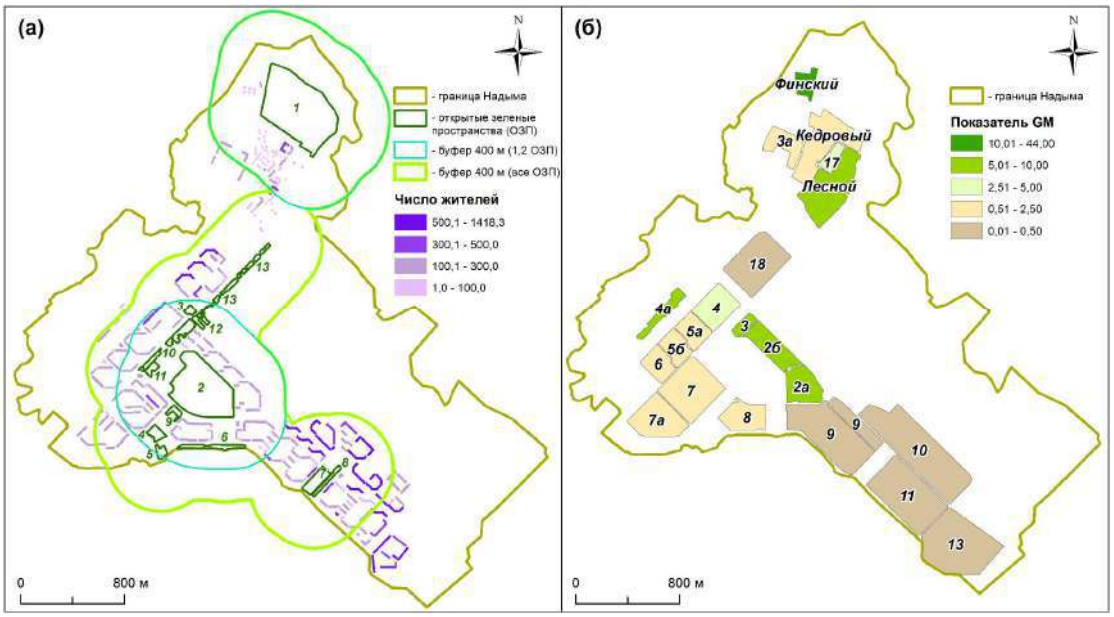


Рисунок 6.18 – Показатель доступности зеленых пространстве и «зелености» (обеспеченности растительностью) и микрорайонов г. Надым

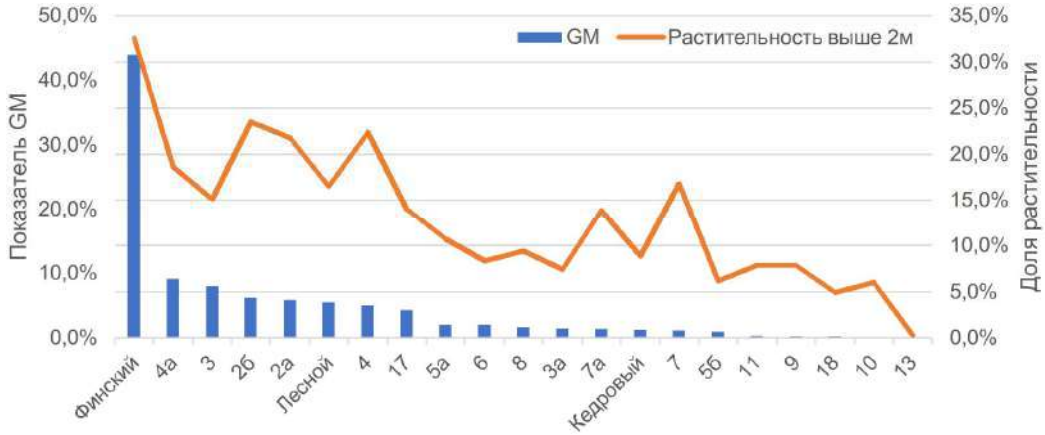


Рисунок 6.19 – Распределение доли древесной растительности в соотношении со значением GM по микрорайонам г. Надым

Дополнительно в рамках данного исследования для выявления влияния городской среды Надыма на состояние древесной растительности выполнена сравнительная оценка:

- динамики годичного радиального прироста деревьев;
- динамики вегетационного индекса NDVI;
- высоты древесной растительности (выше 2 м).

Для сравнения выбран парка им. Е.Ф. Козлова и участок в пределах эолового массива в 26 км к юго-востоку от города (рисунок 6.2). Обе пробные площади имеют сходное геоморфологическое положение и состав растительности (закрепленные сосново-лиственничным редколесьем массиве эоловых песков в пределах второй надпойменной террасы

р. Надым). т.е. заложены в сходных природных условиях произрастания деревьев ПТК – достаточно дренированных плоских и пологоволнистых поверхностях террасы.

Для оценки радиального прироста на территории парка отобраны керны с 27 лиственниц (преобладающей древесной породы в парке с наибольшим возрастом), на территории контрольного участка – с 26 лиственниц. Керны отобраны с двух противоположных диаметров ствола с помощью приростного бура Пресслера. Для измерения ширины годичных колец использовался полуавтоматический комплекс LINTAB 5 и программный пакет TSAP WIN. По каждому году рассчитывались медианы прироста по всем деревьям каждой пробной площади. Далее строились обобщенные хронологии годичного радиального прироста лиственниц.

Расчет вегетационного индекса выполнен на основе архива данных Landsat с 1985 по 2020 г с помощью облачной платформы Google Earth Engine (использовались средние значения за август каждого года). Высоты растительности получены на основе съемки с БПЛА, дальнейшего построения цифровой модели поверхности в ПО AgiSoft MetaShape Professional 1.6.3 и вычитания из нее маски высот рельефа в ПО ArcGIS 10.8.

По результатам исследований возраст отобранных лиственниц в парке составил 150-350 лет, на контрольном участке – 150-300 лет. Анализ динамики радиального прироста (рисунок 6.20) наглядно показывает, что до начала активного строительства города (1970 г.) прирост на контрольном участке был более изменчив и в целом выше, чем на территории современного парка. При этом можно выделить периоды, когда прирост на обоих участках был примерно одинаковым (1815-1856, 1932-1971 гг.). Это свидетельствует о влиянии индивидуальных особенностях участок на динамику прироста лиственниц (пожары, ветровалы и пр.). После 1972 г. на территории парка фиксируется резкое аномальное увеличение прироста лиственниц по сравнению с контролем, что явно связано с изменением условий в процессе активных строительных работ в городе. Статистическая достоверность различий подтверждена *t*-тестом сравнения выборок годичного радиального прироста лиственниц между парком и контрольным участком отдельно за 1972-2020 и 1700-1971 гг. [Бочкарев и др., 2023].

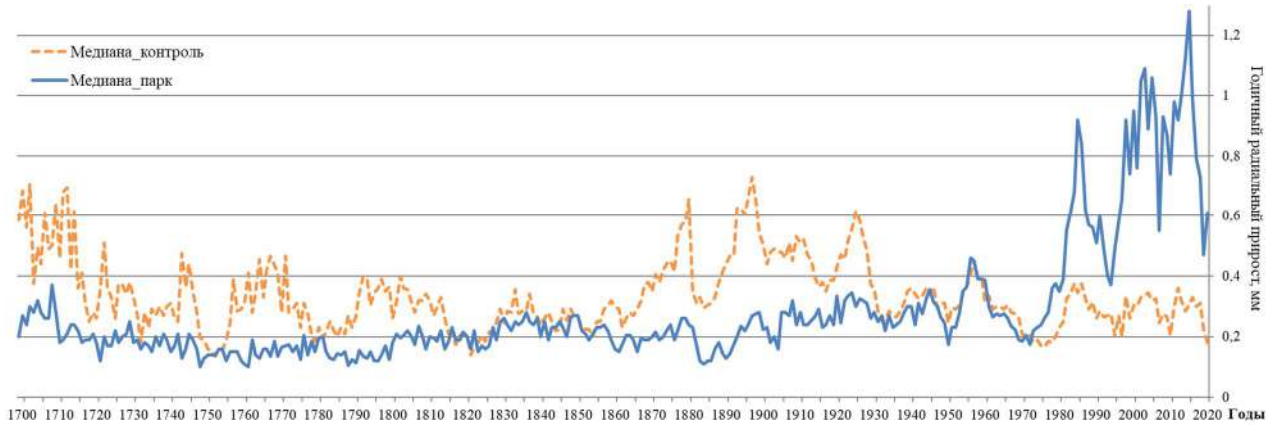


Рисунок 6.20 – Значения годичного радиального прироста лиственниц (парк им. Е.Ф. Козлова и контрольный фоновый участок) [Бочкарев и др., 2023]

Разница среднего значения индекса NDVI растительности в парке и на контрольном участке достоверно прослеживается с 2000 г. (рисунок 6.21). Среднее превышение индекса в парке составляет 0,056, при этом в 2014 и 2015 гг. разница достигает 0,105 и 0,122 соответственно. Можно также отметить, что в последние годы сохраняется устойчивое превышение значений индекса в парке на 0,05-0,07, что является достаточно значимым для хвойной растительности.

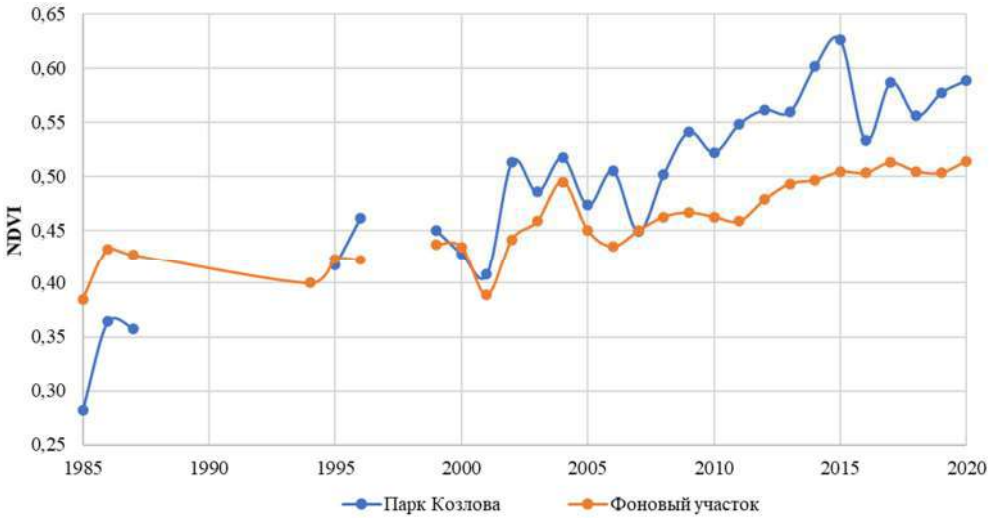


Рисунок 6.21 – Динамика значений NDVI по данным Landsat в парке им. Е.Ф. Козлова и на контрольном фоновом участке

Средние высоты деревьев в парке также значительно выше по сравнению с фоновым участком (рисунок 6.22). Средняя высота в парке составила 982±220 см (доверительный интервал 95%), в то время как в пределах фонового участка –827±218 см [Fedorov et al., 2021].

Таким образом, по всем рассматриваемым параметрам наблюдается превышение значений в парке по сравнению с фоном. Такое значительное улучшение условий произрастания древостоя в городе можно связать со следующими факторами:

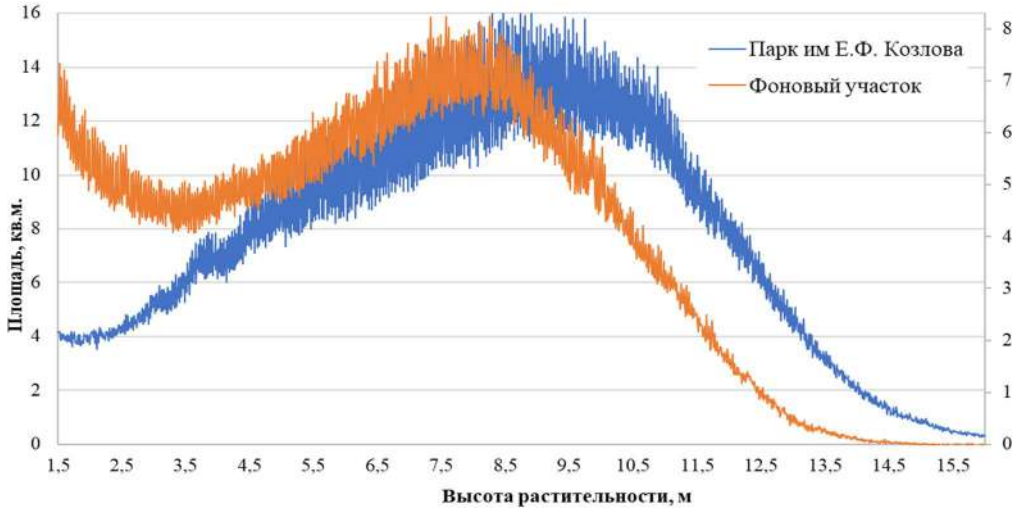


Рисунок 6.22 – Распределение высоты растительности в парке им. Е.Ф. Козлова и на контрольном фоновом участке [Fedorov et al., 2021]

- уничтожением густого кустарничково-мохово-лишайникового покрова, который, видимо, является теплоизолятором и замедляет прогревание почв;
- проведением лесомелиоративных мероприятий;
- повышенным содержанием углекислого газа;
- снижением средних скоростей ветра за счет окружающей парк городской застройки.

Полученные результаты свидетельствуют об однозначном положительном влиянии городских условий на прирост древостоя в парке им. Е.Ф. Козлова. На этом фоне в городе отмечается определенный недостаток травяной растительности. Для ее восполнения с 2021 г. в Надыме реализуется программа устройства газонов методом гидропосева – всего за 4 года озеленение выполнено на общей площади 10,8 га [Выполнение...]. Однако относительно

высокая стоимость ежегодных мероприятий по содержанию газонов свидетельствует о неудовлетворительной приживаемости интродуцированных травянистых видов на бедных питательными веществами эолово-антропогенных песках.

Таким образом, в Надыме, как и в целом в российской Арктике, подавляющее большинство городского населения составляют люди, приехавшие из более южных регионов со сложившимися особенностями экологической культуры [Kuklina et al., 2021; Zamyatina, Goncharov, 2022]. Они воспринимают объекты зеленой инфраструктуры в качестве многофункциональных центров притяжения, которые обеспечивают комфортные условия для отдыха, общения, занятий спортом и других занятий, играющих важную роль в организации досуга [Kuklina et al., 2021; Zamyatina, Goncharov, 2022].

Результаты исследования показывают, что Надым является относительно успешным примером развития городской зеленой инфраструктуры на эоловых песках в субарктических условиях. Это подтверждается неуклонным ростом индекса NDVI с 0,22 в середине 1980-е гг. (период активного строительства) до 0,37 в настоящее время (период планомерного озеленение на фоне смягчения климатических условий), а также более высокими геоботаническими показателями древесных пород в парке им Е.Ф. Козлова по сравнению с фоновым участком.

Пространственное распределение растительности в городе отличается неравномерностью. Выделены две основные категории объектов – открытые зеленые пространства и жилые микрорайоны – которые характеризуются сходными показателями средней высоты растительности (3,35 и 3,04 м соответственно), но отличаются по среднему значению NDVI (0,45 и 0,33 соответственно). Среди жилых микрорайонов проявляется положительная связь среднего возраста домов и значения индекса NDVI (диапазон значений колеблется в пределах от 0,18 до 0,43). Анализ доступности показал, что большая часть населения (около 90%) проживает в шаговой доступности от открытых зеленых пространств (на расстоянии не более 400 м).

Апробированная в ходе исследования методика комплексного использования космических снимков среднего и сверхвысокого разрешения, съемки с БПЛА, подробного картографирования жилых домов и полевых геоботанических описаний может быть использована при детальном анализе состояния зеленой инфраструктуры и других городов севера Западной Сибири.

В развитии городской среды Надыма местные органы самоуправления ориентируются на ряд нормативных документов, в которых среди приоритетов упоминается создание новых скверов и аллей, а также обустройство имеющихся парков и придомовых территорий [Муниципальная...; Стратегия...]. В рамках регулярного дистанционного мониторинга зеленых пространств города появляется возможность составления детального экологического атласа с подробным описанием растительности, который может использоваться в городском планировании и уточнении планов развития открытых пространств. Подобный подход, реализованный на мультиспектральных снимках среднего разрешения на примере г. Берлин (Германия) [Chen et al., 2021], показал свою эффективность и востребован при актуализации мероприятий городского планирования.

В целом, оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой городского населения в условиях Арктики представляет большую важность для градостроительного планирования, позволяя в полной мере учесть региональные природные особенности, в т.ч. связанные с развитием эоловых процессов.

6.3 Песчаные массивы как основа для расселения[1]

Песок играет важную роль в человеческой культуре – он используется при строительстве жилых и промышленных зданий, инфраструктурных объектов, создании производных материалов и даже в высокотехнологичной промышленности [Beiser, 2018]. В настоящее время в мире сохраняется устойчивый рост спроса на песок, который в будущем вряд ли может быть заменен другими материалами [Torres et al., 2017; Habert et al., 2020]. Большая часть исследований природно-социальных аспектов эоловых процессов связана с вопросами стабилизации активных песков и восстановлению растительности на песчаных пустошах [Huggett, 2017; Prach et al., 2021]. В данном разделе песчаные массивы на севере Западной Сибири рассматриваются в рамках акторно-сетевой теории [Murdoch, 1998; Farías, 2010] как один из акторов, который непосредственно влияет на систему жизнеобеспечения местного населения. В целом, можно выделить несколько специфических для рассматриваемой территории проявлений и основных форм взаимодействия [Kuklina et al., 2023]:

Песок как неотъемлемая часть регионального ландшафта. Как было показано в главе 2 эоловые формы рельефа достаточно широко распространены на всей территории севера Западной Сибири. Более того, песчаные зерна со следами эоловой обработки повсеместно встречаются в основании обширных болотных массивов [Величко, Тимирёва, 2005]. Это не обязательно свидетельствует об одновременном опустынивании всей территории равнины, как это предполагается в работах А.А. Величко [Величко, Тимирёва, 2005; Величко и др., 2007; Velichko et al., 2011]. Тем не менее, вполне очевидно, что в ходе непрерывных климатических изменений в плейстоцене в различных частях равнины могли формироваться условия для накопления в водных обстановках песчаных отложений, которые в дальнейшем подвергались развеванию (в разделе 2.2 представлен обзор распространения известных материковых дюн севера Западной Сибири). Характеризуясь значительной устойчивостью к процессам эрозии и почвообразования, аллювиально-эоловые песчаные массивы успешно конкурируют с другими типами ландшафтов. Следовательно, песчаные массивы с характерными формами рельефа и почвенно-растительными ассоциациями необходимо рассматривать как коренные и типичные ландшафты для территории Западной Сибири.

Песок как основа для размещения социальной и промышленной инфраструктуры. Азональные песчаные ландшафты в переувлажненных условиях северной тайги, лесотундры и тундры выступают своеобразными «антиоазисами» или «минеральными островами» [Козин, 2007], привлекая человека следующими физическими свойствами:

отсутствие мерзлоты – основная селитебная часть г. Надым приурочена к песчаной толще, в которой кровля мерзлоты снижена до 30-50 м [Грязнов и др., 2006], что является ее явным преимуществом по отношению к окружающим мерзлотным ландшафтам;

низкое содержание влаги и сниженная влагоемкость – большинство дорог и инженерных коммуникаций проектируется и создается таким образом, чтобы максимально использовать дренированные участки террас, водоразделов, ложбин и долин древнего стока – это позволяет избежать процессов переувлажнения и подтопления, которые приводят, в частности, к увеличению коррозии металлических элементов (труб, опор и пр.);

низкая плотность и высокая пористость – по сравнению с вязкими и мерзлыми глинами строительство на песчаных грунтах менее трудозатратно, что положительно сказывается на

[1] Раздел написан на основе публикации: «Kuklina V., Sizov O., Fedorov R., Butakov D. Dealing with sand in the Arctic city of Nadym // Ambio, 2023. pp. 1-13. https://doi.org/10.1007/s13280-023-01868-7»

сокращении стоимости и сроков строительства, что является важным фактором в сложных северных условиях.

Описанные свойства формируют ключевое качество песчаных массивов – ***устойчивость***, которое выделяет их на общем фоне деградирующей в условиях потепления многолетней мерзлоты.

Песок как строительный материал. Одним из ярких примеров является уникальная технология «песчаного бетона», разработанная и успешно применявшаяся в отсутствие гравия для строительства зданий и сооружений в Надыме и других северных городах [Kuklina et al., 2023]. Другим примером является формирование песчаных насыпей и оснований для промышленных и кустовых площадок среди болот при освоении месторождений углеводородов. Песчаный грунт также используется для рекультивации участков нефтяных загрязнений и шламовых амбаров, как наиболее инертный и доступный материал. В этом отношении доля других строительных материалов (по массе и объему) на обширной территории на порядок ниже.

Песок как средообразующий элемент. Приуроченные к песчаным массивам лесные ландшафты обеспечивают возможность для передвижения местного населения без использования специальных средств. Это отражается на увеличении разнообразия экосистемных услуг, которые они предоставляют – возможность сбора грибов и ягод, охоты, отдыха на природе, доступа к местам рыбалки и др. Открытые пространства песчаных раздувов в районе Надыма используются дельта- и парапланеристами (рисунок 6.23). Песчаный раздув в парке им. Е.Ф. Козлова длительное время использовался как естественная песочница для детей. Обширные эоловые массивы в среднем течении р.Надым могут выступать в качестве объектов экологического туризма, по аналогии с песчаными дюнами оз.Атабаска (*Athabasca Sand Dunes Provincial Park*) [Athabasca...]. Эти и другие примеры средообразующего влияния песчаных массивов [Kuklina et al., 2023] в целом показывают трансрегиональную роль песчаных массивов при формировании среды пребывания человека в неприспособленных для этого арктических и субарктических условиях.



Рисунок 6.23 – Парапланерист над участком песчаного раздува (фото О.С. Сизова, 2016)

Песок как модель адаптации. В определенном смысле динамика эолового рельефа выступает концептуальной моделью адаптации к преобладающим на сервере Западной Сибири консервативным стабилизирующим факторам (переувлажение, мерзлота, растительность). Только за счет постоянного перемещения эоловые пески способны противостоять процессам зарастания. Это можно сопоставить с постоянной сменой рабочего персонала в процессе

вахтового освоения месторождений. При этом, даже постоянные жители Надыма, Ноябрьска и других городов значительную часть года предпочитают проводить на «земле», поскольку отсутствие тепла и света оказывает, в конечном счете, неблагоприятное влияние на психологическое состояние и здоровье человека.

Сказанное выше не отменяет необходимость восстановления исходных ландшафтов, нарушенных в процессе хозяйственной деятельности – рекультивации антропогенных пустошей, песчаных карьеров и площадок буровых скважин. Тем не менее, важно подчеркнуть, что общая природно-социальная (экосистемная) роль песчаных массивов в северных регионах Западной Сибири может рассматриваться существенно шире традиционной экологической проблематики.

6.4 Выводы по главе 6

Особенности возникновения и развития эоловых морфолитосистем определяют их геоэкологические свойства, которые активно используются при организации хозяйственного освоения территории и создании системы жизнеобеспечения молодых городских поселений в неблагоприятных субарктических и арктических условиях. Детальное исследование эолово-социального взаимодействия, выполненное на примере г. Надым (ЯНАО), селитебная часть которого расположена в пределах крупного эолового массива, демонстрирует уникальные особенности использования и трансформации песчаных массивов в процессе урбанизации.

Среди ключевых задач повышения уровня жизни, которые решались в процессе строительства города, можно выделить ветрозащиту и озеленение оголенных песков. Первая задача была решена с помощью аэродинамических групп жилых сооружений. Проведенный анализ показал эффективность выбранного способа – скорость ветра в пределах жилых массивов снижена на 1-1,3 м/с. В рамках решения второй задачи создан каркас зеленых пространств, основу которого составили два участка естественно лесной растительности – парк им. Е.Ф. Козлова и Кедровая роща. Поведенные расчеты показали, что почти 90% жителей города живут в шаговой доступности (не далее 400 м) от открытых зеленых пространств. Предложенный *показатель «зелености» GM* демонстрирует достаточно высокий уровень обеспеченности (4,8) жителей зелеными насаждениями и в пределах жилых микрорайонов.

Наиболее востребованным геоэкологическим свойством эоловых морфолитосистем является физическая устойчивость, обусловленная комплексом литологических и криологических факторов. Отсутствие многолетнемерзлых пород в приповерхностном слое песчаных массивов (кровля мерзлоты опущена до глубин 30-50 м) в сочетании с высокой дренирующей способностью песчаных отложений формирует их преимущество перед окружающими криогенными ландшафтами. Прямое использование физической устойчивости эоловых массивов реализуется через размещение (строительная площадка) и создание (строительный материал) объектов промышленной и жилой инфраструктуры. Опосредованное использование включает техногенный перенос песчаного материала для создания искусственных оснований в пределах неустойчивых геоморфологических систем (мерзлые болота, поймы рек). Средообразующие свойства проявляется в формировании рекреационных зон и разнообразных экосистемных услуг в пригородной зоне.

На фоне наблюдаемых климатических изменений на севере Западной Сибири предполагается повышение геоэкологической значимости эоловых морфолитосистем прямо пропорционально развитию заболачивания и деградации многолетней мерзлоты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное исследование пространственно-временных закономерностей развития эоловых морфолитосистем в постледниковых обстановках Западной Сибири в контексте общей истории развития рельефа территории и современного хозяйственного освоения нефтегазовых ресурсов позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Критическое и теоретическое обобщение существующих представлений об особенностях и закономерностях процессов эолового рельефообразования в постледниковых материковых обстановках высоких широт.

В рамках исследования разработана ***концепция криогидроэолового рельефообразования***, рассматривающая эоловые морфолитосистемы постледниковых регионов севера Западной Сибири как от*крытые иерархически организованные геоморфологические системы*, в которых эоловые процессы функционально объединяют и завершают эрозионно-аккумулятивный цикл трансформации песчаных осадков, инициируемый рельефообразующим воздействием *покровного оледенения*. Концепция интегрирует методологию открытых геоморфологических систем, формационный подход, а также концепции водно-эолового и гляцио-эолового взаимодействия рельефообразующих потоков. Научная новизна предложенной концепции определяется введением промежуточного внеледникового этапа водного транзита исходных водно-ледниковых песков и обоснованием нелинейного характера вторичной водно-эоловой активизации в рамках одного эрозионно-аккумулятивного цикла.

В рамках концепции показано, что геоморфологической основой *пространственно-временной организации* ЭМПМО, как способности сохранять определенный режим в определенных пространственных границах и временных рамках, является:

- широкое распространение и длительное сохранение физико-химических свойств «зрелых» водно-ледниковых песчаных осадков (исходного субстрата), благодаря их устойчивости к физическому и криогенному выветриванию;
- устойчивая генетическая взаимосвязь процессов водно-ледникового, водного и эолового рельефообразования, обеспечивающих последовательное (каскадное) преобразование песчаного материала (исходного субстрата) при отсутствии иных стабилизирующих факторов;
- эффективная минимизация свободной энергии ветрового потока всей совокупностью эоловых форм рельефа как фундаментальный физический вариационный принцип саморазвития и саморегуляции открытой эоловой морфолитосистемы.

Теоретическим ядром концепции является ***принцип энергетически избирательного конкурентного рельефообразования***, формализованный через обобщенный вариационный функционал на основе универсальных физических принципов. Экстремум функционала при ресурсных ограничениях определяет неизбежное динамическое равновесие системы, диссипацию энергии и аккумуляцию вещества определенной формы. Впервые развитие ЭМПМО теоретически представлено как термодинамически детерминированный процесс минимизации свободной энергии ветрового потока совокупностью форм рельефа при заданных граничных условиях и ресурсных ограничениях.

Концепция криогидроэолового рельефообразования в постледниковых материковых обстановках севера Западной Сибири на основе принципа энергетически избирательного конкурентного рельефообразования содержит все необходимые элементы, соответствующие современному уровню теоретических обобщений в геоморфологии: формализация,

детерминизм, мультимасштабность, эмпирическая верификация. Предлагаемая теоретическая рамка потенциально открывает перспективы количественного прогнозирования эволюции ЭМПМО в условиях климатических и антропогенных изменений.

2. Определение фактического распространения, а также основных геоморфологических (морфологических, морфометрических и морфодинамических) эоловых морфолитосистем на севере Западной Сибири

В северной части Западной Сибири эоловый рельеф представлен котловинами выдувания (раздувами), параболическими дюнами и локальными участками песчаных обнажений. Естественные участки оголенных песков суммарно занимают порядка 1922 км^2. Пространственное распространение отличается неравномерностью – зоны максимальной концентрации выделяются на Ямальском, Гыданском и Тазовском полуостровах, а также в бассейнах рр. Пур и Надым. В Ямальском районе ЯНАО сосредоточено 62,6% всех выявленных участков (1203,07 км², 1,02% от общей площади района).

Эоловые обнажения приурочены к бортам речных долин, оврагов и озерных котловин – за пределами 500-метровой зоны от объектов гидросети находится только 3,81% площади оголенных песков. В части высотного распределения 86,6% площади оголенных песков выявлены в интервале 10-60 м над у.м. с максимумом в интервале 30-45 м над у.м. Естественные эоловые формы выявлены на территории 129 из 226 лицензионных участков нефтегазовых месторождений (общая площадь составила 149,41 км²).

Средняя площадь 48 наиболее крупных (более 1 км^2) котловин выдувания составляет 4,5 км^2, амплитуда относительных высот 15,39 м, угол наклона поверхности 2,29°. У трети котловин зафиксированы признаки слияния, что приводит к усложнению плановой конфигурации. Средняя высота аккумулятивных валов по периферии котловин выдувания – 5,61 м, максимальные значения достигают 8-10 м, углы наклона внешних склонов 26-31°. На поверхности трети котловин формируются активные поперечные дюны, средняя высота которых составляет 1,73 м, расстояние между гребнями 63-118 м. Наклон подветренных склонов поперечных дюн составляет 20-42° (в среднем 30°). В отдельных случаях поверхность котловин осложнена реликтовыми морозобойными трещинами (расстояние между трещинами 10-15 м).

Анализ динамики площади оголенных песков с 1968 по 2020 гг. показал, что для 12 из 15 выбранных котловин выдувания наблюдается сокращение, а для 3 (из 15) котловин – увеличение площади. Среднее сокращение площади в среднем составило 10,3 га.

Проведенные оценки скорости смещения за 1960-2010-е гг. периферических валов наиболее крупных котловин выдувания показали среднее значение 0,29 м/год, валы движутся преимущественно в юго-восточном направлении (азимут 155°). Средняя скорость движения поперечных дюн составляет 0,5 м/год, что в целом соответствует показателям аналогичных дюн в высокоширотных регионах Аляски (0,5-1,5 м/год) и Антарктиды (1,5 м/год).

Современная эоловая аккумуляция наиболее активно проявляется на подветренной стороне подвижных периферических валов и поперечных дюн – средние значения достигают 15-25 см/год, максимальные – до 30-50 см/год. Зимний эоловый перенос песчаного материала происходит в апреле-мае при оголении гребней дюн.

Критическое обобщение обширного литературного материала позволило установить уникальные морфометрические и морфодинамические особенности эолового рельефа севера Западной Сибири по отношению к другим высокоширотным регионам мира (Европа, Северная Америка, Гренландия, Антарктида). Установленные количественные характеристики создают основу для палеогеографических реконструкций.

3. Выявление периодов активизации эоловых процессов, реконструкция региональной истории эолового осадконакопления и рельефообразования

Эоловые отложения и формы рельефа на севере Западной Сибири характеризуются *устойчивостью к криогенному выветриванию и сохранением признаков исходных условий осадконакопления,* что подтверждается длительным сохранением специфических литологических (химический состав, форма кварцевых зерен) и геоморфологических (дюнные формы рельефа в условиях заболачивания) признаков. По результатам определения валового состава установлено, что для эоловых песков характерна высокая седиментологическая зрелость (степень выветрелости), определяемая повышенной долей SiO2 (в среднем 93-95%). Морфоскопический анализ показал, что наряду с типично эоловыми признаками кварцевые зерна сохраняют следы обработки в водной, ледниковой (водно-ледниковой) и криогенной средах. Полученные результаты указывают на то, что наиболее вероятным способом первичной аккумуляции песчаных осадков, которые в дальнейшем подвергались перевеванию, является водный перенос в холодных условиях. Криогенные признаки свидетельствуют о последующей обработке эоловых зерен под воздействием экстремально низких температур. Отличительной гранулометрической особенностью является бимодальность гранулометрического состава (менее выраженное преобладание (43-56%) мелкозернистой фракции (125-250 мкм) при сравнительно высокой доле (28-37%) среднезернистой (250-500 мкм), которая также может рассматриваться в качестве признака перехода от водных к эоловым обстановкам.

Результаты датирования позволяют выделить три основных периода эолового рельефообразования и осадконакопления на севере Западной Сибири: 34-25, 22-17 и 16-12 тыс.л.н. Активизация происходила асинхронно по сравнению с другими постледниковым регионами Северного полушария, что может быть обусловлено последовательным смещением с востока на запад (по мере развития дегляциации) климатического фронта, создающего необходимый для повышенных скоростей ветра барический градиент. Большую часть голоцена (после начала процесса торфообразования не позднее 8,5-8 тыс.л.н.) эоловые процессы имели крайне ограниченное распространение. Явный период позднеголоценовой эоловой активизации отмечается лишь в интервале 2-0,5 тыс.л.н., при этом накопление эоловых осадков чередовалось с периодами инициального почвообразования и накопления органики (1,79-1,77; 1,29-1,16; 0,83-0,72 и 0,45-0,39 тыс.л.н.). Сравнение с динамикой материковых дюн в других высокоширотных регионах показывает, что интенсивность эоловых процессов на севере Западной Сибири закономерно отражает тренды глобальных климатических изменений.

Эоловые морфолитосистемы на севере Западной Сибири являются неотъемлемой частью ледниковой формации. Результаты датирования показали, что горизонты наиболее промытых («зрелых») водно-ледниковых песков, которые повсеместно встречаются на водораздельных равнинах и в цоколях речных террас, имеют средненеоплейстоценовый возраст (МИС16-МИС10). Именно эти отложения в дальнейшем подвергались переотложению в водной и эоловой обстановках. Кроме того, ОСЛ-датирование позволило подтвердить тазовский возраст (МИС6) типичных водно-ледниковых форм рельефа в бассейнах рек Полуй, Надым, Пур, Таз, Сорум и др. Интеграция полученных результатов с литературными данными позволяет сделать вывод о том, что наиболее масштабное развитие эолового рельефа *и участков площадной аккумуляции покровных песков* приурочено к зандровым равнинам, ложбинам стока талых ледниковых вод и участкам осушения ледниково-подпрудных водоемов тазовского (МИС6) и карского (МИС4) оледенений, а также участкам аккумуляции холодного аллювия в долинах и дельтах крупных рек. Накопление субаэральных осадков здесь происходило в перигляциальной и прогляциальной обстановках.

Совокупность полученных данных позволяет определить последовательность этапов криогидроэоловую рельефообразования и осадконакопления (эрозионно-аккумулятивный цикл развития ЭМПМО в контексте истории покровных оледенений):

1) формирование на водораздельных пространствах и пологих склонах обширных зандровых и озерно-ледниковых аккумулятивных равнин, сложенных водно-ледниковыми криогенно выветрелыми («зрелыми») песками (криогенный этап, МИС-6/4);

2) размыв и переотложение в водных обстановках исходной водно-ледниковой толщи с дальнейшей аккумуляцией фации «холодного» аллювия в пределах террасового комплекса всех основных рек (водный этап, МИС-5/3);

3) активизация эоловой деятельности (дефляция и последующая аккумуляция дюнной, покровной и аллювиально-эоловой фаций) в пределах водораздельных равнинах и речных террас во время климатических изменений на фоне повышенного уровня водности и переменного гидрологического режима водоемов (водно-эоловый этап, МИС-3/2);

4) окончание основного этапа эолового осадконакопления, эрозионный врез речных долин, криогенная трансформация, сохранение эоловой активности на отдельных участках низких надпойменных террас, сопровождаемой медленным и неустойчивым зарастанием подвижных песков (эолово-криогенный этап, МИС-3/2);

5) стабилизация и консервация (длительное сохранение) эоловых массивов в условиях потепления и заболачивания, формирование специфического сочетания почвенно-растительного покрова на дренированных участках (лишайниковые редколесья на подзолах) (эолово-биологический этап, биологический вариант развития, начало и середина голоцена);

6) вторичная активизация эоловой деятельности (аккумуляция дюнной и покровной фаций) – приобретение явно выраженных эоловых признаков современными подвижными песками (эолово-биологический этап, эоловый вариант развития, конец голоцена).

В рамках детализации и фактического подтверждения положений предложенной концепции криогидроэолового рельефообразования установлено, что определяющими условиями эоловой активизации на севере Западной Сибири являются:

- широкое распространение исходного субстрата – «зрелых» водно-ледниковых песков (зандровых отложений, песчаных осадков холодных пресноводных озер и ледниково-подпрудных водоемов, переотложенного перигляциального аллювия);
- формирование на отдельных участках условий конкурентного преимущества эолового рельефообразования по отношению к другим природным процессам (заболачиванию, активности растительных сообществ) – экстремальные климатические условия, переменный гидрологический режим водных объектов (в т.ч., в процессе дегляциации);
- наличие устойчивого потока ветра с показателями, превышающими пороговые значения для транспортировки песчаного материала – постоянное (всесезонное) воздействие катабатических или сезонных ветров во время кардинальной смены климатических условий (в т.ч., в процессе дегляциации).

Выявленные литологические и геохронологические особенности позволяет рассматривать эоловый рельеф в постледниковых районах Западной Сибири в качестве своеобразного *палеогеографического маркера*, фиксирующего предельные климатические состояния региональной геоморфологической системы. Определение детальных параметров этих состояний повышает детализацию региональных палеоклиматических реконструкций, а также является основанием для прогнозирования и оценки рисков развития неблагоприятных эоловых процессов.

4. Установление роли природных (геологических, климатических, геоботанических) факторов, определяющих интенсивность эоловых процессов на современном этапе развития рельефа (последние 50 лет)

Анализ инструментальных наблюдений на 11 метеостанциях за 1966-2023 гг. показал снижение активности эоловых процессов на севере Западной Сибири, определяемое слабым дефляционным потенциалом ветра и повышенной степенью увлажнения на фоне короткого теплого периода. Медианные значения индекса мобильности дюн *M* составили 0,4-33,8; климатического показателя ветровой эрозии *C* – 0,01-3,19. Значение *M* превышало 100 (локальная активизация эоловой активности) лишь на метеостанциях Марресале (1978, 2000) и Антипаюта (1994-1997, 2005); с 1995 г. наблюдается устойчивое снижение *M* по всем метеостанциям; наименьшие значения отмечаются в 2017-2019 гг. Значения *C* больше 10 (повышенный риск развития ветровой эрозии) отмечены только для Марресале (10 из 52 лет наблюдений); Антипаюты (7 из 52 лет наблюдений) и Тарко-Сале (2 из 52 лет наблюдений); по остальным метеостанциям значение *C* не превышает 1,72.

Тем не менее, в отдельные годы значения климатических показателей достигают необходимого для активизации эолового переноса порогового уровня. На примере нижнего течения р. Надым определены следующие пороговые значения: средняя скорость ветра на высоте 10 м – не менее 6 м/с; температура воздуха – не менее 15°С; относительная влажность воздуха – не более 80%; суммарное количество осадков за предшествующие сутки – не более 1 мм. Суммарное за каждый год количество сроков наблюдений, при которых достигаются пороговые значения, предлагается рассматривать в качестве *относительного климатического потенциала эолового переноса (*$Э_n$). Верификация показателя $Э_n$ по данным натурных наблюдений в пределах модельного раздува за 2013-2023 гг. показала его валидность.

Общее видовое разнообразие растительности эоловых массивов (на примере верхнего и среднего течения р.Надым) составило 51 вид, в том числе 5 видов деревьев, 4 представителя подлеска, 22 представителя травяно-кустарничкового яруса и 20 вид мхов и лишайников. При этом активные раздувы характеризуется более высоким видовым разнообразием (более 20 видов), по сравнению с участками закрепленных песков и фоновыми сообществами. Разнообразие лишайников возрастает по мере увеличения задернения и формирования более сомкнутого напочвенного покрова на склонах и верхних участках песчаных обнажений, достигая максимума под пологом сосновых и лиственничных лесов. Наибольшее разнообразие мхов характерно для растительных анклавов в пределах увлажненных днищ котловин выдувания.

Наиболее распространенным результатом взаимодействия растительности и эолового переноса в пределах песчаных раздувов являются эолово-фитогенные бугры и кочки. Древесная растительность характеризуется высокой степенью устойчивости к эоловым наносам, в большинстве случаев выступая естественным барьером для расширения котловин выдувания. При длительном снижении ветровой нагрузки зарастание песка сопровождается вытеснением псаммофитов и заселением представителей местной флоры, приспособленных к песчаным почвам. Процесс закрепления подвижных песков зависит от площади песчаных обнажений, средней скорости ветра и количества увлажнения. В целом его можно представить как отдельный эоловый экзогенетический (аллогенный) тип первичной сукцессии, имеющей циклический или линейный характер.

Важным лимитирующим фактором для расширения котловин выдувания, является уровень грунтовых вод. При достижении днищем раздува водоносного горизонта при переменной влажности происходит накопление мелкодисперсного материала, однако

восстановление растительности оказывается затруднено и потенциал эоловой активности сохраняется. При постоянном уровне влажности происходит полная стабилизация песка – в этом случае в пределах днища образуется заболоченный и заторфованный водоем.

Закрепление подвижных песков сопровождается формированием автоморфных альфегумусовых подзолов (иллювиально-железистых, иллювиально-гумусовых и др.). Оценка противодефляционной устойчивости подзолистых почв показала, что наиболее уязвимы для ветровой эрозии песчаные горизонты, в то время как наличие опада, увеличение содержание гумуса или глинистой фракции повышают устойчивость почвы.

Сосново- и лиственнично-лишайниковые редколесья на подзолистых почвах формируют достаточно устойчивый региональный ландшафтный индикатор песчаного состава почвообразующих отложений и промывного водного режима почв. *Именно здесь сохраняется максимальный потенциал эоловой активизации.* С высокой долей вероятности материнские породы таких ландшафтов будут иметь признаки водной или эоловой аккумуляции и сортировки, а также отличаться бедным минеральным составом.

5. Установление роли антропогенных (техногенных, пирогенных) факторов, определяющих интенсивность эоловых процессов на современном этапе развития рельефа (последние 50 лет)

Антропогенная активизация ветровой эрозии на севере Западной Сибири происходит в связи с механическими нарушениями почвенно-растительного покрова в процессе освоения нефтегазовых месторождений. Общая площадь антропогенных участков оголенных песков по результатам проведенного дешифрирования составила порядка 300 км^2 (29% нарушенных земель ЯНАО): средняя площадь участка – 2,84 га, максимальная площадь – 4,26 км^2. Среди 226 нефтегазовых месторождений участки антропогенной дефляции выявлены на 130 (общая площадь – 214 км^2.). Наибольшие площади выявлены в пределах Уренгойского и Суторминского месторождений (34,58 и 21,2 км^2 соответственно), наибольшая доля – в пределах Сандибинского и Суторминского месторождений (3,56 и 3,24% соответственно). Большая часть антропогенных раздувов в пределах месторождений образуется вокруг крупных промышленных узлов (ДНС, ЦДНГ, ЦППН и др.), кустовых площадок и сухоройных карьеров; за пределами месторождений – вдоль трасс магистральных трубопроводов.

Медианное значение доли изъятия земель (сумма площадей землеотвода и нарушенных земель, не связанных с дефляцией) на примере 10 нефтегазовых месторождений в верховьях р.Пур составило 7,2%; медианная доля антропогенных песчаных пустошей относительно площади землеотвода (постоянного и временного) – 9,3%. Основной пик нарушенности наблюдается на 9-11 год после начала промышленной разработки месторождения, на 24-26 год в большинстве случаев отмечается начало естественного зарастания.

Наиболее приближены к условиям котловин выдувания песчаные карьеры, заложенные в лишайниковых редколесьях. Дефляции подвергаются днища и наветренные склоны северо-западной экспозиции – доля оголенных песков в пределах карьеров колеблется от 6,5 до 25%. Активному восстановлению растительности здесь препятствуют низкая влажность, низкое содержание питательных элементов и органики, а также высокая подвижность субстрата. Тем не менее, на 27-30 год после окончания разработки в подобных карьерах происходит восстановление фоновых значений биомассы вне зависимости от наличия рекультивации.

Детальный анализ последствий пирогенного воздействия на лесные и лесотундровые ландшафты показал, что в современных климатических условиях природные пожары также не являются значимым факторам эоловой активизации, поскольку участки гарей являются ареной

для быстрого и конкурентного естественного зарастания. В то же время в холодных и засушливых условиях эоловые процессы способны развиваться вне зависимости от природных пожаров, а низкие температуры воздуха могут препятствовать широкому распространению гарей.

По итогам проведенных натурных экспериментов установлено, что наиболее эффективным и экономически оправданным способом улучшения технологий рекультивации оголенных песков в северо-таежной подзоне Западной Сибири является снижение скорости ветра в приземном слое, что стабилизирует тепловой режим почвы, позволяет снизить потери воды и предотвращает механические повреждения корневой системы растений. Для этого могут использоваться биоматы, торфо-песчаная смесь или специальные заграждения. При рекультивации карьеров целесообразно уменьшение протяженности склонов и использование ресурсов грунтовых вод за счет увеличения глубины разработки.

6. Выделение экологических свойств эоловых морфолитосистем, оказывающих непосредственное влияние на формирование системы жизнеобеспечения молодых городских поселений на севере Западной Сибири.

Особенности возникновения и развития эоловых морфолитосистем определяют их геоэкологические свойства, которые активно используются при организации хозяйственного освоения территории и создании системы жизнеобеспечения молодых городских поселений в неблагоприятных субарктических и арктических условиях. Детальное исследование эолово-социального взаимодействия, выполненное на примере г. Надым (ЯНАО), селитебная часть которого расположена в пределах крупного эолового массива, демонстрирует уникальные особенности использования и трансформации песчаных массивов в процессе урбанизации.

Среди ключевых задач повышения уровня жизни, которые решались в процессе строительства города, можно выделить ветрозащиту и озеленение оголенных песков. Первая задача была решена с помощью аэродинамических групп жилых сооружений. Проведенный анализ показал эффективность выбранного способа – скорость ветра в пределах жилых массивов снижена на 1-1,3 м/с. В рамках решения второй задачи создан каркас зеленых пространств, основу которого составили два участка естественно лесной растительности – парк им. Е.Ф. Козлова и Кедровая роща. Поведенные расчеты показали, что почти 90% жителей города живут в шаговой доступности (не далее 400 м) от открытых зеленых пространств. Предложенный *показатель «зелености» GM* демонстрирует достаточно высокий уровень обеспеченности (4,8) жителей зелеными насаждениями и в пределах жилых микрорайонов.

Наиболее востребованным геоэкологическим свойством эоловых морфолитосистем является их физическая устойчивость – отсутствие многолетнемерзлых пород в приповерхностном слое песчаных массивов (кровля мерзлоты опущена до глубин 30-50 м) в сочетании с высокой дренирующей способностью песчаных отложений формирует их преимущество перед окружающими криогенными ландшафтами. Прямое использование физической устойчивости эоловых массивов реализуется через размещение (строительная площадка) и создание (строительный материал) объектов промышленной и жилой инфраструктуры. Опосредованное использование включает техногенный перенос песчаного материала для создания искусственных оснований в пределах неустойчивых геоморфологических систем (мерзлые болота, поймы рек). Средообразующие свойства проявляется в формировании рекреационных зон и разнообразных экосистемных услуг в пригородной зоне. На фоне наблюдаемых климатических изменений на севере Западной Сибири предполагается повышение геоэкологической значимости эоловых морфолитосистем прямо пропорционально развитию заболачивания и деградации многолетней мерзлоты.

Список литературы

1. Абатуров А. М. Полесья Русской равнины в связи с проблемой их освоения / А. М. Абатуров. Москва : Мысль, 1968. 246 с.

2. Абрамов И. Т. Определитель лишайников СССР Т.1 / И. Т. Абрамов. Ленинград : Наука, 1971. 412 с.

3. Абрамов И. Т. Определитель лишайников СССР Т.3 / И. Т. Абрамов. Ленинград : Наука, 1975. 217 с.

4. Абрамов И. Т. Определитель лишайников СССР Т.5 / И. Т. Абрамов. Ленинград : Наука, 1978. 217 с.

5. Администрация Надымского района [Электронный ресурс]. URL: https://nadym.yanao.ru/activity/12783/ (дата обращения: 20.09.2024).

6. Алексеева В. А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий формирования ледникового рельефа (на примере бассейна р. Протвы в среднем ее течении): дис..., к.г.н.: 25.00.25 / В. А. Алексеева. Москва, 2004. 210 с.

7. Алексеева В. А. Морфоскопия кварцевых зерен из отложений гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья / В. А. Алексеева, С. И. Ларин, Н. С. Ларина // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 117-127.

8. Альтер С. П. О происхождении параллельно-линейных гряд и ложбин, развитых на севере Западно-Сибирской низменности / С. П. Альтер // Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1960. № 29. С. 77-82.

9. Алявдин Ф. А. Особое мнение по вопросам стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности / Ф. А. Алявдин, В. С. Волкова, В. Д. Дибнер и др. // Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15-20 февраля 1960 г.). Ленинград : Гостопиздат, 1961. С. 454-459.

10. Андреев Ю. Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири (в области развития многолетней мерзлоты) / Ю. Ф. Андреев // Геология и геохимия. 1960. Т. 3. № 4. С. 76-94.

11. Андрейчук А. Л. Закономерности ветровой эрозии почв / А. Л. Андрейчук // География ветровой эрозии почв. Ульяновск, 1986. С. 43-49.

12. Ануфриев М. А. Эколого-географический атлас республики Марий Эл [Электронный ресурс] // [Электронный ресурс]. URL: https://гео12.рф/atlas/2-3-рельеф/. URL: https://гео12.рф/atlas/2-3-рельеф/ (дата обращения: 20.09.2024).

13. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв / Е. В. Аринушкина. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1970. 487 с.

14. Арктическая флора СССР. Выпуск 8. Новосибирск : Наука, 1983. 188 с.

15. Арктическая флора СССР. Выпуск 9. Ленинград : Наука, 1984. 332 с.

16. Арманд А. Д. Обратная связь и саморазвитие рельефа / А. Д. Арманд // Вопросы географии. Сборник 63. Количественные методы в геоморфологии. Москва : Географгиз, 1963. С. 49-63.

17. Арманд А. Д. Модели и информация в физической географии / А. Д. Арманд. Москва : Знание, 1971. 125 с.

18. Арманд А. Д. Самоорганизация и саморегулирование географических систем / А. Д. Арманд. Москва : Наука, 1988. 264 с.

19. Арнагельдыев А. Экосистемы Каракумов / А. Арнагельдыев, В. И. Костюковский. Ашхабад : Ылым, 1988. 312 с.

20. Архив кадастровых планов территорий, файлов ЕГРН [Электронный ресурс]. URL: https://pbprog.ru/ws/fir/ (дата обращения: 20.09.2024).

21. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири / С. А. Архипов. Новосибирск : Наука, 1971. 329 с.

22. Архипов С. А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири / С. А. Архипов // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции (Института геологии и геофизики. Выпуск 657). Новосибирск : Наука, 1989. С. 20-30.

23. Архипов С. А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) / С. А. Архипов // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 792-799.

24. Архипов С. А. Стратиграфия, термолюминсцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья / С. А. Архипов, М. Р. Вотах, В. Н. Шелкопляс // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск : Наука, 1981. С. 47-62.

25. Архипов С. А. Термолюминесцентный возраст Западно-Сибирских оледенений / С. А. Архипов, В. Н. Шелкопляс // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск : Наука, 1982. С. 10-17.

26. Арчегова И. Б. Проблема биологической рекультивации и ее решение на Европейском северо-востоке на примере республики Коми / И. Б. Арчегова, И. А. Лиханова // Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук. 2012. Т. 1. № 9. С. 29-34.

27. Асеев А. А. О геоморфологических системах / А. А. Асеев, С. М. Александров, Н. С. Благоволин // Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии

геоморфологической теории). Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1982. С. 4-9.

28. Асеев А. А. Геоморфологические корреляции: настоящее и будущее / А. А. Асеев // Геоморфология. 1987. № 1. С. 17-21.

29. Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе / В. И. Астахов // Доклады Академии наук СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1178-1181.

30. Астахов В. И. Реконструкция последнего покровного оледенения Западной Сибири по его краевым образованиям (гл. II) / В. И. Астахов // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения Российской Академии наук. Выпуск 470). Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1980. С. 12-32.

31. Астахов В. И. Морены на северном Ямале / В. И. Астахов // Доклады Академии наук СССР. 1981a. Т. 260. № 1. С. 149-152.

32. Астахов В. И. Новые данные о деятельности позднеплейстоценовых Карских ледников в Западной Сибири / В. И. Астахов // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР. Выпуск 494). Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1981b. С. 34-41.

33. Астахов В. И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири / В. И. Астахов // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения Российской Академии Наук. Выпуск 657). Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1989. С. 118-126.

34. Астахов В. И. Последнее оледенение арктических равнин России (Строение осадочного комплекса и геохронология): дисс. ... д.г.-м.н.: 04.00.01 / В. И. Астахов. Санкт-Петербург, 1999. 384 с.

35. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири / В. И. Астахов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207-1220.

36. Астахов В. И. Четвертичная геология суши: учебное пособие / В. И. Астахов. Санкт-Петербург : Издательство Санкт-Петербургского государственного университета, 2020. 440 с.

37. Астахов В. И. Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины / В. И. Астахов, М. Г. Гросвальд // Доклады Академии наук СССР. 1978. Т. 242. С. 891-894.

38. Астахов В. И. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее / В. И. Астахов, Я. Мангеруд // Доклады Российской Академии наук. 2005. Т. 403. № 1. С. 63-66.

39. Астахов В. И. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование / В. И. Астахов, Д. В. Назаров // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36-47.

40. Астахов В. И. Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст / В. И. Астахов, Л. Е. Пестова, В. К. Шкатова // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 42-60.

41. Астахов В. И. Возраст остатков плейстоценового ледника в Большеземельской тундре / В. И. Астахов, Й. И. Свенсен // Доклады АН. 2002. Т. 384. № 4. С. 534-538.

42. Астахов В. И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке европейской России / В. И. Астахов, Й. И. Свенсен // Региональная геология металлогения. 2011. Т. 47. С. 12-27.

43. Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. Москва : Главное управление геодезии и картографии, 2004.

44. Ахаржанова Т. В. Геоэкологические особенности ландшафтов Тункинской котловины: дисс. ... к.г.н.: 25.00.36 / Т. В. Ахаржанова. Улан-Удэ, 2005. 157 с.

45. Ахромеев Л. М. Природа, генезис, история развития и ландшафтная структура ополий центральной России / Л. М. Ахромеев. Брянск : Издательство Брянского государственного университета им. ак. И.Г. Петровского, 2008. 182 с.

46. Бабаев А. Г. Великий октябрь и развитие советского пустыноведения / А. Г. Бабаев // Проблемы освоения пустынь. 1987. № 5. С. 3-13.

47. Бабаев А. Г. Пустыноведение в системе географической науки / А. Г. Бабаев, И. С. Зонн // Проблемы освоения пустынь. 2012. Тт. 3-4. С. 52-54.

48. Бабич Н. А. Интродуценты в зеленом строительстве северных городов / Н. А. Бабич, О. С. Залывская, Г. И. Травникова. Архангельск : Архангельский государственный технический университет, 2008. 143 с.

49. Баканова И. П. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области) / И. П. Баканова, А. Л. Буслович, И. В. Котлукова. Ленинград : Наука. Ленинградское отделение, 1969. 256 с.

50. Баландин Р. К. Борис Леонидович Дичков (1888-1966) / Р. К. Баландин. Москва : Наука, 1983. 157 с.

51. Баранов Д. В. Особенности покровных отложений Тверского Поволжья / Д. В. Баранов, А. О. Уткина, Н. В. Карпухина // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири: математическая Всероссийская научная конфконференция / [Электронное издание]. Москва : Институт географии Российской Академии наук, 2023. С. 17-22.

52. Баранская А. В. Четвертичные отложения, палеогеография и новейшие вертикальные движения

земной коры северной части Гыданского полуострова / А. В. Баранская, В. А. Оношко // Пути эволюционной географии: материалы Всероссийской научной конференции посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва : Издательство Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Институт географии РАН», 2016. С. 38-42.

53. Барбот де Марни Н. П. Барбот де Марни Н.П., Карпинский А.П. Геологические исследования в Волынской губернии / Н. П. Барбот де Марни, А. П. Карпинский // Научно-исторический сборник, изданный Горным институтом ко дню его столетнего юбилея. 1873. С. 43-127.

54. Бельгибаев М. Е. Эоловедение – предмет, состояние и проблемы / М. Е. Бельгибаев // Вопросы рационального природопользования. Алма-Ата, 1990. С. 10-49.

55. Бельгибаев М. Е. Эолология – новое научное направление в системе естественных наук / М. Е. Бельгибаев // Степи Северной Евразии (математический VII Международный симпозиум). Оренбург : Печатный дом «Димур», 2015. С. 33-36.

56. Бельгибаев М. Е. Типология эоловых процессов и их влияние на геосферы и ландшафты / М. Е. Бельгибаев // Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии Российской Академии Наук. Том. 1. Симферополь, 2016. С. 15-20.

57. Бельгибаев М. Е. Эолология новое направление географии и геоэкологии / М. Е. Бельгибаев // Деградация земель и опустынивание: проблемы устойчивого природопользования и адаптации (материалы Международной научно-практической конференции). Москва : Издательство ООО «Макс Пресс», 2020. С. 108-112.

58. Берталанфи Л. Общая теория систем – критический обзор / Л. Берталанфи // Исследования по общей теории систем: Сборник переводов. Москва : Прогресс, 1969. С. 23-82.

59. Богословский Н. А. Лист 73-й. Елатьма, Моршанск, Сапожок, Инсар. Общая геологическая карта России. / Н. А. Богословский // Труды геологического комитета, выпуск 16. Новая серия. Санкт-Петербург : Типография М.М. Стасюлевича, 1906. 210 с.

60. Богоявленский Б. А. Комплексное аэровизуальное обследование севера Западной Сибири / Б. А. Богоявленский, Е. Н. Дибцев, Ю. П. Михайлов, Л. В. Попов, А. П. Шведов // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. 1979. С. 169-192.

61. Болиховский В. Ф. Едомные отложения Западной Сибири / В. Ф. Болиховский // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. Москва : Наука, 1987. С. 128-135.

62. Болиховский В. Ф. Величкевич Ф.Ю., Сулержицкий Л.Д. Датирование событий плейстоцена и голоцена на Марресальском участке полуострова Ямал / В. Ф. Болиховский, Ф. Ю. Величкевич, Л. Д. Сулержицкий // Геохронология четвертичного периода. Тезисы докл. Всесоюзного совещания. Таллин, 1989. С. 11.

63. Большиянов Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды: дисс. … д.г.н. / Д. Ю. Большиянов. Санкт-Петербург, 2005. 277 с.

64. Бочкарев Ю. Н. Дендрохроноиндикация изменения местного климата городской территории Надыма за последние 50 лет / Ю. Н. Бочкарев, К. Н. Дьяконов, А. В. Соромотин, О. С. Сизов // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2023. Т. 78. № 5. С. 125-132.

65. Бутаков Г. П. Геоморфологическое положение стоянок древнего человека в бассейне р. Валы / Г. П. Бутаков // Материалы археологических памятников Камско-Вятского междуречья. Ижевск, 1979. С. 19-32.

66. Бутаков Г. П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины / Г. П. Бутаков. Казань : Казанский университет, 1986. 144 с.

67. Валендик Э. Н. Крупные пожары в таежных ландшафтах Центральной Сибири / Э. Н. Валендик, Е. К. Кисиляхов, В. А. Рыжкова, Е. И. Пономарев, И. В. Данилова // География и природные ресурсы. 2014. № 1. С. 52–59.

68. Валиуллина Г. Ш. Плейстоценовое перигляциальное рельефообразование на территории Закамья Республики Татарстан: дисс. ... к.г.н.: 25.00.25 / Г. Ш. Валиуллина. Набережные Челны, 2011. 185 с.

69. Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время / И. Вальтер. Санкт-Петербург : Брокгауз-Ефрон, 1911. 210 с.

70. Вараксин Г. С. Особенности биологической рекультивации в Норильском промышленном регионе / Г. С. Вараксин, Г. В. Кузнецова // Сибирский лесной журнал. 2016. № 2. С. 92–101.

71. Варенцов М. И. Особенности пограничного слоя атмосферы г. Надым по данным экспериментальных измерений и вихреразрешающего моделирования / М. И. Варенцов, И. А. Репина, А. В. Глазунов, Т. Е. Самсонов, П. И. Константинов, В. М. Степаненко, В. Н. Лыкосов, А. Ю. Артамонов, А. В. Дебольский, А. С. Печкин, А. В. Соромотин // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2022. № 6. С. 64–78.

72. Васильев В. Г. Тюменские дневники Л.П. Шубаева / В. Г. Васильев, А. И. Жиров, Е. В. Максимов // Страны и народы Востока. Выпуск XXVIII. География. Этнография. История. Культура. Санкт-Петербург : Центр «Петербургское Востоковедение», 1994. С. 66-80.

73. Васильев С. В. Воздействие нефтегазодобывающей промышленности на лесные и болотные экосистемы / С. В. Васильев. Новосибирск : Наука, 1998. 136 с.

74. Васильев С. В. Лесные и болотные ландшафты Западной Сибири / С. В. Васильев. Томск : Издательство научно-технической литературы, 2007. 276 с.

75. Васильев Ю. И. Противодефляционная устойчивость почв Северного Кавказа / Ю. И. Васильев. Волгоград : ВНИАЛМИ, 1997. 188 с.

76. Васильев Ю. М. О перигляциальном аллювии / Ю. М. Васильев // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1973. № 40. С. 87-95.

77. Васильев Ю. М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы / Ю. М. Васильев. Москва : Наука, 1980. 172 с.

78. Васильевская В. Д. Почвы севера Западной Сибири / В. Д. Васильевская, В. В. Иванов, Л. Г. Богатырев. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1986. 307 с.

79. Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Т. 1 / Ю. К. Васильчук. Москва : МГУ, ПНИИИС, 1992a. 420 с.

80. Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Т. 2 / Ю. К. Васильчук. Москва : МГУ, ПНИИИС, 1992b. 264 с.

81. Васильчук Ю. К. Радиоуглеродное определение возраста булгунняха на месторождении Песцовое, север Западной Сибири / Ю. К. Васильчук, Н. А. Буданцева // Инженерная геология. 2010. № 4. С. 14-21.

82. Васильчук Ю. К. Первые радиоуглеродные датировки сингенетических позднеплейстоценовых повторножильных льдов / Ю. К. Васильчук, Й. Плихт, А. К. Васильчук, Х. Юнгнер, Э. Соннинен // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 1. С. 114-117.

83. Вдовин В. В. История формирования мезозойско-кайнозойских отложений и современного рельефа в бассейне р. Вах / В. В. Вдовин, Л. Я. Проводников. Новосибирск : Наука, 1965. 95 с.

84. Ведрова Э. Ф. Корсунов Миграция водорастворимых продуктов в почвах сосновых лесов / Э. Ф. Ведрова, В. М. Корсунов // Почвы сосновых лесов Сибири: сборник статей. Красноярск : Институт леса и древесины имени В. Н. Сукачёва Сибирского отделения Академии наук СССР, 1986. С. 24-33.

85. Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена / А. А. Величко // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1968. № 3. С. 5-17.

86. Величко А. А. Моделирование эоловой обработки песчаных зерен / А. А. Величко, Ю. Н. Грибченко, С. Н. Тимирева // Литология и полезные ископаемые. 1997. Т. 4. С. 431-439.

87. Величко А. А. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лёссов и погребенных почв / А. А. Величко, С. Н. Тимирева // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). Москва : Институт географии Российской Академии наук, 2002. С. 170-185.

88. Величко А. А. Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня / А. А. Величко, С. Н. Тимирева // Природа. 2005. Т. 5. № 1077. С. 54-63.

89. Величко А. А. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни / А. А. Величко, С. Н. Тимирева, К. В. Кременецкий // Известия Российской Академии наук. Серия географическая. 2007. № 4. С. 16–28.

90. Величко А. А. Особенности эоловых процессов седиментации и рельефообразования в перигляциальной зоне последнего оледенения / А. А. Величко, Ю. Н. Грибченко, А. Н. Дренова и др. // Развитие области многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. Москва : Институт географии Российской Академии наук, 1996. С. 7-23.

91. Вернадский В. И. Философские мысли натуралиста / В. И. Вернадский. Москва : Наука, 1988. 522 с.

92. Вислоух И. К. Сведения, собранные Ренинско-Кондинской экспедицией 1914 г. действительного члена ИРГО Вислоуха / И. К. Вислоух рукопись. Тобольск, 1914.

93. Волков И. А. Ишимская степь (рельеф и покровные лессовидные отложения) / И. А. Волков. Новосибирск : Редакционно-издательский отдел Сибирского отделения Академии наук СССР, 1965. 76 с.

94. Волков И. А. Позднечетвертичная субаэральная формация / И. А. Волков // Труды института геологии и геофизики. Выпуск 107. Москва : Наука, 1971. С. 255.

95. Волков И. А. Плейстоценовая субаэральная толща и динамика природной среды (на примере Западной Сибири) / И. А. Волков // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 364.

96. Волков И. А. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности / И. А. Волков, В. С. Волкова. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1964. 109-129 с.

97. Волкова В. С. Палеоген и неоген. Глава 4. Западная Сибирь / В. С. Волкова, И. А. Кулькова // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Москва : ГЕОС, 1999. С. 85-94.

98. Вольвах Н. Е. Люминесцентная геохронология лёссово-почвенной последовательности неоплейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины : дисс. ... к.г.-м.н.: 1.6.2 (25.00.02) / Н. Е. Вольвах. Новосибирск, 2022. 149 с.

99. Воронов А. Г. Геоботаника / А. Г. Воронов. Москва : Высшая школа, 1973. 384 с.

100. Воскресенский К. С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России / К. С. Воскресенский. Москва : Издательство Географического факультета Московского государственного

университета, 2001. 262 с.

101. Выполнение работ по благоустройству города Надыма (содержание газонов и зеленых насаждений) (Тендер №76951568) [Электронный ресурс]. URL: https://www.tenderguru.ru/tender/76951568 (дата обращения: 20.09.2024).

102. Высоцкий Б. П. Иоганнес Вальтер и его роль в развитии геологии / Б. П. Высоцкий. Москва : Наука, 1965. 176 с.

103. Высоцкий Н. К. Очерк третичных и четвертичных образований Западной Сибири / Н. К. Высоцкий // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. 1896. № 5. С. 69-84.

104. Гаврилов А. А. Некоторые новые представления о законах геоморфологии / А. А. Гаврилов // XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук: Тезисы докладов всероссийской научно-практической конференции с международным участием (Иркутск, 5–10 сентября 2023 года). Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2023. С. 77-81.

105. Гаврилов К. А. Главнейшие типы леса и почвы Вологодской области в районе распространения карбонатной морены / К. А. Гаврилов, В. Г. Карпов // Труды Института леса и древесины. 1962. Т. 52. С. 5-119.

106. Гаель А. Г. Пески и песчаные почвы / А. Г. Гаель, Л. Ф. Смирнова. Москва : ГЕОС, 1999. 252 с.

107. Галанин А. А. Дистанционное картографирование дюнного рельефа Центральной Якутии / А. А. Галанин // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. 2020. Т. 2. № 18. С. 31-39.

108. Галанин А. А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение / А. А. Галанин // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 1. С. 3-34.

109. Галанин А. А. Позднечетвертичные дюнные образования (дъолкуминская свита) в Центральной Якутии (часть 2) / А. А. Галанин, М. Р. Павлова // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 1. С. 3-16.

110. Галанин А. А. Позднечетвертичные дюнные образования (дъолкуминская свита) в Центральной Якутии (часть 1) / А. А. Галанин, М. Р. Павлова, И. В. Климова // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 3-15.

111. Гатауллин В. Н. Марресалъская свита Западного Ямала - отложения дельты пра-Оби / В. Н. Гатауллин // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 53-61.

112. Гатауллин В. Н. Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья полуострова Ямал / В. Н. Гатауллин // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. Рига : Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 1986. С. 12-20.

113. Гатауллин В. Н. Верхнечетвертичные отложения западного побережья полуострова Ямал: дисс. ... к.г.-м.н.: 04.00.01 / В. Н. Гатауллин. Ленинград, 1988. 212 с.

114. Гашева М. Н. Состояние растительности как критерий нарушенности лесных биоценозов при нефтяном загрязнении / М. Н. Гашева, С. Н. Гашев, А. В. Соромотин // Экология. 1990. № 2. С. 77–78.

115. Гендугов В. М. Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха / В. М. Гендугов, Г. П. Глазунов. Москва : Физматлит, 2007. 240 с.

116. Геология Беларуси / Ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, Р. Г. Матвеев. Минск : Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 814 с.

117. Герасимов И. П. Лёссообразование и почвообразование / И. П. Герасимов // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1962. № 2. С. 3-7.

118. Герасимов И. П. Ледниковый период на территории СССР: Физико-географические условия ледникового периода (Труды Института географии АН СССР. Выпуск XXXIII) / И. П. Герасимов, К. К. Марков. Москва; Ленинград : Академия наук СССР, 1939a. 464 с.

119. Герасимов И. П. Четвертичная геология: (палеогеография четвертичного периода): Учеб. пособие для университетов и педагогических институтов / И. П. Герасимов, К. К. Марков. Москва : Государственное издательство учебной и педагогической литературы, 1939b. 364 с.

120. ГИС ЖКХ [Электронный ресурс]. URL: https://dom.gosuslugi.ru/#!/houses (дата обращения: 21.09.2023).

121. Голеусов П. В. Самоорганизация антропогенно нарушенных геосистем (Обзор теоретических оснований концепции экологической ренатурации) / П. В. Голеусов // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 2-2. С. 754-754.

122. Гонтарь О. Б. Зеленое строительство в городах мурманской области / О. Б. Гонтарь, В. К. Жиров, Л. А. Казаков и др. Апатиты : Кольский научный центр Российской Академии наук, 2010. 224 с.

123. Гордиенко И. И. Олешские пески и биогеоценотические связи в процессе их зарастания / И. И. Гордиенко. Киев : Наукова думка, 1969. 242 с.

124. Горелик Э. Д. Пески БССР и их промышленное использование / Э. Д. Горелик, Э. А. Мишагова, Э. А. Левков. Минск : Академия БССР, 1961. 171 с.

125. Горецкий Г. И. О перигляциальной формации / Г. И. Горецкий // Бюллетень комиссии по изучению

четвертичного периода. 1958. № 22. С. 3-23.

126. Городков Б. Н. Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии наук и Русского географического общества (Предварительное сообщение) / Б. Н. Городков // Природа. 1924. № 7-12. С. 3-32.

127. Городков Б. Н. Почвенные районы Уральской области / Б. Н. Городков, С. С. Неуструев // Урал: Технико-экономический сборник. Выпуск 5. Екатеринбург, 1923. С. 3-90.

128. Горшков В. Г. Энергетика биосферы и устойчивость состояния окружающей среды / В. Г. Горшков // Итоги науки и техники (ВИНИТИ). Серия «Теоретические и общие вопросы географии». Том 7. Москва, 1990. С. 338.

129. ГОСТ 26212-2021. Почвы. Определение гидролитической кислотности по методу Каппена в модификации ЦИНАО. Москва : Стандартинформ, 2021. 12 с.

130. ГОСТ Р 22.1.09-99 Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Мониторинг и прогнозирование лесных пожаров. Общие требования. Москва : Стандартинформ, 1999. 8 с.

131. ГОСТ Р 54650-2011. Почвы. Метод определения подвижных соединений фосфора и калия. Москва : Стандартинформ, 2011. 12 с.

132. ГОСТ Р 58594-2019. Почвы. Метод определения обменной кислотности. Москва : Стандартинформ, 2019. 16 с.

133. Гречаник Н. Ф. Минеральный состав эоловых аккумуляций на территории юго-западной части Беларуси / Н. Ф. Гречаник // Вучоныя запіскі. 2018. Т. 14. № 476. С. 112-116.

134. Григор Г. Г. Природное районирование Западной Сибири / Г. Г. Григор, А. А. Земцов // Природное и сельскохозяйственное районирование СССР. Томск, 1961. С. 82-89.

135. Григорьев А. А. Геология ее рельеф Большезсмельской тундры и связанные с ними проблемы / А. А. Григорьев // Труды Северной Научно-промысловой Экспедиции. 1924. Т. 22. С. 64.

136. Гриценко В. История «мертвой дороги» / В. Гриценко, В. Калинин. Екатеринбург : Баско, 2010. 240 с.

137. Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби / В. И. Громов // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1934. Т. 3. № 2. С. 3-59.

138. Гросвальд М. Г. Последний евроазиатский ледниковый покров / М. Г. Гросвальд // Материалы гляциологических исследований. Хроника и обсуждения. Выпуск 30. Москва, 1977. С. 45-60.

139. Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов / М. Г. Гросвальд. Москва : Наука, 1983. 216 с.

140. Грязнов О. Н. Инженерно-геологические условия долинных областей криолитозоны ямало-ненецкого автономного округа и их трансформация под воздействием техногенеза / О. Н. Грязнов, И. В. Абатурова, И. А. Савинцев и др. Екатеринбург : Известия Уральского государственного горного университета, 2014. 198 с.

141. Губяк В. Е. Способ рекультивации земель. Патент № 2101901 (20 января 1998 г.) [Электронный ресурс] // [Электронный ресурс]. URL: http://allpatents.ru/patent/2101901.htm. URL: http://allpatents.ru/patent/2101901.htm (дата обращения: 20.09.2024).

142. Гусев Е. А. Опорные разрезы второй половины среднего неоплейстоцена Енисейского Севера / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, А. Б. Кузнецов, Н. Ю. Новихина, Е. С. Аникина, Л. Г. Деревянко, В. А. Четверова, А. В. Крылов // Арктика и Антарктика. 2019. № 2. С. 112-125.

143. Гусев Е. А. Корреляция разрезов стратотипов каргинского и казанцевского горизонтов (север Западной Сибири) / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, Ф. Е. Максимов, Н. А. Костромина, Е. С. Новихина, В. А. Григорьев, А. Ю. Петров, В. Ю. Кузнецов, Я. Д. Яржембовский // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Т. 8. С. 62-67.

144. Данилов И. Д. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики / И. Д. Данилов, Г. Н. Недешева, Е. И. Полякова. Ленинград : Недра, 1983. 263 с.

145. Данилов Ю. И. Рост культур сосны в условиях рекультивированных песчаных карьеров / Ю. И. Данилов, А. П. Смирнов, С. В. Навалихин, А. А. Фетисова, В. А. Петров // Труды Санкт-Петербургского научно-исследовательского института лесногохозяйства. 2019. № 1. С. 41-53.

146. Данилов Ю. И. Рост культур сосны при рекультивации песчаных карьеров Карельского перешейка / Ю. И. Данилов, А. П. Смирнов, В. А. Петров // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. 2017. Т. 219. С. 6-17.

147. Девятова Э. И. К стратиграфии четвертичных отложений Западного Притиманья / Э. И. Девятова // Материалы по геологии Северного Урала и Тимана. Труды Института геологии Коми филиала Академии наук СССР. 1962. № 3. С. 103-112.

148. Дедков А. П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье / А. П. Дедков. Казань : Издательство Казанского университета, 1970. 255 с.

149. Дементьев В. А. Рельеф бассейна р. Ваха п его история в четвертичное время (геоморфологический очерк) / В. А. Дементьев // Известия Государственного географического общества. 1934. Т. 66. № 1. С. 105-115.

150. Дементьев В. А. Геоморфологический очерк долины р. Назыма и прилегающей части долины р. Оби / В. А. Дементьев // Известия Государственного географического общества. 1936. Т. 68. № 4. С. 460-476.

151. Дементьев В. А. Геоморфологическая характеристика бассейна р. Туртаса (правый приток Иртыша)

/ В. А. Дементьев // Известия Всесоюзного географического общества. 1947. Т. 79. № 1. С. 51-56.

152. Дик Н. Е. Геоморфология юго-восточной части Калининской области / Н. Е. Дик // Ученые записки Московского государственного университета. География. 1938. Т. 23. С. 158–173.

153. Доклад «Об экологической ситуации в Ямало-Ненецком автономном округе в 2022 году» [Электронный ресурс]. URL: https://dprr.yanao.ru/documents/active/273069/ (дата обращения: 20.09.2024).

154. Доклады Департамента природных ресурсов и экологии Ямало-Ненецкого автономного округа [Электронный ресурс]. URL: https://dprr.yanao.ru/activity/3469/?filter%5Bdocuments%5D%5Bname%5D= (дата обращения: 20.09.2024).

155. Докучаев В. В. Русский чернозем / В. В. Докучаев. 4. Санкт-Петербург : Императорское Вольное экономическое общество, 1883. 376 с.

156. Долгилевич М. И. Особенности ветровой эрозии почв и применение агролесомелиоративных мероприятий в Западной Сибири / М. И. Долгилевич // Защита почв Сибири от эрозии и дефляции. Новосибирск : Наука, 1981. С. 15-22.

157. Домбровская А. В. Лишайники и мхи севера Европейской части СССР. Краткий определитель / А. В. Домбровская, Р. Н. Шляков. Ленинград : Наука, 1967. 181 с.

158. Дорофеев А. А. Ландшафты Тверской области / А. А. Дорофеев, Е. Р. Хохлова. Тверь : Тверской государственный университет, 2016. 120 с.

159. Драницын Д. А. Материалы по почвоведению и геологии Западной части Парымского края / Д. А. Драницын // Труды почвенно-ботанических экспедиций по исследованию колонизационных районов Азиатской России. 1915. Т. 1. № 1.

160. Дренова А. Н. Древние материковые дюны в бассейне верхней Волги: их ориентировка, строение, гранулометрический состав / А. Н. Дренова // Геоморфология. 2011. № 1. С. 37-48.

161. Дренова А. Н. Древние материковые дюны Восточной Европы (их распространение, возраст, направление дюноформирующих ветров) / А. Н. Дренова, А. А. Величко // Пути эволюционной географии: материалы Всероссийской научной конференции посвященной А.А. Величко. Москва : Издательство Института географии Российской Академии наук, 2016. С. 81-87.

162. Дренова А. Н. Идентификация и изучение древних материковых дюн / А. Н. Дренова // Известия Академии наук СССР, серия географическая. 1994. С. 99-103.

163. Дренова А. Н. Дюнообразование как индикатор природных процессов перигляциальной зоны восточно-европейской равнины (на примере междуречья Оки и Клязьмы): дисс. ... к.г.н.: 11.00.04 / А. Н. Дренова. 2000. 151 с.

164. Дулепова И. А. Растительность развеваемых песков Верхнечарской котловины (Забайкальский край) / И. А. Дулепова, А. Ю. Королюк // Растительность России. 2013. № 22. С. 29-37.

165. Дунин-Горкавич А. А. Тобольский Север. Т. 1: Общий обзор страны, ее естественных богатств и промышленной деятельности населения / А. А. Дунин-Горкавич. Санкт-Петербург : Типография В. Киршбаума, 1904. 364 с.

166. Дунин-Горкавич А. А. Тобольский Север. Т. 2: Географическое и статистико-экономическое описание страны по отдельным географическим районам / А. А. Дунин-Горкавич. Тобольск : Губернская типография, 1910. 354 с.

167. Дюнин А. К. Механика метелей / А. К. Дюнин. Новосибирск : Издательство Академии наук СССР, 1963. 377 с.

168. Евсеев Г. П. Геологическое строение и геоморфология бассейнов рек Танлова, Правая Хетта, Большая Хуху (правых притоков среднего отрезка р. Надым) / Г. П. Евсеев, И. В. Рейнин. Ленинград : Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, 1958. 515 с.

169. Евсеева Н. С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины / Н. С. Евсеева. Томск : Издательство научно-технической литературы, 2009. 484 с.

170. Жеребятьева Н. В. Особенности видового разнообразия и структуры растительного покрова на эоловых формах рельефа в долине р. Надым / Н. В. Жеребятьева, О. С. Сизов // Географическая среда и живые системы. 2022. № 2. С. 6-24.

171. Житков Б. М. Полуостров Ямал / Б. М. Житков. Санкт-Петербург : Типография М.М. Стасюлевича, 1913. 396 с.

172. Залесов С. В. Деградация и демутация лесных экосистем в условиях нефтегазодобычи. Выпуск 1 / С. В. Залесов, Н. А. Кряжевских, Н. Я. Крупинин и др. Выпуск 1. Екатеринбург : Уральский государственный лесотехнический университет, 2002. 436 с.

173. Зарецкая Н. Е. МИС 3 на северо-востоке Европы: геохронология и событийность / Н. Е. Зарецкая, О. П. Корсакова, А. В. Панин // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1153-1170.

174. Заррина Е. П. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности / Е. П. Заррина, Ф. А. Каплянская, И. И. Краснов, Ю. М. Миханков, В. Д. Тарноградский // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. 1961. С. 54–104.

175. Зарубин С. И. Демутационный способ восстановления растительного покрова на разрушенных

землях Крайнего Севера Тюменской области / С. И. Зарубин, Л. Р. Логинов, В. Е. Губяк и др. // Материалы отраслевого научно-технического совещания. Москва : Издательство информационно-рекламного центра газовой промышленности, 1997. С. 14-15.

176. Захаров А. И. Виды и масштабы воздействий нефтедобывающей промышленности на лесной фонд Ханты-Мансийского автономного округа / А. И. Захаров, Г. А. Гаркунов, Б. Е. Чижов // Леса и лесное хозяйство Западной Сибири. Выпуск 6. Тюмень : Издательство Тюменского Государственного университета, 1998. С. 149-160.

177. Захаров Ю. Ф. Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья / Ю. Ф. Захаров // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск : Наука, 1970. С. 118-124.

178. Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия земли / В. В. Звонков. Москва : Издательство Академии наук СССР, 1962. 175 с.

179. Земляков Б. Ф. О древних континентальных дюнах Нижегородской губернии / Б. Ф. Земляков // Доклады Академии наук СССР. 1928. Т. 14. С. 275-278.

180. Земляков Б. Ф. Геологический очерк Баково-Варнавинского лесного массива Ниж. края / Б. Ф. Земляков // Природа и хозяйство. 1931.

181. Земляков Б. Ф. О древних материковых дюнах Казанского и Ветлужского-Волжского левобережья / Б. Ф. Земляков // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Том IV. Выпуск 2. Москва; Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1935. С. 287-302.

182. Земцов А. А. Геоморфологические наблюдения в бассейне р. Аган / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири. 1951. Т. 2. С. 343-358.

183. Земцов А. А. Материалы к геоморфологии р. Парабели / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири. Выпуск 3. Томск : Издательство Томского университета, 1953. С. 117-128.

184. Земцов А. А. Четвертичные отложения и геоморфология бассейнов рек Таза и Туруханa: дисс. ... к.г.н.: 11.00.00 / А. А. Земцов. Томск, 1958. 475 с.

185. Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности / А. А. Земцов // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. Москва : Издательство Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, 1959. С. 321–330.

186. Земцов А. А. Геоморфологические наблюдения в бассейне р. Агана / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири. 1961. № 2. С. 243-258.

187. Земцов А. А. Развевание песков на севере Западно-Сибирской низменности / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири. Сборник 4. Томск : Издательство Томского университета, 1962. С. 81-90.

188. Земцов А. А. Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири / А. А. Земцов // Гляциология Алтая– Выпуск 3. Томск : Издательство Томского государственного университета, 1964. С. 182–207.

189. Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины: Северная и центральная части / А. А. Земцов. Томск : Издательство Томского университета, 1976a. 343 с.

190. Земцов А. А. Эрратические валуны на севере Западно-Сибирской равнины и связанные с ними проблемы / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири. Выпуск 9. Томск : Издательство Томского университета, 1976b. С. 70-123.

191. Зольников В. Г. Рельеф и почвообразующие породы восточной половины Центральной Якутии / В. Г. Зольников // Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии. Москва : Издательство Академии наук СССР, 1954. С. 7-54.

192. Зонн И. С. Эремология (пустыноведение) / И. С. Зонн // Труды курсов по повышению квалификации, состоявшихся в Гентском университете. 1988. С. 428.

193. Зубаков В. А. Криогенные формации как палеогеографические единицы / В. А. Зубаков // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1966. Т. 128. С. 48–65.

194. Зыкина В. С. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья / В. С. Зыкина, В. С. Зыкин, А. О. Вольвах, И. Ю. Овчинников, О. С. Сизов, А. В. Соромотин // Криосфера Земли. 2017. Т. 20. № 6. С. 14-25.

195. Зыкина В. С. Эоловый рельеф Западной Сибири / В. С. Зыкина, В. С. Зыкин, Е. Л. Маликова // XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской Академии Наук: тезисы докладов. Иркутск : Издательство Института земной коры СО РАН, 2023. С. 134-138.

196. Ивановский Л. Н. Геоморфологические наблюдения в долинах рек Казым и Надым / Л. Н. Ивановский // Труды Томского университета. Том 95. География. Томск : Издательство «Красное Знамя», 1939. С. 186-204.

197. Игловиков А. В. Биологическая рекультивация карьеров в условиях Крайнего Севера: дисс. … к.с.-х.н.: 06.01.02 / А. В. Игловиков. Барнаул, 2012. 196 с.

198. Ильина И. С. Растительный покров Западно-Сибирской равнины / И. С. Ильина, Е. И. Лапшина, Н. Н. Лавренко. Новосибирск : Наука, 1985. 250 с.

199. Исаев А. В. Почвы постоянных пробных площадей сосновых биогеоценозов Заповедника / А. В.

Исаев, Р. Н. Шарафутдинов // Научные труды Государственного природного заповедника «Большая Кокшага». Выпуск 7. Йошкар-Ола : Издательство Поволжского государственного технологического университета, 2015. С. 8-28.

200. Исупова Е. М. Рельеф / Е. М. Исупова // Энциклопедия земли Вятской. 1997. Т. 7. С. 112-137.

201. Капитонова О. А. Сообщества начальных стадий зарастания антропогенных песчаных раздувов на севере Западной Сибири / О. А. Капитонова // Человек и Север: Антропология, археология, экология : материалы Всероссийской научной конференции, Тюмень, 02–06 апреля 2018 года / Федеральный исследовательский центр Тюменский научный центр СО РАН. Том Выпуск 4. Тюмень : Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр Тюменский научный центр Сибирского отделения Российской Академии наук, 2018. С. 523-527.

202. Капитонова О. А. Структура растительных сообществ начальных стадий сукцессий на антропогенных песчаных обнажениях лесотундры и северной тайги Западной Сибири / О. А. Капитонова, А. Е. Селиванов, В. И. Капитонов // Сибирский экологический журнал. 2017. Т. 24. № 6. С. 731-745.

203. Каплянская Ф. А. О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижне-Енисейского района / Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский // Доклады Академии наук СССР. 1975a. Т. 224. № 3. С. 661-664.

204. Каплянская Ф. А. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири / Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. Ленинград : Географическое общество СССР, 1975b. С. 53-95.

205. Каплянская Ф. А. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба / Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский. Санкт-Петербург : Недра, 1993. 328 с.

206. Каплянская Ф. А. Мерзлотные явления в плейстоцене Тобольского Прииртышья и их стратиграфическое и палеогеографическое значение: в 2-х т.: дисс. ... к.г.-м.н.: 04.00.00 / Ф. А. Каплянская. Ленинград, 1969. 805 с.

207. Карпухина Н. В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа Чудско-Псковской низменности: дисс. ... к.г.н.: 25.00.25 / Н. В. Карпухина. Москва, 2013. 189 с.

208. Кашменская О. В. О геоморфологической системе / О. В. Кашменская // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибирирфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1976. С. 7-21.

209. Кашменская О. В. Теория систем и геоморфология / О. В. Кашменская. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1980. 119 с.

210. Кашменская О. В. О геоморфологической форме движения материи / О. В. Кашменская // Проблемы системно- формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории). Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1982. С. 132-145.

211. Кашменская О. В. Концепция картографирования геоморфологических систем / О. В. Кашменская, З. М. Хворостова. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1989. 12 с.

212. Киселев В. Н. Эоловые формы рельефа белорусского полесья / В. Н. Киселев, И. Г. Марзин // Вестник Брянского государственного университета. 1994. Т. 2. № 1. С. 55-58.

213. Климанова О. А. Зеленая инфраструктура города: оценка состояния и проектирование развития / О. А. Климанова, Е. Ю. Колбовский, О. А. Илларионова. Москва : Товарищество научных изданий КМК, 2020. 324 с.

214. Козин В. В. Ландшафтный анализ в нефтегазопромысловом регионе / В. В. Козин. Тюмень : Издательство Тюменский государственный университет, 2007. 240 с.

215. Колпаков В. В. Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири / В. В. Колпаков // Некоторые вопросы региональной геологии. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1973.

216. Колпаков В. В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии / В. В. Колпаков // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1982. № 52. С. 123-131.

217. Колпаков В. В. Новое о дефляции в антропогене Беларуси / В. В. Колпаков // Доклады Академии наук Беларуси. 1995. Т. 39. № 1. С. 109-111.

218. Конищев В. Н. Древние эоловые формы рельефа в Большеземельской тундре / В. Н. Конищев, Б. П. Любимов // Вестник Московского университета. Серия География. 1968. № 2. С. 96-99.

219. Копцева Е. М. Естественное восстановление растительности на техногенных местообитаниях Крайнего Севера: Ямальский сектор Арктики: дисс. … к.б.н.: 03.00.27 / Е. М. Копцева. Санкт-Петербург, 2005. 237 с.

220. Коркина Е. А. Почвы и техногенные поверхностные образования нефтегазодобывающего комплекса правобережья Средней Оби: На примере западной части Нижневартовского района Ханты-Мансийского автономного округа – Югры: дисс. … к.г.н.: 25.00.26 / Е. А. Коркина. Нижневартовск, 2005. 162 с.

221. Королёв В. А. Эколого-геологические системы тукуланов Махаттаи Кысыл-Сыр (Якутия) / В. А. Королёв, С. Д. Балыкова // Экосистемы. 2023. Т. 35. С. 82–102.

222. Коронатова Н. Г. Развитие почвенно-растительного покрова на песчаных карьерах в северной тайге Западной Сибири: дисс. … к.б.н.: 03.00.27 / Н. Г. Коронатова. Новосибирск, 2004. 164 с.

223. Коронатова Н. Г. Сукцессия фитоценозов при зарастании выработанных карьеров в подзоне северной тайги Западной Сибири / Н. Г. Коронатова, Е. В. Миляева // Сибирский экологический журнал. 2011. № 5. С. 697-705.

224. Коронатова Н. Г. Восстановление растительного покрова на рекультивированном песчаном карьере в северной тайге / Н. Г. Коронатова, Н. П. Миронычева-Токарева // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. Т. 2. № 3. С. 28-33.

225. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности / И. И. Краснов // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1947. № 9. С. 76-79.

226. Кротов П. И. Геологические исследования в юго-западной части области 108 листа общей карты Европейской России в Вятской губернии: Предварительный отчет / П. И. Кротов // Известия Геологического комитета. 1900. Т. 19. С. 161-200.

227. Кружалин В. И. Экологическая геоморфология суши / В. И. Кружалин. Москва : Научный мир, 2001. 175 с.

228. Крылков Ю. В. Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лессовой формаций / Ю. В. Крылков. Москва : Наука, 1965. 164 с.

229. Кужугет С. К. Песчаные ландшафты и геоэкологические особенности аридных экосистем Тувы: дисс. ... к.г.н.: 25.00.23 / С. К. Кужугет. Улан-Удэ, 2005. 151 с.

230. Кузин И. Л. Геоморфология Западно--Сибирской равнины / И. Л. Кузин. Санкт-Петербург : Издательство государственной полярной академии, 2005. 176 с.

231. Кузин И. Л. Мифы и реалии учения о материковых оледенениях / И. Л. Кузин. Санкт-Петербург : Издательство Северо-Западного научно-исследовательского института «Наследие», 2013. 178 с.

232. Кузин И. Л. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:200000 территории, прилегающей к трассе железной дороги Сургут-Уренгой (в 3-х томах) / И. Л. Кузин, А. В. Бедункевич, Е. В. Кузина. Ханты-Мансийск : Главтюменьгеология, Ханты-Мансийский геофизический трест, 1977. 477 с.

233. Кузнецов М. С. Эрозия и охрана почв: Учебник / М. С. Кузнецов, Г. П. Глазунов. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1996. 335 с.

234. Кузнецов С. С. Река Тюнг и ее левобережье (геологических очерк) (Материалы комиссии по изучению Якутской автономной советской социалистической республики. Выпуск 26) / С. С. Кузнецов. Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1929. 80 с.

235. Кузьмин С. Б. Опасные природные процессы и риск природопользования / С. Б. Кузьмин. Новосибирск : Академическое издательство «Гео», 2009. 195 с.

236. Кулик Н. А. О песках Печорского края / Н. А. Кулик // Доклады Академии Наук СССР. Серия А. 1928. № 9. С. 156-158.

237. Кулик Н. А. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 года / Н. А. Кулик // Отдельный оттиск из записок Императорского минералогического Общества. 1915. Т. 2. № 4.

238. Кутузов С. С. Пути дальнего переноса пыли на ледники Кавказа и химический состав снега на Западном плато Эльбруса / С. С. Кутузов, В. Н. Михаленко, М. Шахгеданова, П. Жино, А. В. Козачек, И. И. Лаврентьев, Т. М. Кудерина, Г. В. Попов // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 3. С. 5-15.

239. Куть А. А. Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения: дисс. ... к.г.-м.н.: 25.00.08 / А. А. Куть. Якутск, 2015. 218 с.

240. Кухарчик Ю. В. О составе перигляциальной формации территории Беларуси / Ю. В. Кухарчик // Вестник Брянского государственного университета. 2005. Т. 3. С. 105-110.

241. Кучеров И. Б. Лишайниковые сосняки средней и северной тайги Европейской России / И. Б. Кучеров, А. А. Зверев // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2012. Т. 3. № 19. С. 46-80.

242. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия) / Г. И. Лазуков. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1970. 322 с.

243. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Ред. Е. С. Мельников. Новосибирск : Издательство Наука. Сибирское отделение, 1983. 166 с.

244. Лаптева Я. А. Использование биоматов на основе льняного волокна для восстановления растительности песчаных пустошей на севере Западной Сибири / Я. А. Лаптева, А. В. Соромотин // Арктика: современные подходы к производственной и экологической безопасности в нефтегазовом секторе: математическая Международная научно-практическая конференция. Том II. Тюмень : Издательство Тюменского индустриального университета, 2023. С. 90-93.

245. Ларионов Г. А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки / Г. А. Ларионов. Москва : Издательство Московского государственного университета, 1993. 200 с.

246. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четверочные отложения северных частей Печорского бассейна / Ю. А. Ливеровский // Труды геоморфологического института. 1933. Т. 7. С. 5-74.

247. Лист N-37-XI. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Москва, 1981. 120 с.

248. Лист N-37, (38) - Москва. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 1999. 344 с.

249. Лист O-35-XVI. Геоморфологическая карта. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Прибалтийская серия. Ленинград : Аэрогеология, 1970.

250. Лист O-(35),36 - Ленинград. Объяснительная записка. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Ленинград, 1989. 212 с.

251. Лист O-36-IV. Геологическая карта четвертичных отложений. Масштаб 1:200000. Второе поколение. Тихвин : Северо-западное геологическое управление, 1959.

252. Лист O-36-VI (Бабаево), O-36-XII (Чагода), O-37-I (Борисово-Судское), O-37-II (Воскресенское). Объяснительная записка. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Тихвинско-Онежская. Москва, 1993. 207 с.

253. Лист O-43. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (первое поколение). 1956.

254. Лист Q-41-I,II. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Полярно-Уральская. Московский филиал Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2013.

255. Лист Q-42, 43 – Салехард. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 1996. 217 с.

256. Лист Q-44 – Тазовский. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2020. 191 с.

257. Лист R-41-XXXI, XXXII. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Северо-Уральская. Госгеолтехиздат, 1961.

258. Лист R-42 – п-ов Ямал. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2015. 366 с.

259. Лист R-43 – Обская губа : Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2019. 308 с.

260. Лист R-44 – Гыданский п-ов. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2019. 302 с.

261. Лист R-45 – Норильск. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Норильская. Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 320 с.

262. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Норильская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2018. 464 с.

263. Лист S-47-XIX, XX (оз. Сырутатурку), S-47-XXI, XXII (оз. Дюдасаматурку), S-47-XXV, XXVI (оз. Билектах), S-47-XXVII, XXVIII (оз. Логата), S-47-XXXI, XXXI. Аэрофотогеологическая карта восточной части Хатангской депрессии. Масштаб 1:200000. Серия Хатангская. Москва, 1999. 166 с.

264. Лист S-47 – оз. Таймыр (западная часть). Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2015. 424 с.

265. Лист O-35 – Псков, (N-35), O-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная Записка. Государственная Геологическая Карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 2012. 510 с.

266. Лист O-(38), 39 — Киров. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Санкт-Петербург : Издательство Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 1999. 331 с.

267. Лист O-42-I (Мортка), O-42-II (Кондинское), O-42-VII (р. Лаут), O-42-VIII (Ачиры). Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000 Серия Западно-Сибирская. Москва, 1999.

268. Лист O-42-III (Солянка), O-42-IV (Демьянское), O-42-IX (Уват), O-42-X. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Серия Западно-Сибирская.

Москва : Министерство природных ресурсов России, «Главтюменьгеология», 1998. 197 с.

269. Лист P-43 – Сургут. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 342 с.

270. Лиханова И. А. Развитие теоретических и практических аспектов процесса восстановления нарушенных земель на севере Республики Коми / И. А. Лиханова, И. Б. Арчегова // Теоретическая и прикладная экология. 2014. № 3. С. 79-85.

271. Лиханова И. А. Восстановление лесных экосистем на техногенно нарушенных территориях Севера / И. А. Лиханова, И. Б. Арчегова, Ф. М. Хабибуллина. Екатеринбург : Уральское отделение Российской академии наук, 2006. 104 с.

272. Лиханова И. А. Формирование притундровых лесов на карьерах строительных материалов / И. А. Лиханова, Г. В. Железнова, Т. Н. Пыстина, Е. М. Лаптева // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 4. С. 88-94.

273. Лиханова И. А. Одновременный посев луговых злаков и посадка древесных растений в ходе лесной рекультивации нарушенных земель в северной тайге республики коми / И. А. Лиханова, В. А. Ковалева // Лесоведение. 2018a. № 6. С. 444–453.

274. Лиханова И. А. Управляемое восстановление лесных экосистем на песчаных техногенных субстратах крайнесеверной тайги Европейского северо-востока России / И. А. Лиханова, В. А. Ковалева // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2018b. № 43. С. 174–195.

275. Лихачева Э. А. Экологическая геоморфология: словарь-справочник / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. Москва : Медиа-ПРЕСС, 2004. 240 с.

276. Лихачева Э. А. Геоморфологические системы и их организованность / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Геоморфология. 2007a. № 1. С. 3-9.

277. Лихачева Э. А. К иерархии геоморфологических систем с позиций их организованности / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Геоморфология. 2007b. № 4. С. 3-8.

278. Лихачева Э. А. Анализ геоморфологических систем: основные понятия / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Геоморфология. 2008. № 2. С. 14-21.

279. Личков Б. Л. К вопросу о геологической природе Полесья / Б. Л. Личков // Известия Академии Наук СССР. Серия 7. 1928a. № 2. С. 173-194.

280. Личков Б. Л. К вопросу о существовании пустынь в четвертичное время в Европе / Б. Л. Личков // Записки Киевского общества естествоиспытателей. 1928b. Т. 27. № 3. С. 30-42.

281. Личков Б. Л. Древние оледенения и великие аллювиальные равнины / Б. Л. Личков // Природа. 1930a. № 10. С. 979-1004.

282. Личков Б. Л. О так называемых ископаемых пустынях четвертичного времени в Европе / Б. Л. Личков // Труды Географического отдела Комиссии по изучению естественных производительных сил России. 1930b. Т. 2.

283. Лоботросова С. А. Восстановление растительности на эоловых формах рельефа в северной тайге Западной Сибири / С. А. Лоботросова // Криосфера земли. 2014. Т. 18. № 1. С. 83–87.

284. Лоботросова С. А. Сукцессии растительного покрова эоловых форм рельефа в северной тайге Западной Сибири (на примере бассейна реки Надым): дисс. ... к.б.н.: 03.02.08 / С. А. Лоботросова. Тюмень, 2020. 193 с.

285. Лоботросова С. А. Роль мезорельефа в зарастании естественных песчаных дюн в подзоне северной тайги Западной Сибири / С. А. Лоботросова, Ю. С. Сафонов, А. В. Соромотин и др. // Актуальные вопросы биогеографии: материалы Международной конференции. Санкт-Петербург : Издательство Санкт-Петербургского государственного университета, 2018. С. 242-244.

286. Лоботросова С. А. Закономерности развития растительности на песчаных обнажениях в подзоне северной тайги Западной Сибири (на примере бассейна р. Надым) / С. А. Лоботросова, А. В. Соромотин // Ландшафтоведение: теория, методы, ландшафтно-экологическое обеспечение природопользования и устойчивого развития. материалы XII Международной ландшафтной конференции. 2017. С. 369-373.

287. Лукашев В. К. Палеогеологические условия образования дюнно-песчаных отложений Белорусского Полесья: автореф. дисс. ... к.г.-м.н. / В. К. Лукашев. Минск : Наука и техника, 1963. 23 с.

288. Лукашев К. И. Геология четвертичного периода / К. И. Лукашев. Минск : Наука и техника, 1971. 399 с.

289. Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (Очерк новейших тектонических движений) / Г. Ф. Лунгерсгаузен // Советская геология. 1955. Т. 45. С. 52-77.

290. Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири / Г. Ф. Лунгерсгаузен // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Том 3. Москва : Издательство Академии Наук СССР, 1961a. С. 209-217.

291. Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна Средней и Нижней Лены и ее дельты / Г. Ф. Лунгерсгаузен // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы

докладов. Ленинград, 1961b.

292. Лупян Е. А. Спутниковый мониторинг лесных пожаров в 21 веке на территории Российской Федерации (цифры и факты по данным детектирования активного горения) / Е. А. Лупян, С. А. Барталев, И. В. Балашов, В. А. Егоров, Д. В. Ершов, Д. А. Кобец, К. С. Сенько, Ф. В. Стыценко, И. Г. Сычугов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 158.

293. Лыткин В. М. Использование БПЛА при изучении морфологии активных дюнных массивов Центральной Якутии / В. М. Лыткин, Г. И. Шапошников, М. Р. Павлова и др. // XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук: Тезисы докладов всероссийской научно-практической конференции с международным участием, Иркутск, 5–10 сентября 2023 года. Иркутск : Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии Наук, 2023. С. 207-210.

294. Маак Р. Вилюйский округ Якутской области. Ч. 2 / Р. Маак. Санкт-Петербург : Типография и хромолитография А. Траншеля, 1886. 108 с.

295. Магомедова М. А. Растительный покров / М. А. Магомедова, Л. Н. Морозова // Мониторинг биоты полуострова Ямал в связи с развитием объектов добычи и транспорта газа. Екатеринбург, 1997. С. 11—99.

296. Мазарович А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Поволжья / А. Н. Мазарович // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1935. Т. 4. № 2. С. 91-118.

297. Макеров И. А. О ледниковых отложениях при впадении Иртыша в Обь / И. А. Макеров // Труды Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. 1891. Т. 21. № 1.

298. Максимов А. Л. Древние материковые дюны в Западной Сибири / А. Л. Максимов // Природа. 1930. Тт. 7-8.

299. Мамаев С. А. Озеленение городов и поселков нефтегазодобывающих районов Среднего Приобья: методические рекомендации / С. А. Мамаев. Свердловск : Академии наук СССР. Уральский научный центр., 1978. 50 с.

300. Маринич А. М. Геоморфология южного Полесья / А. М. Маринич. Киев : Издение Киевского государственного университета, 1963. 232 с.

301. Марков К. К. Древние материковые дюны Европы / К. К. Марков // Природа. 1928a. № 6. С. 554-574.

302. Марков К. К. Древние материковые дюны Европы (окончание) / К. К. Марков // Природа. 1928b. № 9. С. 787-802.

303. Мартин Э. Проблемы строения и абразии береговых дюн северного побережья Чудского озера / Э. Мартин // Известия Академии Наук Эстонской ССР. Геология. 1986. Т. 35. № 2. С. 76-82.

304. Мартынов Л. Г. Проблемы озеленения города Сыктывкара в республике Коми / Л. Г. Мартынов, Л. А. Скупченко, А. В. Вокуева // Научно-практический журнал «Вестник ИрГСХА». 2011. Т. 44. С. 55–63.

305. Матвеев А. В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии / А. В. Матвеев. Минск : Наука и техника, 1976. 160 с.

306. Матвеев А. В. История формирования рельефа Беларуси / А. В. Матвеев. Минск : Навука і тэхніка, 1990. 144 с.

307. Матвеев А. В. Рельеф Белоруссии / А. В. Матвеев, Б. Н. Гурский, Р. И. Левицкая. Минск : Университетское, 1988. 319 с.

308. Матвеева Н. В. Растительность окрестностей Таймырского биогеоценологического стационара / Н. В. Матвеева // Структура и функции биогеоценозов Таймырской тундры. Ленинград : Наука, 1978. С. 72-113.

309. Матвеева Н. В. Принципы классификации растительности тундровой зоны (на полуострове Таймыр) / Н. В. Матвеева // Сообщества Крайнего Севера и человек. Москва : Наука, 1985. С. 56-79.

310. Матлахова Е. Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины: дисс. ... к.г.н.: 25.00.25 / Е. Ю. Матлахова. Москва, 2014. 167 с.

311. Матушкин А. С. Структура ландшафтов и почвенного покрова долинных зандров Вятско-Камского Предуралья: дисс. ... к.г.н. : 25.00.23 / А. С. Матушкин. Вятский государственный гуманитарный университет, 2012. 415 с.

312. Матышак Г. В. Особенности формирования почв севера Западной Сибири в условиях криогенеза: дисс. … к.б.н.: 03.00.27 / Г. В. Матышак. Москва, 2009. 157 с.

313. Межрегиональная стратиграфическая схема квартера территории РФ [Электронный ресурс]. URL: https://karpinskyinstitute.ru/ru/info/quaternary-2500/sch-korr14.pdf (дата обращения: 20.09.2024).

314. Методика оценки экологического состояния и нормативы качества зеленых насаждений Санкт-Петербурга [Электронный ресурс]. URL: https://www.gov.spb.ru/gov/otrasl/ecology/metodika-ocenki-ekologicheskogo-sostoyaniya-i-normativy-kachestva-zele/ (дата обращения: 20.09.2024).

315. Мильков Ф. Н. Ополье - Полесский ландшафтный пояс Русской равнины / Ф. Н. Мильков // Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы. Воронеж : Издательство Воронежского государственного университета, 1981. С. 284–300.

316. Миндовский В. Л. Озеленение северных городов / В. Л. Миндовский. Молотов : Молотовгиз, 1947. 96 с.

317. Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на

площади Европейской части СССР / Г. Ф. Мирчинк // Известия Академии наук СССР. VII серия. Отделение физико-математических наук. 1928. № 2. С. 113-142.

318. Мирчинк Г. Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи / Г. Ф. Мирчинк // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1935. Т. 4. № 2. С. 5-36.

319. Морены и динамика оледенений Западной Сибири (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, выпуск 672) / Ред. С. А. Архипов. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1987. 160 с.

320. Москаленко Н. Г. Антропогенная динамика растительности равнин криолитозоны России / Н. Г. Москаленко. Новосибирск, 1999. 280 с.

321. Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири (Труды ИГН АН СССР; Выпуск 14. Геологическая серия № 4) / А. И. Москвитин рукопись. Москва : Издательство Академии наук СССР, 1940. 83 с.

322. Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении / А. И. Москвитин. Москва : Издательство Академии наук СССР, 1958. 217 с.

323. Московченко Д. В. Пространственно-временной анализ природных пожаров в лесотундре Западной Сибири / Д. В. Московченко, С. П. Арефьев, М. Д. Московченко, А. А. Юртаев // Сибирский экологический журнал. 2020. Т. 27. № 2. С. 243-255.

324. Московченко Д. В. Оценка современной динамики ландшафтов Заполярного месторождения с использованием спутниковых данных / Д. В. Московченко, М. Д. Московченко // Вестник Тюменского государственного университета: Экология и природопользование. 2018. Т. 4. № 2.

325. Муниципальная программа «Формирование комфортной городской среды» [Электронный ресурс]. URL: https://libraries-yanao.ru/elektronnye-resursy/elektronnaya-biblioteka/periodiks/pdf/rabochiy-nadyma/2017/417.pdf (дата обращения: 20.09.2024).

326. Мушкетов И. В. Физическая геология / И. В. Мушкетов. Санкт-Петербург : Типография Ю.Н.Эрлиха, 1906. 373 с.

327. Мякушко В. К. Экология сосновых лесов / В. К. Мякушко, Ф. В. Вольвач, П. Г. Плюта. Киев : Урожай, 1989. 248 с.

328. Нагинский Н. А. Оледенение Западно-Сибирской низменности / Н. А. Нагинский // Природа. 1950. № 12. С. 14-21.

329. Нагинский Н. А. Области развеивания четвертичных ледниковых покровов Западно-Сибирской низменности / Н. А. Нагинский // Доклады Академии наук СССР. 1953. Т. 91. № 2. С. 375-378.

330. Назаров Д. В. Новое о четвертичных отложениях центральной части Западносибирской Арктики / Д. В. Назаров // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 213-221.

331. Назаров Д. В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: дисс. ... к.г.-м.н.: 25.00.01 / Д. В. Назаров. Санкт-Петербург, 2011. 174 с.

332. Назаров Д. В. Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики / Д. В. Назаров, О. А. Никольская, А. С. Гладышева, И. В. Жигмановский, М. В. Ручкин, А. В. Меркульев // Региональная геология и металлогения. 2020. № 82. С. 16-34.

333. Назаров Н. Н. Древние каналы стока и эоловый рельеф Кельтминской ложбины (бассейн верхней Камы) / Н. Н. Назаров // География и современные проблемы географического образования: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Екатеринбург : Уральский государственный педагогический университет, 2019. С. 20-24.

334. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть I. Метеорологические наблюдения на станциях. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1985. 281 с.

335. Никитин С. Н. Бассейн р. Лесного Тамбова / С. Н. Никитин // Известия Геологического комитета. 1900. Т. 19. С. 115-116.

336. Николаев В. А. Парагенезис полесий-ополий Центральной России / В. А. Николаев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2013. № 5. С. 45-50.

337. Николаев Н. И. О зональности в распространении новейших континентальных отложений / Н. И. Николаев // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1947. № 10. С. 5-16.

338. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (вопросы региональной и теоретической неотектоники) / Н. И. Николаев. Москва : Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

339. Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов / Н. И. Николаев // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1948. Т. 7. № 1. С. 1-13.

340. Николаенко В. М. Субаэральные покровные отложения севера Западной Сибири: м. дисс. / В. М. Николаенко. Санкт-Петербург, 2016. 83 с.

341. Никольская О. А. Позднеплейстоценовая история гидрографической сети северной части Печорского бассейна: дисс. ... к.г.-м.н.: 25.00.01 / О. А. Никольская. Санкт-Петербург, 2006. 156 с.

342. Новикова А. В. Верхнечетвертичные отложения центральной части Гыданского полуострова (район озера Парисенто) / А. В. Новикова, А. В. Баранская, А. И. Синицкий // Арктика и Антарктика. 2019. № 2. С. 62-79.

343. Обручев В. А. Закаспийская низменность: геологический и орографический очерк по данным, собранным во время экскурсий в 1886-1887-1888 гг. / В. А. Обручев. 4. Санкт-Петербург : Типография Императорской Академии наук, 1890. 270 с.

344. Обручев В. А. Полевая геология / В. А. Обручев. Москва; Ленинград : Нефт. изд-во НТУ ВСНХ, 1927. 354 с.

345. Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии / В. А. Обручев // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1931. № 3. С. 43-119.

346. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири: Период 5: (1918-1940), выпуск II: Западно-Сибирская низменность, восточный склон Урала и Тургайская впадина / В. А. Обручев. Москва : Издательство Академии Наук СССР, 1947. 63 с.

347. Оль Г. А. Планировка и застройка жилых комплексов Крайнего Севера / Г. А. Оль, Т. В. Римская-Корсакова, В. Г. Танкян. Ленинград : Стройиздат, 1968. 120 с.

348. Осинцева Н. В. Субаэральные отложения Черноозерской гривы (долина р. Иртыш): гранулометрический состав, генезис, динамика осадконакопления / Н. В. Осинцева, И. В. Шмидт, Т. А. Горбунова, Т. Лауэр, Б. Шнайдер, Х. Тинапп, Х. Штойбле // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 2. С. 51-60.

349. Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод / А. П. Павлов // Землеведение. 1898. Тт. 3-4. С. 91-147.

350. Павлов П. Д. Географическое распространение эоловых песков в Центральной Якутии / П. Д. Павлов // Эоловые образования Центральной Якутии. Якутск : Институт математики Сибирского отдаления Академии наук СССР, 1981. С. 18-30.

351. Павлов П. Д. Некоторые аспекты изучения тукуланов Центральной Якутии / П. Д. Павлов, Г. Н. Максимов // Эоловые образования Центральной Якутии. Якутск : Институт Мерзлотоведения Сибирского отделения Академии наук СССР, 1981. С. 4-18.

352. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения (Труды Института геологии и геофизики СО РАН, выпуск 470). Новосибирск : Издательство Наука. Сибирское отделение, 1980. 114 с.

353. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: (Атлас-монография) / Ред. И. П. Герасимов, А. А. Величко. Москва : Наука, 1982. 156 с.

354. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен - голоцен. Атлас-монография. Москва : ГЕОС, 2009. 120 с.

355. Панин А. В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие / А. В. Панин. Москва : Географический факультет Московского государственного университета, 2014. 116 с.

356. Панюков А. Н. Экологические проблемы землепользования и пути их преодоления на крайнем севере / А. Н. Панюков, И. Б. Арчегова // Вестник института биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии Наук. 2007. Т. 11. № 121. С. 12-15.

357. Паянская-Гвоздева И. И. Структура растительного покрова северной тайги Кольского полуострова / И. И. Паянская-Гвоздева. Ленинград : Академия наук СССР, 1990. 110 с.

358. Петров Б. Ф. Наносы и почвы бассейна р. Конды (приток Иртыша) / Б. Ф. Петров // Известия государственного географического общества. 1934. Т. 66. № 1. С. 647-692.

359. Печкин А. С. Зеленые насаждения главных улиц города Надыма / А. С. Печкин, Ю. А. Печкина, А. С. Красненко // Урбоэкосистемы: проблемы и перспективы развития: Материалы VI Международной научно-практической конференции (Ишим, 16 марта 2018 г.). Ишим : Издательство Тюменского государственного университета, 2018. С. 117–119.

360. Печкина Ю. А. Зеленые насаждения города Надыма как элемент экологического каркаса / Ю. А. Печкина, А. С. Печкин, А. С. Красненко // Географические исследования Евразии: история и современность: Материалы Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной 160-летию экспедиции П. П. Семенова на Тянь-Шань. Москва, 2016. С. 309—313.

361. Письмаркина Е. В. Новые находки чужеродных видов сосудистых растений в Ямало-Ненецком автономном округе (Россия) / Е. В. Письмаркина, А. Г. Быструшкин // Фиторазнообразие Восточной Европы. 2019. Т. 13. № 1. С. 107-113.

362. Побожий А. А. Мертвая дорога (Из записок инженера-изыскателя) / А. А. Побожий // Новый мир. 1964. № 8. С. 89–181.

363. Полевая геоботаника Т. 3. Москва; Ленинград : Наука, 1964. 530 с.

364. Полевая геоботаника Т. 4. Москва; Ленинград : Наука, 1972. 336 с.

365. Полевая геоботаника Т. 5. Москва; Ленинград : Наука, 1976. 320 с.

366. Помазкова Е. Н. Озеленение северных городов и поселков / Е. Н. Помазкова. Ленинград : Госстройиздат, 1962. 127 с.

367. Попов А. С. Оценка состояния кедрово-лиственничного древостоя парка им. Е. Ф. Козлова в г. Надыме Ямало-Ненецкого автономного округа / А. С. Попов, В. И. Крюк, Р. Н. Гайсин, Н. В. Луганский, Е. Н.

Горина // Леса России и хозяйство в них. 2014. Т. 2. № 49. С. 24–29.

368. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций: Классификация формаций / В. И. Попов. Ленинград : Недра, 1966. 208 с.

369. Попов И. В. Инженерная геология СССР. Часть 1. Общие основы региональной инженерной геологии / И. В. Попов. Москва : Изд-во МГУ, 1961. 178 с.

370. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). Материалы международного симпозиума. Москва : ГЕОС, 2000. 99 с.

371. Пуровский район: природа, население, хозяйство. Тюмень : Издательство Тюменского государственного университета, 1996. 95 с.

372. Распоряжение Комитета от 23.03.2022 № 76-р «О внесении изменений в распоряжение Комитета от 03.02.2021 № 17-р» [Электронный ресурс]. URL: https://docs.cntd.ru/document/573573186%0A%0A (дата обращения: 20.09.2024).

373. Ребристая О. В. Флора востока Большеземельской тундры / О. В. Ребристая. Ленинград : Наука, 1977. 377 с.

374. Результаты деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий. 2000–2009 гг. Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2010. 84 с.

375. Реймерс Н. Ф. Экология (теории, законы, правила принципы и гипотезы) / Н. Ф. Реймерс. Москва : Журнал «Россия Молодая», 1994. 367 с.

376. Рейнек Г.-Э. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) / Г.-Э. Рейнек, И. Б. Сингх. Москва : Недра, 1981. 439 с.

377. Рельеф Западно-Сибирской равнины / Ред. О. В. Кашменская. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1988. 192 с.

378. Рельеф среды жизни человека / Ред. Э. А. Лихачёва, Д. А. Тимофеев. Москва : Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.

379. Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21-27 марта 1967 г.). Часть 2. Тюмень : Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, 1970. 145 с.

380. Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15-20 февраля 1960 г.). Ленинград : Гостопиздат, 1961. 466 с.

381. Романцов Р. В. Населенные пункты с искусственным микроклиматом для экстремальных природно-климатических условий полярных регионов / Р. В. Романцов // Архитектура и строительство России. 2016. Т. 3. № 219. С. 82–89.

382. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах / Л. Б. Рухин. Ленинград : Недра, 1969. 703 с.

383. Рысин Л. П. Сосновые Леса европейской части СССР / Л. П. Рысин. Москва : Наука, 1975. 212 с.

384. Рысин Л. П. Сосновые леса России / Л. П. Рысин, Л. И. Савельева. Москва : Товарищество научных изданий КМК, 2008. 289 с.

385. Рябков И. В. Древние приледниковые бассейны междуречья Камы, Печоры, Вычегды и их реликты / И. В. Рябков // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1976. № 45. С. 94-105.

386. Рябогина Н. Е. Палиностратиграфическая летопись изменения облика ландшафтов позднеледниковья и голоцена из донных отложений Андреевской озерной системы / Н. Е. Рябогина, С. Н. Иванов, А. С. Афонин и др. // Ландшафтоведение: теория, методы, ландшафтно-экологическое обеспечение природопользования и устойчивого развития: матер. XII Межд. ландш. конф. Тюмень : Издательство Тюменского государственного университета, 2017. Т. 1. С. 332-338.

387. Сажин А. Н. Эоловый морфогенез и современный климат Евразии (ст. 2. Катастрофические эоловые процессы, динамические различия эоловых процессов современной и ледниковой эпох) / А. Н. Сажин, Ю. И. Васильев, В. П. Чичагов, Г. А. Ларионов // Геоморфология. 2013. № 2. С. 3-15.

388. Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений севера Сибири / В. Н. Сакс // Советская Геология. 1941. № 5. С. 53-66.

389. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике (Тр. НИИГА; Т. 201) / В. Н. Сакс. Москва; Ленинград : Издательство Главного управления Северного морского пути, 1948. 134 с.

390. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике (Труды НИИГА; Т. 77) / В. Н. Сакс. Москва; Ленинград : Водтрансиздат, 1953. 628 с.

391. Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири / В. Н. Сакс // Труды Научно-исследовательского института геологии Арктики. 1959. Т. 96. № 8. С. 151-163.

392. Санько А. Ф. Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси / А. Ф. Санько, В. И. Ярцев, А. В. Дубман. Минск : Право и экономика, 2012. 311 с.

393. Седых В. Н. Леса и нефтегазовый комплекс / В. Н. Седых. Новосибирск : Наука, 2011. 138 с.

394. Сергеев А. В. Генезис и распространение песков Удмуртии и их оценка как сырьевой базы / А. В. Сергеев // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. 2014. № 1. С. 131-143.

395. Серебряков И. Г. Экологическая морфология растений / И. Г. Серебряков. Москва : Высшая школа, 1962. 378 с.

396. Сибирцев Н. М. О послетретичных образованиях 72-го листа десятиверстной карты России / Н. М. Сибирцев // Известия геологического комитета. Санкт-Петербург, 1891. Т. 10. С. 1-9.

397. Сибирцев Н. М. Общая геологическая карта Европейской России. Т. 15 / Н. М. Сибирцев. 1896.

398. Сидорчук А. Ю. Позднеледниковые палеорусла рек Западной Сибири / А. Ю. Сидорчук, А. В. Панин, О. К. Борисова // Известия Российской Академии наук. Серия географическая. 2008. № 2. С. 67-75.

399. Сизов О. С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири / О. С. Сизов // Российская академия наук, Сибирское отделение, Институт криосферы Земли / Ред. Г. Я. Барышников. Новосибирск : Академическое издательство «Гео», 2015a. С. 124.

400. Сизов О. С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири / О. С. Сизов. Новосибирск : Академическое издательство «Гео», 2015b. 124 с.

401. Сизов О. С. Распространение и морфометрические особенности северных материковых дюн Западной Сибири / О. С. Сизов // XXXVII пленум Геоморфологической комиссии РАН: тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Иркутск : Издательство Института земной коры СО РАН, 2023. С. 307-312.

402. Сизов О. С. Особенности развития техногенной нарушенности на севере Западной Сибири в связи с добычей и транспортировкой нефти и газа / О. С. Сизов // Экология и промышленность России. 2025a. Т. 29. № 5. С. 58-65.

403. Сизов О. С. Картографическая оценка морфометрических и морфодинамических характеристик наиболее крупных котловин выдувания на севере Западной Сибири / О. С. Сизов // Геодезия и картография. 2025b. Т. 1019. № 5. С. 28-38.

404. Сизов О. С. Уточнение параметров классификации методом опорных векторов (SVM) при крупномасштабном картографировании арктических ландшафтов (на примере острова белый, карское море) / О. С. Сизов, И. Р. Идрисов, А. А. Юртаев // Исследование Земли из космоса. 2020a. № 3. С. 77-92.

405. Сизов О. С. Актуализация первичных геологических данных о строении четвертичных образований в среднем течении р. Казым (западная часть Сибирских Увалов) / О. С. Сизов, С. Е. Коркин // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. № 10. С. 255-260.

406. Сизов О. С. Пространственное распределение естественного и антропогенного эолового рельефа на севере Западной Сибири / О. С. Сизов, Н. Е. Лобжанидзе // Геодезия и картография. 2022. № 8. С. 22-32.

407. Сизов О. С. Лишайниковые сосняки северной тайги Западной Сибири как индикатор ледниковых условий рельефообразования / О. С. Сизов, С. А. Лоботросова, А. В. Соромотин // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 60-68.

408. Сизов О. С. Оценка физико-химических свойств верхних органо-минеральных горизонтов песчаных обнажений на севере Западной Сибири (на примере среднего течения р. Надым) / О. С. Сизов, С. А. Лоботросова, А. В. Соромотин // Географическая среда и живые системы. 2020b. № 1. С. 31-52.

409. Сизов О. С. Оценка обеспеченности зеленой инфраструктурой жителей арктического города (на примере Надыма) / О. С. Сизов, Р. Ю. Федоров, Ю. А. Печкина, М. С. Мичугин, В. В. Куклина, А. В. Соромотин, А. В. Федаш // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12. № 4. С. 475-490.

410. Сизов О. С. Оценка эффективности мер по ветрозащите населения города Надым / О. С. Сизов, Р. Ю. Федоров, А. В. Соромотин // Экология урбанизированных территорий. 2023. № 3. С. 93-102.

411. Сизов О. С. Реконструкция истории формирования торфяно-минеральной гряды пучения в нижнем течении реки Надым / О. С. Сизов, А. А. Юртаев, А. В. Соромотин, Е. М. Копцева, А. О. Вольвах, Е. В. Абакумов, Н. М. Бердников, Н. В. Приходько, Д. А. Гурьев // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 2. С. 3-13.

412. Сизов О. С. Границы покровных оледенений Западной Сибири: геоморфологический реанализ / О. С. Сизов // Пути эволюционной географии: матер. II Всеросс. науч. конф., посвящ. памяти проф. А.А. Величко. (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). Москва : Изд-во ФГБУН Института географии РАН, 2021. С. 355-360.

413. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ / Ю. Г. Симонов. Москва : Издательство Московского университета, 1972. 255 с.

414. Симонов Ю. Г. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке. Исторические аспекты / Ю. Г. Симонов, В. Н. Конищев, А. А. Лукашов, В. И. Мысливец, Л. Г. Никифоров, Г. И. Рычагов // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1998. № 4. С. 41-48.

415. Симонов Ю. Г. Человек, общество, рельеф: основы социально-экономической геоморфологии / Ю. Г. Симонов, В. И. Кружалин, Т. Ю. Симонова. Москва : Диалог культур, 2004. 120 с.

416. Симонов Ю. Г. Геоморфология и проблемы изучения окружающей среды / Ю. Г. Симонов, Д. А. Тимофеев // Известия АН СССР. Серия географическая. 1989. № 4. С. 8-15.

417. Скарлыгина-Уфимцева М. Д. Биогеохимические особенности массива ультраосновных пород Петусьярви (Юго-Западная Карелия) / М. Д. Скарлыгина-Уфимцева, Е. Е. Плахотина // Современные проблемы

биогеографии. Ленинград : Издательство Ленинградского государственного университета, 1980. С. 78-100.

418. Смоленцев Б. А. Структура почвенного покрова Сибирских Увалов (северотаежная подзона Западной Сибири) / Б. А. Смоленцев. Новосибирск : Издательство Сибирского отделения Российской Академии наук, 2002. 118 с.

419. Смоленцев Б. А. Экологические особенности формирования почвенного покрова ЗПП «Сибирские Увалы» / Б. А. Смоленцев, Л. Ю. Дитц // Экологические исследования восточной части Сибирских Увалов: Сборник научных трудов ЗПП «Сибирские Увалы». Нижневартовск : Издательствово «Приобье», 2002. Т. 1. С. 24-36.

420. Снегомер весовой ВС-43: Руководство по эксплуатации. ИЛАН.416134.001РЭ. 18 с.

421. Соболев Д. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины / Д. Соболев // Известия Русского географического общества. 1924a. Т. 56. № 1. С. 101–140.

422. Соболев Д. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины (окончание) / Д. Соболев // Известия Русского географического общества. 1924b. Т. 56. № 2. С. 5–36.

423. Соболев Д. Польско-Украинская перигляциальная эоловая формация / Д. Соболев // Известия Украинского Отделения Геологического Комитета. 1925. № 6. С. 51–78.

424. Соколов Н. А. Дюны, их развитие, образование и внутреннее строение (Труды Императорского Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей) / Н. А. Соколов. 1884. 450 с.

425. Солодовников А. И. Хозяйственная деятельность как фактор воздействия на окружающую среду в регионах добычи нефти и газа (оценка и принятие управленческих решений): дисс. ... д.г.н.: 25.00.24 / А. И. Солодовников. Санкт-Петербург, 2007. 432 с.

426. Сопина Е. П. Почвообразование в лесотундре Западной Сибири (междуречье Надым-Пур): дисс. ... к.б.н.: 06.01.03 / Е. П. Сопина. Москва, 1982. 264 с.

427. Соромотин А. В. Воздействие добычи нефти на таежные экосистемы Западной Сибири / А. В. Соромотин. Тюмень : Издательство Тюменского государственного университета, 2010. 320 с.

428. Соромотин А. В. Бореальные ландшафты севера Западной Сибири в условиях хозяйственного освоения / А. В. Соромотин, О. Н. Барышникова, Г. Я. Барышников, О. С. Сизов // Вестник Алтайского научного центра Сибирской академии наук высшей школы (АНЦ САН ВШ). 2005. С. 152-159.

429. Соромотин А. В. Способ восстановления лишайникового покрова. Патент на изобретение RU 2793437 C1, 03.04.2023 / А. В. Соромотин, Н. В. Приходько, Е. С. Степанюк и др.

430. Соромотин А. В. Способ укрепления поверхности деградированной почвы. Патент на изобретение RU 2787505 C1, 09.01.2023 / А. В. Соромотин, Н. В. Приходько, Е. С. Степанюк и др.

431. Соромотин А. В. Активизация эоловых процессов на севере Западной Сибири в связи с возросшим антропогенным воздействием / А. В. Соромотин, О. С. Сизов // Проблемы Региональной Экологии. 2007. № 4. С. 12-15.

432. Соромотин А. В. Микроклиматические особенности песчаных дюн северной тайги Западной Сибири / А. В. Соромотин, И. Н. Эзау, О. С. Сизов, С. А. Лоботросова, К. А. Франк // Метеорология и гидрология. 2021. № 8. С. 88-100.

433. Свод правил. Градостроительство. Планировка и застройка городских и сельских поселений. СП 42.13330.2016.

434. Спиридонов А. И. Геоморфология северо-восточной части Калининской области / А. И. Спиридонов // Ученые записки Московского государственного университета. География. 1938. Т. 23. С. 112-157.

435. Сродных Т. Б. Озеленение городов Тюменского Севера / Т. Б. Сродных. Екатеринбург : Уральский государственный Лесотехнический университет, 2006. 139 с.

436. Сродных Т. Б. Состояние и концептуальные направления озеленения северных городов Западной Сибири: дисс. ... д.с.-х.н.: 06.03.04 / Т. Б. Сродных. Екатеринбург, 2008. 349 с.

437. Стандарт отрасли. ОСТ-41-08-205-99. Методики количественного химического анализа. Москва : ВИМС, 1999. 96 с.

438. Стась И. Н. «Голая» урбанизация: озеленение городов нефтяников Западной Сибири (1960 - 1980-е гг.) / И. Н. Стась // История и краеведение Западной Сибири: проблемы и перспективы изучения (сборник материалов V Региональной научно-практической конференции с международным участием). Ишим : Издательство Тюменского государственного университета, 2014. С. 140–145.

439. Стратегия социально-экономического развития муниципального образования Надымский район до 2030 года [Электронный ресурс]. URL: https://nadym.yanao.ru/activity/11468/ (дата обращения: 20.09.2024).

440. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 / Н. М. Страхов. Москва : Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

441. Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края / В. Н. Сукачев // Экспедиции Академии наук СССР 1932 года. Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1933. С. 166-178.

442. Сукачев В. Н. Исследование четвертичных отложений Нарымского края / В. Н. Сукачев // Экспедиции Академии наук СССР 1933 года. Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1934. С. 35-47.

443. Сумина О. И. Формирование растительности на техногенных местообитаниях Крайнего Севера России: дисс. ... д.б.н.: 03.02.01 / О. И. Сумина. Санкт-Петербург, 2011. 540 с.

444. Сумина О. И. Разнообразие и динамика растительности карьеров в лесотундре Западной Сибири (окрестности г. Лабытнанги, Ямало-Ненецкий АО) / О. И. Сумина, Е. М. Копцева // Растительность России. 2004. № 6. С. 83-103.

445. Суходровский В. Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях (на примере Земли Франца-Иосифа) / В. Л. Суходровский. Москва : Наука, 1967. 120 с.

446. Таргульян В. О. Планетарные экзогенные процессы и почвообразование / В. О. Таргульян // Известия АН СССР. Серия географическая. 1985. № 6. С. 51-59.

447. Таргульян В. О. Теория педогенеза и эволюции почв / В. О. Таргульян. Москва : ГЕОС, 2019. 296 с.

448. Теория и практика химического анализа почв / Ред. Л. А. Воробъева. Москва : ГЕОС, 2006. 400 с.

449. Терёшкин И. С. Растительность Мордовского заповедника. Последовательные ряды сукцессий / И. С. Терёшкин, Л. В. Терёшкина // Труды Мордовского государственного природного заповедника им. П.Г. Смидовича. 2006. № 7. С. 186-287.

450. Тигеев А. А. Современная динамика природной и антропогенной растительности зоны предтундровых лесов Западной Сибири по данным вегетационного индекса / А. А. Тигеев, Д. В. Московченко, А. В. Фахретдинов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 166-177.

451. Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах / Д. А. Тимофеев // Геоморфология. 1972. № 2. С. 3-12.

452. Томсон Н. М. Проветривание жилого квартала / Н. М. Томсон. Москва : Биомедгиз, 1937. 76 с.

453. Туаев Н. П. Проблема нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности в свете новых данных / Н. П. Туаев // Нефтяное хозяйство. Москва, 1937. С. 52-57.

454. Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса / П. А. Тутковский // Землеведение. 1899. № 1-2. С. 213-311.

455. Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария / П. А. Тутковский. Москва : Типо-литография Товарищества И.Н. Кушнерев и К°, 1910. 373 с.

456. Тутковский П. А. Геологические исследования в Минской губернии. Часть 2 / П. А. Тутковский. Витебск : Типография «Коминтерн», 1925. 362 с.

457. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Новосибирск : Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 2000. 64 с.

458. Федеральная служба государственной статистики.

459. Федорец Н. Г. Формирование лесных сообществ на техногенных землях севера-запада таежной зоны России / Н. Г. Федорец, А. И. Соколов, А. М. Крышень и др. Петрозаводск : Карельский научный центр Российской академии наук, 2011. 130 с.

460. Федоров Е. С. Заметки о нахождении меловых и валунных отложений в приуральской части Северной Сибири / Е. С. Федоров // Известия Геологического Комитета. 1887. С. 239-250.

461. Федоров Р. Ю. Возможности применения концепции «зимнего города» в российской Арктике (на примере города Надым) / Р. Ю. Федоров, О. С. Сизов, В. В. Куклина // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 2. С. 291-303.

462. Федорович Б. А. Развитие учения о рельефе песчаных пустынь / Б. А. Федорович // Проблемы освоения пустынь. 1974. № 1. С. 39-47.

463. Федорович Б. А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь / Б. А. Федорович. Москва : Наука, 1983. 238 с.

464. Федорчук В. Н. Лесные экосистемы северо-западных районов России: Типология, динамика, хозяйственные особенности / В. Н. Федорчук, В. Ю. Нешатаев, М. Л. Кузнецова. Санкт-Петербург : Санкт-Петербургский научно-исследовательский институт лесного хозяйства, 2005. 382 с.

465. Филиппова Е. В. Динамика лесной рекультивации техногенных земель вдоль федеральной автодороги «Амур» (на примере Забайкальского края) / Е. В. Филиппова, Л. Н. Пак, В. П. Бобринев // Вестник Забайкальского государственного университета. 2015. Т. 6. № 121. С. 51-56.

466. Флора Сибири. Т. 1. Новосибирск : Наука, 1988. 200 с.

467. Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии / Н. А. Флоренсов // Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 78-89.

468. Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях / Н. А. Флоренсов // Геоморфология. 1971. № 2. С. 3-10.

469. Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации / Н. А. Флоренсов // Проблемы эндогенного рельефообразования. Москва : Наука, 1976. С. 399-419.

470. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии / Н. А. Флоренсов. Москва : Наука, 1978. 237 с.

471. Формирование систем отдыха и озеленения на Севере : Сб. науч. тр. / Ред. Ю. Б. Хромов. Ленинград

: Ленинградский зональный научно-исследовательский и проектный институт типового и экспериментального проектирования жилых и общественных зданий, 1981. 135 с.

472. Фрадкин М. М. О двукратном оледенении Западно-Сибирской низменности / М. М. Фрадкин // Доклады Академии наук СССР. 1939a. Т. 24. № 4. С. 349-350.

473. Фрадкин М. М. По Торм-Яуну и Надыму / М. М. Фрадкин // Омская область. 1939b. № 5. С. 48-52.

474. Фрадкин М. М. Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности / М. М. Фрадкин // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1946. № 8. С. 82-94.

475. Хабаков А. В. Об эоловых послетретичных образованиях Вятской губернии / А. В. Хабаков // Записки Российского минералогического общества. Выпуск 2. Ленинград, 1926. С. 380-391.

476. Хабаков А. В. Об индексах окатанности галек / А. В. Хабаков // Советская геология. 1946. Т. 10. С. 46-52.

477. Хаин В. Е. Учение о геологических формациях на современном этапе / В. Е. Хаин // Известия Академии наук. Серия геологическая. 1980. № 11. С. 3–12.

478. Хаин В. Е. Общая геотектоника / В. Е. Хаин. Москва : Наука, 1973. 510 с.

479. Холмовой Г. В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима / Г. В. Холмовой // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1988. № 57. С. 90-100.

480. Холмовой Г. В. О фациальных типах перигляциального аллювия равнинных рек / Г. В. Холмовой // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2000. Т. 5. № 10. С. 38-41.

481. Холмовой Г. В. К вопросу о современном состоянии учения о новейших континентальных формациях равнин / Г. В. Холмовой // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2013. № 2. С. 19-22.

482. Хренов В. Я. Почвы криолитозоны Западной Сибири: морфология, физико-химические свойства, геохимия / В. Я. Хренов. Новосибирск : Наука, 2011. 214 с.

483. Хромов Ю. Б. Озеленение и благоустройство в городах и групповых системах расселения на Севере / Ю. Б. Хромов. Москва : Центр научно-технической информации по гражданскому строительству и архитектуре, 1975. 65 с.

484. Цыганов А. А. Очерки по физической географии Твери / А. А. Цыганов. Тверь : Тверской государственный университет, 2018. 226 с.

485. Черепанов С. К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР) / С. К. Черепанов. Санкт-Петербург : Мир и семья, 1995. 990 с.

486. Чернов Г. А. Четвертичные отложения и геоморфология Печорской гряды / Г. А. Чернов // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1960. № 25. С. 3-19.

487. Чижов Б. Е. Рекультивация и ремедиация в лесах Западной Сибири / Б. Е. Чижов, О. А. Кулясова. Пушкино : Всероссийский научно-исследовательский институт лесоводства и механизации лесного хозяйства, 2018. 222 с.

488. Чичагов В. П. Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины / В. П. Чичагов. Москва : Научный мир, 2010. 513 с.

489. Чичагов В. П. Аридная геоморфология, ее смысл и содержание / В. П. Чичагов // Вестник института комплексных исследований аридных территорий. 2011a. Т. 2. № 23. С. 19-28.

490. Чичагов В. П. Проблемы аридной геоморфологии / В. П. Чичагов // Геоморфология. 2011b. № 2. С. 13-23.

491. Чичагов В. П. О законах аридной геоморфологии / В. П. Чичагов // Геоморфология. 2016. Т. 2. С. 3-17.

492. Чочиа Н. Г. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции) / Н. Г. Чочиа, С. П. Евдокимов. Саранск : Издательство Мордовского государственного университета, 1993. 248 с.

493. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований (Труды Геологического института АН СССР, выпуск 161) / Е. В. Шанцер. Москва : Наука, 1966. 242 с.

494. Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности / С. Б. Шацкий // Труды Томского государственного университета. 1956. Т. 133. С. 21-25.

495. Шацкий С. Б. Кайнозой Западно-Сибирской плиты: дисс. ... д.г.-м.н.: 04.00.01 / С. Б. Шацкий. Новосибирск, 1975. 423 с.

496. Шейнкман В. С. Палеоэкология севера Западной Сибири в последнюю холодную эпоху плейстоцена: новые свидетельства и сценарии / В. С. Шейнкман, С. Н. Седов, Е. В. Безрукова // Экосистемы: экология и динамика. 2022. Т. 6. № 4. С. 71-88.

497. Шелейховский Г. В. Естественные санитарно-гигиенические факторы планировки. Выпуск 2. Планировка и социалистическая реконструкция городов / Г. В. Шелейховский. Москва; Ленинград : Госстройиздат, 1934. 178 с.

498. Шенников А. П. Введение в геоботанику / А. П. Шенников. Ленинград : Ленинградский государственный университет имени А. С. Пушкина, 1964. 477 с.

499. Шефер Н. В. История растительности и пожаров арктической части Пур-Тазовского междуречья в голоцене / Н. В. Шефер, Т. А. Бляхарчук, С. В. Лойко, Л. С. Шумиловских, И. И. Гуреева // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 244-263.

500. Шилова И. И. Первичные сукцессии растительности на техногенных песчаных обнажениях в нефтегазодобывающих районах Среднего Приобья / И. И. Шилова // Экология. 1977. № 6. С. 5–14.

501. Шилова И. И. Техногенные пески и их рекультивация / И. И. Шилова, Э. Б. Терехова, А. И. Лукьянец // Растения и промышленная среда. 1980. Т. 7. С. 131-145.

502. Шиятый Е. И. Методы определения механической прочности структурных отдельностей при изучении ветровой эрозии почв / Е. И. Шиятый, А. Б. Лавровский // Почвоведение. 1971. № 12. С. 146-150.

503. Шляков Р. Н. Печеночные мхи. Морфология, филогения, классификация / Р. Н. Шляков. Ленинград : Наука. Ленинградское отделение, 1975. 148 с.

504. Шубаев Л. П. Геоморфологический очерк бассейна р. Торм-Яун и водораздела ее с р. Надымом / Л. П. Шубаев // Ученые записки Ленинградского пединститута им. Герцена. 1948. Т. 73.

505. Шубаев Л. П. Сургутское полесье Западно-Сибирской низменности / Л. П. Шубаев // Известия всесоюзного географического общества СССР. 1956. Т. 88. № 2. С. 167-169.

506. Шумилова Е. В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби (Труды института геологии и геофизики СО АН СССР. Выпуск 158) / Е. В. Шумилова. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1974. 80 с.

507. Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины / Я. С. Эдельштейн // Известия Западно Сибирского отдела Русского географического общества. 1925. Т. 5. С. 1-76.

508. Эдельштейн Я. С. К вопросу об оледенении севера Западно-Сибирской равнины / Я. С. Эдельштейн // Природа. 1931. № 6. С. 602-604.

509. Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности (Труды Института физической географии АН СССР. Выпуск 20. № 2) / Я. С. Эдельштейн. Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1936. 88 с.

510. Юнатов А. А. Типы и содержание геоботанических исследований. Выбор пробных площадей и заложение экологических профилей / А. А. Юнатов // Полевая геоботаника. 1964. Т. 3. С. 9-36.

511. Юрцев Б. А. Флористическое ограничение и разделение Арктики / Б. А. Юрцев, А. И. Толмачев, О. В. Ребристая // Арктическая флористическая область. Ленинград : Наука, 1978. С. 9-104.

512. Яковлев А. В. Градостроительство на Крайнем Севере / А. В. Яковлев. Ленинград : Стройиздат, 1987. 182 с.

513. Яковлев С. А. Рекогносцировочное исследование Тихвинского лесничества / С. А. Яковлев // Лесоведение и лесоводство. 1927. Т. 4.

514. Яковлев С. А. Деятельность Комиссии по изучению четвертичного периода за 1927 и 1928 гг. / С. А. Яковлев // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1929. № 1. С. 1-12.

515. Янина Т. А. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции / Т. А. Янина, А. А. Свиточ, Р. Н. Курбанов, А. С. Мюррей, Н. Т. Ткач, Н. В. Сычев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2017. № 1. С. 20-28.

516. Abbasi H. R. Assessment of the distribution and activity of dunes in Iran based on mobility indices and ground data / H. R. Abbasi, C. Opp, M. Groll, H. Rohipour, A. Gohardoust // Aeolian Research. 2019. Vol. 41. P. 100539.

517. Ahlbrandt T. S. The dynamic Holocene dune fields of the Great Plains and Rocky Mountain Basins, U.S.A / T. S. Ahlbrandt, J. B. Swinehart, D. G. Maroney // Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology. Amsterdam : Elsevier, 1983. P. 379-406.

518. Alexanderson H. Aeolian activity in Sweden: an unexplored environmental archive / H. Alexanderson, M. Bernhardson, E. Kalinska-Nartisa // LUNDQUA Report. 2016. Vol. 42.

519. Alhajraf S. Numerical simulation of sand and snow drift at porous fences / S. Alhajraf // Proceedings ICAR5/GCTE-SEN, Intern Center for Arid ans Semiarid Lands Studies, Texas. 2002. № 02-2. P. 208-213.

520. Allen J. R. L. Sedimentary structures: their character and physical basis, vol. 1. Developments in Sedimentology 30 / J. R. L. Allen. Amsterdam : Elsevier, 1982. 663 p.

521. Alley R. B. Changes in continental and sea-salt atmospheric loadings in central Greenland during the most recent deglaciation: model-based estimates / R. B. Alley, R. C. Finkel, K. Nishiizumi, S. Anandakrishnan, C. A. Shuman, G. Mershon, G. A. Zielinski, P. A. Mayewski // Journal of Glaciology. 1995. Vol. 41. № 139. P. 503-514.

522. Alley R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland / R. B. Alley // Quaternary Science Reviews. 2000. Vol. 19. № 1-5. P. 213-226.

523. Allgaier A. Aeolian sand transport and vegetation cover / A. Allgaier // Arid Dune Ecosystems: The Nizzana Sands in the Negev Desert. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, 2008. P. 211-224.

524. Anderson R. S. Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a fluctuating wind on particle trajectories / R. S. Anderson // Journal of Geology. 1987. Vol. 95. P. 497-512.

525. Anderson R. S. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport / R. S.

Anderson, M. Sørensen, B. B. Willetts // Acta Mechanica (Suppl.). 1991. Vol. 1. P. 1-19.

526. Anderson S. P. Glaciers show direct linkage between erosion rate and chemical weathering fluxes / S. P. Anderson // Geomorphology. 2005. Vol. 67. № 1-2. P. 147-157.

527. Andreotti B. Giant aeolian dune size determined by the average depth of the atmospheric boundary layer / B. Andreotti, A. Fourie`re, F. Ould-Kaddour, B. Murray, P. Claudin // Nature. 2009. № 457. P. 1120-1123.

528. Anthonsen K. L. Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climatic changes: Råbjerg Mile, Skagen Odde, Denmark / K. L. Anthonsen, L. B. Clemmensen, J. H. Jensen // Geomorphology. 1996. Vol. 17. № 1-3. P. 63-77.

529. Antoine P. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany / P. Antoine, D.-D. Rousseau, O. Moine, S. Kunesch, C. Hatté, A. Lang, H. Tissoux, L. Zöller // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. № 25-26. P. 2955-2973.

530. Ardon K. Dynamics of nebkhas superimposed on a parabolic dune and their effect on the dune dynamics / K. Ardon, H. Tsoar, D. G. Blumberg // Journal of Arid Environments. 2009. Vol. 73. № 11. P. 1014-1022.

531. Arens S. M. Patterns of sand transport on vegetated foredunes / S. M. Arens // Geomorphology. 1996. Vol. 17. № 4. P. 339-350.

532. Arens S. M. Evaluatie dynamisch kustbeheer Friese Waddeneilanden / S. M. Arens, M. A. M. Löffler, E. M. A. Nuijen (in Dutch). Bureau voor Strand-en Duinonderzoek, 2007. 74 p.

533. Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands. Third Edition / Ed. D. S. G. Thomas. Third Edit. Chichester : John Wiley & Sons, 2011.

534. Astakhov V. The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland / V. Astakhov // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 92. P. 388-408.

535. Astakhov V. I. Evidence of Late Pleistocene ice dammed lakes in West Siberia / V. I. Astakhov // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 607-621.

536. Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view / V. I. Astakhov // Boreas. 2013. Vol. 42. № 1. P. 1-24.

537. Astakhov V. Loessoids of Russia: Varieties and distribution / V. Astakhov, L. Pestova, V. Shkatova // Quaternary International. 2021. Vol. 620. № July 2020. P. 24-35.

538. Astakhov V. Glaciomorphological Map of the Russian Federation / V. Astakhov, V. Shkatova, A. Zastrozhnov, M. Chuyko // Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 4-14.

539. Athabasca Sand Dunes Provincial Park [Electronic resource]. URL: https://www.tourismsaskatchewan.com/provincialpark/1414/athabasca-sand-dunes-provincial-park#sort=relevancy (date accessed: 20.09.2024).

540. Atkinson N. Landform signature of the Laurentide and Cordilleran ice sheets across Alberta during the last glaciation / N. Atkinson, D. J. Utting, S. M. Pawley // Canadian Journal of Earth Sciences. V. 2014. Vol. 51. № 12. P. 1067-1083.

541. Aufrère L. Le cycle morphologique des dunes / L. Aufrère // Annales de Géographie. 1931. Vol. 40. № 226. P. 362-385.

542. Ayling B. F. Niveo-eolian sediment deposits in Coastal South Victoria Land, Antarctica: Indicators of regional variability in weather and climate / B. F. Ayling, H. A. McGowan // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2006. Vol. 38. № 3. P. 313-324.

543. Baas A. C. W. Ecogeomorphic state variables and phase-space construction for quantifying the evolution of vegetated aeolian landscapes / A. C. W. Baas, J. M. Nield // Earth Surface Processes and Landforms. 2010. Vol. 35. № 6. P. 717-731.

544. Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes / R. A. Bagnold. London : Methuen, 1941. 265 p.

545. Ball G. H. Isodata, a novel method of data analysis and pattern classification / G. H. Ball, D. J. Hall. Menlo Park, CA : Stanford Research Institute, 1965. 32 p.

546. Ballantyne C. K. Periglacial Geomorphology / C. K. Ballantyne. Chichester : Wiley-Blackwell, 2018.

547. Balram S. Attitudes toward urban green spaces: integrating questionnaire survey and collaborative GIS techniques to improve attitude measurements / S. Balram, S. Dragićević // Landscape and Urban Planning. 2005. № 71. P. 147-162.

548. Barrett J. W. A quasi-variational inequality problem arising in the modeling of growing sandpiles / J. W. Barrett, L. Prigozhin // ESAIM: Mathematical Modelling and Numerical Analysis. 2013. Vol. 47. № 4. P. 1133-1165.

549. Barrett K. Static and dynamic controls on fire activity at moderate spatial and temporal scales in the Alaskan boreal forest / K. Barrett, T. Loboda, A. D. McGuire, H. Genet, E. Hoy, E. Kasischke // Ecosphere. 2016. Vol. 7. № 11. P. 21.

550. Baughman C. A. Remotely Sensing the Morphometrics and Dynamics of a Cold Region Dune Field Using Historical Aerial Photography and Airborne LiDAR Data / C. A. Baughman, B. M. Jones, K. L. Bodony, D. H. Mann, C. F. Larsen, E. Himelstoss, J. Smith // Remote Sensing. 2018. Vol. 10. № 5. P. 792.

551. Beiser V. The world in a grain: the story of sand and how it transformed civilization / V. Beiser. New York : Riverhead Books, 2018.

552. Bergqvist E. Svenska inlandsdyner. Oversilet och forslag till dynreservat / E. Bergqvist in Swedish. Solna, Sweden, 1981. 109 p.

553. Bertalanffy L. von. The Theory of Open Systems in Physics and Biology / L. von Bertalanffy // Science. 1950. Vol. 111. № 2872. P. 23-29.

554. Bertran P. Revised map of European aeolian deposits derived from soil texture data / P. Bertran, M. Bosq, Q. Borderie, C. Coussot, S. Coutard, L. Deschodt, O. Franc, P. Gardère, M. Liard, P. Wuscher // Quaternary Science Reviews. 2021. Vol. 266. P. 107085.

555. Biermann R. Changes in a lichen-rich dry sand grassland vegetation with special reference to lichen synusiae and Campylopus introflexus / R. Biermann, F. J. A. Daniels // Phytocoenologia. 1997. P. 257-273.

556. Bilbro J. D. Comparative performance of forage sorghum, grain sorghum, kenaf, switchgrass, and slat-fence windbarriers in reducing wind velocity / J. D. Bilbro, D. W. Fryrear // Journal of Soil and Water Conservation. 1997. Vol. 52. № 6. P. 447-452.

557. Binda P. L. Bimodal grain-size distributions of some Kalahari-type sands from Zambia / P. L. Binda, P. R. Hildred // Sedimentary Geology. 1973. Vol. 10. № 3. P. 233-237.

558. Bird E. C. F. Dune stability on Fraser Island / E. C. F. Bird // Queensland Naturalist. 1974. Vol. 21. № 1-2. P. 15-21.

559. Biscaye P. I. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland / P. I. Biscaye, F. E. Crousset, M. Revel, S. van der Gaast, G. A. Zielinski, A. Vaars, G. Kukla // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. P. 26765-26781.

560. Black R. F. Eolian Deposits of Alaska / R. F. Black // Arctic. 1951. Vol. 4. № 2. P. 89-111.

561. Blaschke T. Object based image analysis for remote sensing / T. Blaschke // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2010. Vol. 65. № 1. P. 2-16.

562. Bockheim J. G. Genesis of active sand-filled polygons in lower and central Beacon Valley, Antarctica / J. G. Bockheim, M. D. Kurz, S. A. Soule, A. Burke // Permafrost and Periglacial Processes. 2009. Vol. 20. № 3. P. 295-308.

563. Bolch T. GIS for Glaciers and Glacial Landforms / T. Bolch, D. Loibl // Comprehensive Geographic Information Systems. Amsterdam : Elsevier, 2018. Vol. 2. P. 112-139.

564. Borsy Z. Blown sand territories in Hungary / Z. Borsy // Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände. Late Vistulan (Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in North and West Europe. 1991. № 90. P. 1-14.

565. Bosch M. A. Development of an urban green space indicator and the public health rationale / M. A. Bosch, P. Mudu, V. Uscila, M. Barrdahl, A. Kulinkina, B. Staatsen, W. Swart, H. Kruize, I. Zurlyte, A. I. Egorov // Scandinavian Journal of Public Health. 2016. Vol. 44. № 2. P. 159-167.

566. Böse M. A palaeoclimatalogical interpretation of frost wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Peneglacial and Late Glacial / M. Böse // Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände. Late Vistulan (Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in North and West Europe. 1991. № 90. P. 15-28.

567. Bosworth T. O. Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest Parts of Peru / T. O. Bosworth. London : MacMillan, 1922. 434 p.

568. Bourke M. C. Sand dune movement in the Victoria Valley, Antarctica / M. C. Bourke, R. C. Ewing, D. Finnegan, H. A. McGowan // Geomorphology. 2009. Vol. 109. № 3-4. P. 148-160.

569. Bowden R. D. Inputs, Outputs, and Accumulation of Nitrogen in an Early Successional Moss (Polytrichum) Ecosystem / R. D. Bowden // Ecological Monographs. 1991. Vol. 61. № 2. P. 207-223.

570. Bowers J. E. The plant ecology of inland dunes in western North America / J. E. Bowers // Journal of Arid Environments. 1982. Vol. 5. № 3. P. 199-220.

571. Bowman D. M. J. S. Fire in the earth system. Vol. 324 / D. M. J. S. Bowman, J. K. Balch, P. Artaxo et al. 2009.

572. Bristow C. S. Slipfaceless ‘whaleback’ dunes in a polar desert, Victoria Valley, Antarctica: Insights from ground penetrating radar / C. S. Bristow, H. M. Jol, P. Augustinus, I. Wallis // Geomorphology. 2010. Vol. 114. № 3. P. 361-372.

573. Brodzikowski K. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits / K. Brodzikowski, A. J. van Loon // Earth-Science Reviews. 1987. Vol. 24. № 5. P. 297-381.

574. Brodzikowski K. Glacigenic sediments (Developments in Sedimentology, Volume 49) / K. Brodzikowski, A. J. van Loon. Elsevier Science, 1990. 673 p.

575. Brookfield M. E. Aeolian processes and features in cool climates / M. E. Brookfield // Geological Society, London, Special Publications. 2011. Vol. 354. № 1. P. 241-258.

576. Brown J. The circumpolar active layer monitoring (calm) program: Research designs and initial results / J. Brown, K. M. Hinkel, F. E. Nelson // Polar Geography. 2000. Vol. 24. № 3. P. 166-258.

577. Bryant R. G. Remote Sensing of Aeolian Processes / R. G. Bryant, M. C. Baddock // Treatise on Geomorphology (Second Edition). 2022. Vol. 7. P. 84-119.

578. Bullard J. E. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland / J. E. Bullard, M. J. Austin // Aeolian Research. 2011. Vol. 3. № 1. P. 43-54.

579. Bultmann H. Lichen richness-biomass relationship in terricolous lichen vegetation on non-calcareous substrates / H. Bultmann, F. J. A. Daniels // Phytocoenologia. 2001. Vol. 31. № 4. P. 537-570.

580. Butterfield G. R. Grain transport rates in steady andunsteady turbulent airflows / G. R. Butterfield // Acta Mechanica (Suppl.). 1991. Vol. 1. P. 97-122.

581. Cailleux A. Les actiones eoliennes periglaciaires en Europe / A. Cailleux // Mémoires de la Société géologique de France. 1942. Vol. 46. P. 1-176.

582. Cailleux A. Niveo-eolian Deposits. Encyclopedia of Sedimentology / A. Cailleux // Academic Press. 1978. Vol. 6. P. 501-503.

583. Calkin P. E. The Sand Dunes of Victoria Valley, Antarctica / P. E. Calkin, R. H. Rutford // Geographical Review. 1974. Vol. 64. № 2. P. 189-216.

584. Castel I. I. Y. Morphogenetic aspects and age of late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe / I. I. Y. Castel, E. Koster, R. Slotboom // Zeitschrift für Geomorphologie. 1989. Vol. 33. № 1. P. 1-26.

585. Catt J. A. Loess and cover sands / J. A. Catt, F. W. Shotton // British Quaternary studies: recent advances. 1977. P. 221-229.

586. Cegla J. Sedymentacja lessow Polski / J. Cegla // Acta Universitatis Wratislaviensis. 1972. № 168. P. 71.

587. Celiņš M. N. Inland Dunes at Seda Plain / M. N. Celiņš // Scientific Papers Universuty of Latvia. 2011. Vol. 767. № October 2011. P. 6-16.

588. Chadwick H. W. Plant succession on sand dunes in Fremont County Idaho / H. W. Chadwick, P. D. Dalke // Ecology. 1965. Vol. 46. P. 766-785.

589. Chandler B. M. Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice / B. M. Chandler, H. Lovell, C. M. Boston, S. Lukas, I. D. Barr, Í. Ö. Benediktsson, J. Cook, G. McDonald, C. R. Stokes, D. Fabel, J. J. M. van der Meer, N. F. Glasser, A. P. Stroeven // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 185. P. 806-846.

590. Chang Y. The spatial variation in forest burn severity in Heilongjiang Province, China / Y. Chang, Z. Zhu, Y. Fen, Y. Li, R. Bu, Y. Hu // Natural Hazards. 2016. Vol. 81. P. 981-1001.

591. Chapman D. Updating winter: the importance of climate- sensitive urban design for winter settlements / D. Chapman, K. L. Nilsson, A. Rizzo, A. Larsson // Arctic Yearbook. 2018. P. 2-20.

592. Charru F. Sand Ripples and Dunes / F. Charru, B. Andreotti, P. Claudin // Annual Review of Fluid Mechanics. 2013. Vol. 45. № 1. P. 469-493.

593. Chen B. Geochemistry of aeolian sand in the Taklamakan Desert and Horqin Sandy Land, northern China: Implications for weathering, recycling, and provenance / B. Chen, X. Yang, Q. Jiang, P. Liang, L. Lattin Mackenzie, Y. Zhou // Catena. 2022. Vol. 208. P. 105769.

594. Chen G. Provenance of Aeolian Sediments in the Ordos Deserts and Its Implication for Weathering, Sedimentary Processes / G. Chen, Z. Dong, C. Li, W. Shi, T. Shao, W. Nan, J. Yang // Frontiers in Earth Science. 2021a. Vol. 9. № July. P. 1-19.

595. Chen S. Integrating Quantity and Quality to Assess Urban Green Space Improvement in the Compact City / S. Chen, D. Haase, B. Xue, T. Wellmann, S. Qureshi // Land. 2021b. Vol. 10. № 12. P. 1367.

596. Chen Z. Urban land cover classification based on WorldView-2 image data / Z. Chen, X. Ning, J. Zhang // 2012 International Symposium on Geomatics for Integrated Water Resource Management. IEEE, 2012. P. 1-5.

597. Cheng H. Characteristics of particle size for creeping and saltating sand grains in aeolian transport / H. Cheng, J. He, X. Zou, J. Li, C. Liu, B. Liu, C. Zhang, Y. Wu, L. Kang // Sedimentology. 2015. Vol. 62. № 5. P. 1497-1511.

598. Chepil W. S. Climatic index of wind erosion conditions in the Great Plains / W. S. Chepil, F. H. Siddoway, D. V. Armbrust // Soil Science Society of America Proceedings. 1963. Vol. 27. № 4. P. 449-451.

599. Chepil W. S. The physics of wind erosion and its control / W. S. Chepil, N. P. Woodruff // Advances in Agronomy. 1963. Vol. 15. P. 211-302.

600. Chepil W. S. Dynamics of wind erosion. I. Nature of movement of soil by wind / W. S. Chepil // Soil Science. 1945a. Vol. 60. № 4. P. 305-320.

601. Chepil W. S. Dynamics of wind erosion. II. Initiation of soil movement / W. S. Chepil // Soil Science. 1945b. Vol. 60. № 4. P. 397-411.

602. Chorley R. J. Geomorphology and general systems theory : Professional Paper / R. J. Chorley // US Government Printing Office. 1962. Vol. 500. № B. P. 45-55.

603. Cimburova Z. Location matters. A systematic review of spatial contextual factors mediating ecosystem services of urban trees / Z. Cimburova, M. B. Pont // Ecosystem Services. 2021. Vol. 50. P. 101296.

604. Clark C. BRITICE glacial map, version 2: A map and GIS database of glacial landforms of the last British–Irish Ice Sheet / C. Clark, J. Ely, L. Greenwood, A. Hughe, R. Meehan, I. Barr, D. Bateman, T. Bradwell, J. Doole, D. Evans, C. Jordan, X. Monteys, X. Pellicer, M. Sheehy // Boreas. 2017. Vol. 47. P. 11-27.

605. Clark C. Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British ice sheet / C. Clark, D. Evans, A. Khatwa, T. Bradwell, C. Jordan, S. Marsh, W. Mitchell, M. Bateman // Boreas. 2004. Vol. 33. P. 359-375.

606. Comaniciu D. Mean shift: a robust approach toward feature space analysis / D. Comaniciu, P. Meer // IEEE

Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 2002. Vol. 24. № 5. P. 603-619.

607. Cook E. R. A time series analysis approach to tree-ring standardization: Ph.D. thesis / E. R. Cook. Tucson : Arisona University Press, 1985. 171 p.

608. Cook E. R. Tree-ring standardization and growth-trend estimation / E. R. Cook, K. R. Brijfa, S. G. Shiatov et al. // Methods of Dendrochronology. Application in the Environmental Sciences. Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 104-123.

609. Cooke R. U. Geomorphology in Deserts / R. U. Cooke, A. Warren. London : Batsford, 1973. 347 p.

610. Cooper W. S. Coastal sand dunes of Oregon and Washington / W. S. Cooper // Geological Society of America, Memoir 072. 1958. Vol. 72. P. 1-162.

611. Cornelis W. M. A parameterization for the threshold shear velocity to initiate deflation of dry and wet sediment / W. M. Cornelis, D. Gabriels, R. Hartmann // Geomorphology. 2004a. Vol. 59. P. 43-51.

612. Cornelis W. M. A simple model for prediction of the deflation threshold shear velocity of dry loose particles / W. M. Cornelis, D. Gabriels, R. Hartmann // Sedimentology. 2004b. Vol. 51. P. 39-51.

613. Courrech du Pont S. Two modes for dune orientation / S. Courrech du Pont, C. Narteau, X. Gao // Geology. 2014. Vol. 42. № 9. P. 743-746.

614. Courrech du Pont S. Complementary classifications of aeolian dunes based on morphology, dynamics, and fluid mechanics / S. Courrech du Pont, D. M. Rubin, C. Narteau, M. G. A. Lapôtre, M. Day, P. Claudin, I. Livingstone, M. W. Telfer, J. Radebaugh, C. Gadal, A. Gunn, P. A. Hesp, S. Carpy, C. S. Bristow, A. C. W. Baas, R. C. Ewing, G. F. S. Wiggs // Earth-Science Reviews. 2024. Vol. 255. P. 104772.

615. Crocker R. L. The Simpson Desert expedition 1939 scientific reports 8: the soils and vegetation of the Simpson Desert and its borders / R. L. Crocker // Transactions of the Royal Society of South Australia. 1946. № 70. P. 235-258.

616. Cui B. Distribution and Growth Drivers of Oases at a Global Scale / B. Cui, D. Gui, Q. Liu, S. K. Abd-Elmabod, Y. Liu, B. Lu // Earth's Future. 2024. Vol. 12. № 4.

617. Czeppe Z. Procesy eolnicze: deflacja; akumulacja / Z. Czeppe // Przebieg glownych procesow morfogenetyczbych w poludniowozachodnim Spitzbergenie. Zeszyty naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego, Prace geograficzne. 1966. № 13. P. 122-123. in Polish, English.

618. Darke I. B. Monitoring considerations for a dynamic dune restoration project: Pacific Rim National Park Reserve, British Columbia, Canada / I. B. Darke, J. B. R. Eamer, H. E. R. Beaugrand, I. J. Walker // Earth Surface Processes and Landform. 2013. Vol. 38. P. 983-993.

619. David P. P. Sand dunes in Canada / P. P. David // Department of Engergy, Mines and Resources. 1979. P. 12-14.

620. David P. P. Sand dune occurrences in Canada / P. P. David. Ottawa : Canadian Department of Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, 1981a. 183 p.

621. David P. P. Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan / P. P. David // Canadian Journal of Earth Sciences. 1981b. Vol. 18. № 2. P. 286-310.

622. Delgado-Fernandez I. Natural and human controls on dune vegetation cover and disturbance / I. Delgado-Fernandez, N. O'Keeffe, R. G. D. Davidson-Arnott // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 672. P. 643-656.

623. Demidov I. N. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics / I. N. Demidov, M. Houmark-Nielsen, K. H. Kjaer, E. Larsen // Boreas-International Journal of Quaternary Research. 2006. Vol. 35. № 3. P. 425-443.

624. Derbyshire E. Glacioaeolian Processes, Sediments, and Landforms / E. Derbyshire, L. A. Owen // Past Glacial Environments. Elsevier, 2018. P. 273-308.

625. Dijkmans J. W. A. Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland and their palaeoenvironmental implications / J. W. A. Dijkmans, T. E. Törnqvist // Meddelelser om Grønland. Geoscience. 1991. Vol. 25. P. 7-19.

626. Dong Z. The flux profile of a blowing sand cloud: a wind tunnel investigation / Z. Dong, X. Liu, H. Wang // Geomorphology. 2002. Vol. 49. P. 219-230.

627. Dreimanis A. Tills: their genetic terminology and classification / A. Dreimanis // Genetic classification of glacigenic deposits. Rotterdam : Balkema, 1989. P. 17-83.

628. Dreimanis A. Field criteria for the recognition of till or tillite / A. Dreimanis, C. Schlüchter // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1985. Vol. 51. № 1-4. P. 7-14.

629. Dumont S. On a dual formulation for the growing sandpile problem / S. Dumont, N. Igbida // European Journal of Applied Mathematics. 2009. Vol. 20. № 2. P. 169-185.

630. Düne // AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste. 2023. P. 1-6.

631. Durán O. Vegetation Against Dune Mobility / O. Durán, H. J. Herrmann // Physical Review Letters. 2006. Vol. 97. № 18. P. 188001.

632. Dushkova D. Urban Green Space in Transition: Historical parks and Soviet heritage in Arkhangelsk, Russia / D. Dushkova, D. Haase, A. Haase // Critical Housing Analysis. 2016. Vol. 3. № 2. P. 1.

633. Dylikowa A. Fazy rozwoju wydm w srodkowej Polsce w schylkowym plejstocenie / A. Dylikowa // Follia

Quaternaria. 1968. № 29. P. 119-126.

634. Elias S. A. Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition / S. A. Elias. 2013.

635. Ellenberger F. Hommage à André Cailleux [Electronic resource]. URL: https://www.annales.org/archives/cofrhigeo/cailleux.html (date accessed: 20.09.2024).

636. Embleton C. Glacial Geomorphology / C. Embleton, C. A. M. King. London : E. Arnold Publishers, 1977. 573 p.

637. Environmental Geomorphology and Landscape Conservation / Ed. D. R. Coates. London : Routledge, 1973. 498 p.

638. Epstein H. Tundra greenness / H. Epstein, U. Bhatt, M. Raynolds, D. Walker, J. Pinzon, C. J. Tucker, B. C. Forbes, T. Horstkotte, M. Macias-Fauria, A. Martin, G. Phoenix, J. Bjerke, H. Tømmervik, P. Fauchald, H. Vickers, R. Myneni, T. Park, C. Dickerson // Bulletin of the American Meteorological Society (BAMS). 2018. Vol. 99. № 8. P. 165-169.

639. Erhardt T. High-resolution aerosol concentration data from the Greenland NorthGRIP and NEEM deep ice cores / T. Erhardt, M. Bigler, U. Federer, G. Gfeller, D. Leuenberger, O. Stowasser, R. Röthlisberger, S. Schüpbach, U. Ruth, B. Twarloh, A. Wegner, K. Goto-Azuma, T. Kuramoto, H. A. Kjær, P. T. Vallelonga, M.-L. Siggaard-Andersen, M. E. Hansson, A. K. Benton, L. G. Fleet, R. Mulvaney, E. R. Thomas, N. Abram, T. F. Stocker, H. Fischer // Earth System Science Data. 2022. Vol. 14. № 3. P. 1215-1231.

640. Esau I. Warmer urban climates for development of green spaces in northern Siberian cities / I. Esau, V. Miles // Geography. Environment. Sustainability. 2016. Vol. 9. № 4. P. 48-62.

641. Esau I. Trends in normalized difference vegetation index (NDVI) associated with urban development in northern West Siberia / I. Esau, V. V. Miles, R. Davy, M. W. Miles, A. Kurchatova // Atmospheric Chemistry and Physics. 2016. Vol. 16. № 15. P. 9563-9577.

642. Esau I. Spatial structure and temporal variability of a surface urban heat island in cold continental climate / I. Esau, V. Miles, M. Varentsov, P. Konstantinov, V. Melnikov // Theoretical and Applied Climatology. 2019. Vol. 137. № 3-4. P. 2513-2528.

643. Esau I. The Arctic Amplification and Its Impact: A Synthesis through Satellite Observations / I. Esau, L. H. Pettersson, M. Cancet, B. Chapron, A. Chernokulsky, C. Donlon, O. Sizov, A. Soromotin, J. A. Johannesen // Remote Sensing. 2023. Vol. 15. № 5. P. 1354.

644. Escobedo F. J. Urban forests and pollution mitigation: Analyzing ecosystem services and disservices / F. J. Escobedo, T. Kroeger, J. E. Wagner // Environmental Pollution. 2011. Vol. 159. № 8-9. P. 2078-2087.

645. Evans D. J. A. Till: A Glacial Process Sedimentology / D. J. A. Evans. Chichester : Wiley-Blackwell, 2017. 320 p.

646. Exploring the World's Driest Climate // Institute for Environmental Studies, IES Report 101 / Eds. H. Lettau, K. Lettau. University of Wisconsin at Madison, 1978. P. 264.

647. Farías I. Introduction: decentring the object of urban studies / I. Farías; Eds. I. Farías, T. Bender. London : Routledge, 2010. 1-24 p.

648. Fedorov R. Zooming in on Arctic urban nature: green and blue space in Nadym, Siberia / R. Fedorov, V. Kuklina, O. Sizov, A. Soromotin, N. Prihodko, A. Pechkin, A. Krasnenko, A. Lobanov, I. Esau // Environmental Research Letters. 2021. Vol. 16. № 7. P. 075009.

649. Fenton L. K. 11.15 Extraterrestrial Aeolian Landscapes / L. K. Fenton, R. C. Ewing, N. T. Bridges et al. // Treatise on Geomorphology. Elsevier, 2013a. P. 287-312.

650. Fenton M. M. Surficial geology of Alberta; Alberta Energy Regulator, AER/AGS Map 601 / M. M. Fenton, E. J. Waters, S. M. Pawley et al. 2013b.

651. Field J. P. Toward a more holistic perspective of soil erosion: Why aeolian research needs to explicitly consider fluvial processes and interactions / J. P. Field, D. D. Breshears, J. J. Whicker // Aeolian Research. 2009. Vol. 1. № 1-2. P. 9-17.

652. Filion L. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec / L. Filion // Nature. 1984. Vol. 309. № 5968. P. 543-546.

653. Filion L. Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, Northern Quebec. In: Morisset, P. and Payette, S. (eds), Tree-line ecology / L. Filion, P. Morisset // Proceedings of the northern Québec tree-line conference, Nordicana (Centre d'Études nordiques, Université Laval). 1983. № 47. P. 73-94.

654. Flint R. F. Glacial and Quaternary geology / R. F. Flint. New York, N.Y. : John Wiley and Sons Incorporated, 1971. 892 p.

655. Flint R. F. Glacial Geology and the Pleistocene Epoch / R. F. Flint. Oxford New York, London : Wiley & Sons, Chapman & Hall, 1947. 589 p.

656. Folk R. L. Bimodal supermature sandstones: product of desert floor. In: Genesis and Classification of Sedimentary Rock / R. L. Folk // International Geological Congress, Report of the Twenty-Third Session. Prague, 1968. Vol. 8. P. 9-32.

657. Folk R. L. Longitudinal dunes of the north-western edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia 1: geomorphology and grain size relationships / R. L. Folk // Sedimentology. 1971. № 16. P. 5-54.

658. Forman S. L. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, Western Yamal Peninsula, Russia / S. L. Forman, O. Ingolfsson, V. Gataullin, W. F. Manley, H. Lokrantz // Quaternary Research. 2002. Vol. 57. № 2. P. 355-370.

659. Forman S. L. Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links / S. L. Forman, R. Oglesby, R. S. Webb // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 29. № 1-2. P. 1-29.

660. Forman S. L. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene / S. L. Forman, A. Tripaldi, P. L. Ciccioli // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. Vol. 411. P. 122-135.

661. Fredin O. Distribution of ice marginal moraines in NW Russian / O. Fredin, L. Rubensdotter, A. Welden, E. Larsen, A. Lysa // Journal of Maps. 2012. Vol. 8. № 3. P. 236-241.

662. French H. M. Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term ?periglacial? / H. M. French // Permafrost and Periglacial Processes. 2000. Vol. 11. № 1. P. 35-42.

663. Friedman G. M. Principles of Sedimentology / G. M. Friedman, J. E. Sanders. New York : Wiley, 1978. 792 p.

664. Friston K. The free-energy principle: a unified brain theory? / K. Friston // Nature Reviews Neuroscience. 2010. Vol. 11. № 2. P. 127-138.

665. Fristrup B. High arctic deserts / B. Fristrup // Congrès Géologique International, Comptes rendus de la dix-neuvième session. 1952. Vol. 7. № 7. P. 91-100.

666. Fryberger S. G. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand-sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument, Colorado / S. G. Fryberger, T. S. Ahlbrandt, S. Andrews // Journal of Sedimentary Petrology. 1979. Vol. 49. № 3. P. 733-746.

667. Gabysheva L. P. Forest fires impact on microclimatic and soil conditions in the forests of cryolithic zone (Yakutia, North-Eastern Russia) / L. P. Gabysheva, A. P. Isaev // Sibirskij Lesnoj Zurnal. 2015. № 6. P. 96-111.

668. Gaglioti B. V. Aeolian stratigraphy describes ice-age paleoenvironments in unglaciated Arctic Alaska / B. V. Gaglioti, D. H. Mann, P. Groves, M. L. Kunz, L. M. Farquharson, R. E. Reanier, B. M. Jones, M. J. Wooller // Quaternary Science Reviews. 2018. Vol. 182. P. 175-190.

669. Galon R. New investigations of inland dunes in Poland: Przeglad Geograficzny / R. Galon // Supplement. 1959. Vol. 31. P. 93-109.

670. Galon R. Procesy i formy wydmowe w Polsce (Dune processes and forms in Poland) / R. Galon // Prace Geograficzne. 1969. Vol. 75. P. 390.

671. Gardner J. How water, wind, waves and ice shape landscapes and landforms: Historical contributions to geomorphic science / J. Gardner // Geomorphology. 2020. Vol. 366. P. 106687.

672. Gebauer C. Die Dresdner Heide: Ein geographisches Landschaftsbild. 1. Teil / C. Gebauer // Zeitschrift für Gewässerkunde. 1904. Vol. 4. № 4-5. P. 193-278. (in German).

673. Giglio L. The collection 6 MODIS active fire detection algorithm and fire products / L. Giglio, W. Schroeder, C. O. Justice // Remote Sensing of Environment. 2016. № 178. P. 31-41.

674. Gillies J. A. Frequency, magnitude, and characteristics of aeolian sediment transport: McMurdo Dry Valleys, Antarctica / J. A. Gillies, W. G. Nickling, M. Tilson // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2013. Vol. 118.

675. Gkinis V. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period / V. Gkinis, S. B. Simonsen, S. L. Buchardt, J. W. C. White, B. M. Vinther // Nature. 2004. Vol. 431. № 7005. P. 147-151.

676. Glasser N. The glacial geology and Pleistocene history of South America between 38,8S and 56,8S / N. Glasser, K. Jansson, S. Harrison, J. Kleman // Quaternary Science Reviews. 2008. № 27. P. 365-390.

677. Glazunov A. Large-eddy simulation and stochastic modeling of Lagrangian particles for footprint determination in the stable boundary layer / A. Glazunov, Ü. Rannik, V. Stepanenko, V. Lykosov, M. Auvinen, T. Vesala, I. Mammarella // Geoscientific Model Development. 2016. Vol. 9. № 9. P. 2925-2949.

678. Global 2010 Bare Ground (30 m) [Electronic resource]. URL: https://glad.umd.edu/dataset/global-2010-bare-ground-30-m (date accessed: 12.06.2018).

679. Global Wind Atlas [Electronic resource]. URL: https://globalwindatlas.info/ru (date accessed: 19.10.2023).

680. Goudie A. S. Arid and semi-arid geomorphology / A. S. Goudie. Cambridge University Press, 2013. 467 p.

681. Goudie A. S. The character and possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman / A. S. Goudie, A. Warren, D. K. C. Jones, R. U. Cooke // The Geographical Journal. 1987. № 153. P. 231-256.

682. Green Visions: Greenspace Planning and Design in Nordic Cities / Eds. K. Nilsson, R. Weber, L. Rohrer. Stockholm : Publisher Arvinius; Orfeus Publishing, 2021. 240 p.

683. Grolier M. J. The desert land forms of Peru; a preliminary photographic atlas / M. J. Grolier, G. E. Ericksen, J. F. McCauley, E. C. Morris // United States Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Open-File Report 74-1044. 1974. P. 146.

684. Grootes P. M. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10 −3 - to 10 5 -year time resolution / P. M. Grootes, M. Stuiver // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1997. Vol. 102. № C12. P. 26455-26470.

685. Grootes P. M. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores / P. M. Grootes, M. Stuiver, J. W. C. White, S. J. Johnsen, J. Jouzel // Nature. 1993. Vol. 366. № 6455. P. 552-554.

686. Grzybowski J. Eolian activity during the last thousand years, climatic conditions, and the development of human economic activity in NE Poland and Finland / J. Grzybowski, O. Heikinen // Quaestiones Geographicae. 1981. № 7. P. 35-45.

687. Guilcher A. Récherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc / A. Guilcher, F. Joly // Travaux de l'Institut Scientifique chérifien, Série Géologie, Géographie physique. 1954. № 2. P. 140. (in French).

688. Gutbier C. A. Die Sandformen der Dresdner Haide, bezogen auf die Ausbildung des Elbthales während der Alluvialzeit / C. A. Gutbier // Sitzungs-Berichte der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Isis zu Dresden, Jahrgang. 1865. Vol. 1864. № 4-6. P. 42-54. (in German).

689. Habert G. Environmental impacts and decarbonization strategies in the cement and concrete industries / G. Habert, S. A. Miller, V. M. John, J. L. Provis, A. Favier, A. Horvath, K. L. Scrivener // Nature Reviews Earth & Environment. 2020. Vol. 1. № 11. P. 559-573.

690. Hack J. T. Dunes of the Western Navajo Country / J. T. Hack // Geographical Review. 1941. Vol. 31. № 2. P. 240–63.

691. Hansen K. Geological and Geographical Investigations in Kong Frederik 9. Land: Morphology, Sediments, Periglacial Processes and Salt Lakes (Meddr Grdnland) / K. Hansen. 1970. 77 p.

692. Hansen M. C. High-resolution global maps of 21st-century forest cover change / M. C. Hansen, P. V. Potapov, R. Moore, M. Hancher, S. A. Turubanova, A. Tyukavina, D. Thau, S. V. Stehman, S. J. Goetz, T. R. Loveland, A. Kommareddy, A. Egorov, L. Chini, C. O. Justice, J. R. G. Townshend // Science. 2013. Vol. 342. № 6160. P. 850-853.

693. Hansen S. The Quaternary of Denmark / S. Hansen // The Quaternary, 1. New York : Interscience Publishers, 1965. P. 1-90.

694. Hasae D. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000 / D. Hasae, J. Fink, G. Haase, R. Ruske, M. Pécsi, H. Richter, M. Altermann, K.-D. Jäger // Quaternary Science Reviews. 2007. Vol. 26. № 9. P. 1301-1312.

695. Hashim H. Urban vegetation classification with NDVI threshold value method with very high resolution (VHR) pleiades imagery / H. Hashim, Z. Abd Latif, N. A. Adnan // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2019. Vols. XLII-4/W16. P. 237-240.

696. Hasse T. Charakterisierung der Sukzessionsstadien im Spergulo-Corynephoretum (Silbergrasfluren) unter besonderer Berücksichtigung der Flechten / T. Hasse // Tuexenia: Mitteilungen der Floristisch-Soziologischen Arbeitsgemeinschaft. 2005. Vol. 25. P. 407-424.

697. Hatala A. R. Land and nature as sources of health and resilience among Indigenous youth in an urban Canadian context: a photovoice exploration / A. R. Hatala, C. Njeze, D. Morton, T. Pearl, K. Bird-Naytowhow // BMC Public Health. 2020. Vol. 20. № 1. P. 538.

698. Hegetschweiler K. T. Linking demand and supply factors in identifying cultural ecosystem services of urban green infrastructures: A review of European studies / K. T. Hegetschweiler, S. de Vries, A. Arnberger, S. Bell, M. Brennan, N. Siter, A. S. Olafsson, A. Voigt, M. Hunziker // Urban Forestry & Urban Greening. 2017. Vol. 21. P. 48-59.

699. Heim R. J. Post-fire vegetation succession in the Siberian subarctic tundra over 45 years / R. J. Heim, A. Bucharova, L. Brodt, J. Kamp, D. Rieker, A. V. Soromotin, A. Yurtaev, N. Hölzel // Science of The Total Environment. 2021. Vol. 760. P. 143425.

700. Hesp P. A. Foredunes and blowouts; initiation, geomorphology and dynamics / P. A. Hesp // In: Gares, P.A. and Sherman, D.J. (eds), 29th Binghamton geomorphology symposium; coastal geomorphology. Geomorphology. 2002. Vol. 48. № 1-3. P. 245-268.

701. Hesp P. A. Aeolian dynamics over a coastal foredune, Prince Edward Island, Canada / P. A. Hesp, I. J. Walker, C. Chapman, R. Davidson-Arnott, B. O. Bauer // Earth Surface Processes and Landforms. 2013. Vol. 38. № 13. P. 1566-1575.

702. Hewitt R. E. Fire-severity effects on plant-fungal interactions after a novel tundra wildfire disturbance: Implications for arctic shrub and tree migration / R. E. Hewitt, T. N. Hollingsworth, F. Stuart Chapin, D. Lee Taylor // BMC Ecology. 2016. Vol. 16. № 1. P. 25-25.

703. Hilgers A. The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating / A. Hilgers, U. Radtke, G. Schellmann et al. / (Doctoral dissertation, Universität zu Köln). 2007. 440 p.

704. Hobbs W. H. Loess, Pebble Bands, and Boulders from Glacial Outwash of the Greenland Continental Glacier / W. H. Hobbs // The Journal of Geology. 1931. Vol. 39. № 4. P. 381-385.

705. Högbom I. Ancient Inland Dunes of Northern and Middle Europe / I. Högbom // Geografiska Annaler. 1923. Vol. 5. № 2-3. P. 113-242.

706. Holm D. A. Dome-shaped dunes of central Nejd, Saudi Arabia / D. A. Holm // C. R. 19th International Geological Congress. Algiers, 1953. P. 107-112.

707. Hopkins D. M. Aspects of the paleogeography of Beringia during the late Pleistocene / D. M. Hopkins // Paleoecology of Beringia. 1982. P. 3-28.

708. Howard A. D. Interaction of sand transport with topography and local winds in the northern Peruvian coastal desert. In: Barndorff-Nielsen, O., Møller, J.-T., Rasmussen, K.R. and Willetts, B.B. (eds) / A. D. Howard // Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sand, May 28-31. University of Aarhus, Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, 1985. P. 511-544.

709. Howard A. D. Theoretical model of optimal drainage networks / A. D. Howard // Water Resources Research. 1990. Vol. 26. № 9. P. 2107-2117.

710. Hu W. Provenance and formation mechanism of aeolian sands on the eastern bank of Co Nag Lake on the Qinghai-Tibet Plateau / W. Hu, S. Du, L. Tan, C. Chen, J. Duan, Y. Wu // Catena. 2022. Vol. 208. P. 105786.

711. Huang H. Q. Hydraulic geometry and maximum flow efficiency as products of the principle of least action / H. Q. Huang, G. C. Nanson // Earth Surface Processes and Landforms. 2000. Vol. 25. № 1. P. 1-16.

712. Hugenholtz C. H. Biogeomorphic model of dunefield activation and stabilization on the northern Great Plains / C. H. Hugenholtz, S. A. Wolfe // Geomorphology. 2005a. Vol. 70. № 1-2. P. 53-70.

713. Hugenholtz C. H. Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook / C. H. Hugenholtz, N. Levin, T. E. Barchyn, M. C. Baddock // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 111. № 3-4. P. 319-334.

714. Hugenholtz C. H. Recent stabilization of active sand dunes on the Canadian prairies and relation to recent climate variations / C. H. Hugenholtz, S. A. Wolfe // Geomorphology. 2005b. Vol. 68. № 1-2. P. 131-147.

715. Hugenholtz C. H. Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills, southwestern Saskatchewan / C. H. Hugenholtz, S. A. Wolfe, B. J. Moorman // Canadian Journal of Earth Sciences. 2008. Vol. 45. № 3. P. 321-35.

716. Huggett R. J. J. Fundamentals of geomorphology, 4th ed. / R. J. J. Huggett. Abingdon : Routledge, 2017.

717. Hughes P. D. Global glacier dynamics during 100 ka Pleistocene glacial cycles / P. D. Hughes, P. L. Gibbard // Quaternary Research. 2018. Vol. 90. № 1. P. 222-243.

718. Iabchoon S. Mapping urban impervious surface using object-based image analysis with WorldView-3 satellite imagery / S. Iabchoon, S. Wongsai, K. Chankon // Journal of Applied Remote Sensing. 2017. Vol. 11. P. 046015.

719. Ichoku C. Global characterization of biomass-burning patterns using satellite measurements of fire radiative energy / C. Ichoku, L. Giglio, M. J. Wooster, L. A. Remer // Remote Sensing of Environment. 2008. Vol. 112. № 6. P. 2950-2962.

720. Igbida N. On a Mathematical model for traveling sand dune / N. Igbida, F. Karami, D. Meskine // Nonlinear Analysis: Real World Applications. 2021. Vol. 62. P. 103356.

721. Illenberger W. K. The dunes of the Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa / W. K. Illenberger // South African Journal of Geology. 1988. Vol. 91. № 3. P. 381-390.

722. Jahn A. Problems of the Periglacial Zone / A. Jahn. Warszawa : Publications Webinars Newsletters, 1975. 219 p.

723. Jahn R. Guidelines for soil description, 4th edition / R. Jahn, H. P. Blume, V. B. Asio et al. Rome : Food and Agriculture Organization, 2006. 97 p.

724. Jennings J. N. On the Orientation of Parabolic or U-Dunes / J. N. Jennings // The Geographical Journal. 1957. Vol. 123. № 4. P. 474-480.

725. Jennings J. N. Cliff-top dunes, King Island, Tasmania / J. N. Jennings // Australian Geographical Studies. 1967. Vol. 5. № 1. P. 40-49.

726. Jones P. D. Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010 / P. D. Jones, D. H. Lister, T. J. Osborn, C. Harpham, M. Salmon, C. P. Morice // Journal of Geophysical Research Atmospheres. 2012. Vol. 117. № 5. P. 29.

727. Kádár L. A study of the sand sea in the Libyan Desert / L. Kádár // The Geographical Journal. 1934. Vol. 83. № 6. P. 470-478.

728. Kalińska-Nartiša E. Sedimentary features reveal transport paths for Holocene sediments on the Kristianstad coastal plain, SE Sweden / E. Kalińska-Nartiša, H. Alexanderson, M. Nartišs, M. Stevic, K. Kaiser // Geologiska Föreningens Förhandlingar. 2017a. Vol. 139. № 2. P. 147-161.

729. Kalińska-Nartiša E. Quartz grain features in modern glacial and proglacial environments: A microscopic study from the Russell Glacier, southwest Greenland / E. Kalińska-Nartiša, K. Lamsters, J. Karušs, M. Krievāns, A. Rečs, R. Meija // Polish Polar Research. 2017b. Vol. 38. № 3. P. 265-289.

730. Kalińska-Nartiša E. Age and sedimentary record of inland eolian sediments in Lithuania, NE European Sand Belt / E. Kalińska-Nartiša, C. Thiel, M. Nartišs, J.-P. Buylaert, A. S. Murray // Quaternary Research. 2015. Vol. 84. № 1. P. 82-95.

731. Kalińska-Nartiša E. Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, central Poland / E. Kalińska-Nartiša, B. Woronko, W. Ning // Permafrost and Periglacial Processes. 2017. Vol. 28. № 4. P. 741-756.

732. Kapitonova O. On some physical and chemical properties of soils of sandy outcrops of the West Siberian

northern regions / O. Kapitonova, K. Aksarina // Environmental dynamics and global climate change. 2018. Vol. 10. № 1. P. 29-39.

733. Kasse C. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe / C. Kasse // Progress in Physical Geography: Earth and Environment. 2002. Vol. 26. № 4. P. 507-532.

734. Käyhkö J. A. A revised chronology for aeolian activity in subarctic Fennoscandia during the Holocene / J. A. Käyhkö, P. Worsley, K. Pye, M. L. Clarke // The Holocene. 1999. Vol. 9. № 2. P. 195-205.

735. Keijsers J. G. S. Vegetation and sedimentation on coastal foredunes / J. G. S. Keijsers, A. V. De Groot, M. J. P. M. Riksen // Geomorphology. 2015. Vol. 228. P. 723-734.

736. Keijsers J. G. S. Adaptation strategies to maintain dunes as flexible coastal flood defense in The Netherlands / J. G. S. Keijsers, A. Giardino, A. Poortinga, J. P. M. Mulder, M. J. P. M. Riksen, G. Santinelli // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2014. Vol. 20. № 6. P. 913-928. (in press).

737. Kindler P. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core / P. Kindler, M. Guillevic, M. Baumgartner, J. Schwander, A. Landais, M. Leuenberger // Climate of the Past. 2014. Vol. 10. № 2. P. 887-902.

738. Kjaer K. H. Eurasian ice-sheet interaction in northwestern Russia throughout the late Quaternary / K. H. Kjaer, E. Larsen, S. Funder, I. N. Demidov, M. Jensen, L. Hakansson, A. Murray // Boreas. 2006. Vol. 35. № 3. P. 444-475.

739. Kleidon A. Thermodynamic Foundations of the Earth System / A. Kleidon. Cambridge University Press, 2016. 396 p.

740. Kleidon A. Maximum entropy production in environmental and ecological systems / A. Kleidon, Y. Malhi, P. M. Cox // Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. 2010. Vol. 365. № 1545. P. 1297-1302.

741. Kleman J. Reconstruction of palaeo-ice sheets: The use of geomorphological data / J. Kleman, I. Borgstrom // Earth Surface Processes and Landform. 1996. Vol. 21. № 10. P. 893-909.

742. Klöden K. F. Beiträge Zur Mineralogischen Und Geognostischen Kenntniss Der Mark Brandenburg / K. F. Klöden. 1832. Vol. 5. P. 22-24.

743. Kolden C. A. Wildfire Consumption and Interannual Impacts by Land Cover in Alaskan Boreal Forest / C. A. Kolden, J. T. Abatzoglou // Fire Ecology. 2012. Vol. 8. № 1. P. 98-114.

744. Kolstrup E. Danish Weichselian and Holocene aeolian deposits and the environment: a preliminary account / E. Kolstrup // Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände. Late Vistulan (Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in North and West Europe. 1991. № 90. P. 89-98.

745. Kooijman A. M. Nitrogen deposition and grass encroachment in calcareous and acidic Grey dunes (H2130) in NW-Europe / A. M. Kooijman, M. van Til, E. Noordijk, E. Remke, K. Kalbitz // Biological Conservation. 2017. Vol. 212. P. 406-415.

746. Koster E. A. Zand cover, een positiebepaling van de (actule) palaeogeomorphologie / E. A. Koster. 1982. 21 p.

747. Koster E. A. Ancient and modern cold climate aeolian sand deposition: A review / E. A. Koster // Journal of Quaternary Science. 1988. Vol. 3. № 1. P. 69-83.

748. Koster E. A. The “European Aeolian Sand Belt”: Geoconservation of Drift Sand Landscapes / E. A. Koster // Geoheritage. 2009. Vol. 1. № 2-4. P. 93-110.

749. Kozarski S. The late Quaternary climate and human impact on aeolian processes in Poland / S. Kozarski, B. Nowaczyk // Geomorphology and geoecology, Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände. 1991. № 83. P. 29-37.

750. Krinsley D. Argentine basin sediments sources as indicated by quartz surface textures / D. Krinsley, P. E. Biscaye, K. K. Turekian // Journal of Sedimentary Research. 1973. Vol. 43. № 1. P. 251-257.

751. Krinsley D. H. Environmental interpretation of sand grain surface features by electron microscopy / D. H. Krinsley, J. Donahue // Geological Society of America Bulletin. 1968. Vol. 79. № 6. P. 743-748.

752. Krinsley D. H. Atlas of Quartz Sand Surface Textures / D. H. Krinsley, J. C. Doornkamp. Cambridge : Cambridge University Press, 1973. 93 p.

753. Krinsley D. H. Environmental history of quartz sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England / D. H. Krinsley, B. M. Funnel // Quarterly Journal of the Geological Society. 1965. Vol. 121. № 484. P. 435-461.

754. Krygowski B. Niektóre dane o piaskach wydm śródlądowych na teeniw Polski I obszarow przyległych / B. Krygowski // Wydmy śródlądowe Polski I / (in Polish). Warsawa : Państwowe Wydawnictwo Naukowe (PWN), 1958. P. 73-85.

755. Kuklina V. Green spaces as an indicator of urban sustainability in the Arctic cities: Case of Nadym / V. Kuklina, O. Sizov, R. Fedorov // Polar Science. 2021. Vol. 29. P. 100672.

756. Kuklina V. Combining community observations and remote sensing to examine the effects of roads on wildfires in the East Siberian boreal forest / V. Kuklina, O. Sizov, V. Bogdanov, N. Krasnoshtanova, A. Morozova, A.

N. Petrov // Arctic Science. 2022. Vol. 9. № 2. P. 393-407.

757. Kuklina V. Dealing with sand in the Arctic city of Nadym / V. Kuklina, O. Sizov, R. Fedorov, D. Butakov // Ambio. 2023. Vol. 52. № 7. P. 1198-1210.

758. Kurasova A. O. Patterns of soil cover organization within the northern part of the Kondinskaya lowland (Western Siberia) / A. O. Kurasova, A. O. Konstantinov, S. P. Kulizhskiy, E. Y. Konstantinova, V. Y. Khoroshavin, S. V. Loyko // Tomsk State University Journal of Biology. 2020. № 49. P. 6-24.

759. Küster M. Late Glacial and Holocene aeolian sands and soil formation from the Pomeranian outwash plain (Mecklenburg, NE-Germany) / M. Küster, F. Preusser // E&G Quaternary Science Journal. 2010. Vol. 58. № 2. P. 156-163.

760. Kutuzov S. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 2: history of desert dust deposition / S. Kutuzov, M. Legrand, S. Preunkert, P. Ginot, V. Mikhalenko, K. Shukurov, A. Poliukhov, P. Toropov // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019a. Vol. 19. № 22. P. 14133-14148.

761. Kutuzov S. History of desert dust deposition recorded in the Elbrus ice core / S. Kutuzov, M. Legrand, S. Preunkert, P. Ginot, V. Mikhalenko, K. Shukurov, A. Poliukhov, P. Toropov // EGUsphere. 2019b. P. 1-26.

762. Labutte M. Green space acquisition and stewardship in Canada's urban municipalities. Results of a Nation-wide Survey.

763. Lambert F. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core / F. Lambert, B. Delmonte, J. R. Petit, M. Bigler, P. R. Kaufmann, M. A. Hutterli, T. F. Stocker, U. Ruth, J. P. Steffensen, V. Maggi // Nature. 2008. Vol. 452. № 7187. P. 616-619.

764. Lancaster N. On desert sand seas / N. Lancaster // Episodes. 1988a. Vol. 11. P. 12-17.

765. Lancaster N. The development of linear dunes in the southwestern Kalahari, Southern Africa / N. Lancaster // Journal of Arid Environments. 1988b. Vol. 14. № 3. P. 233-244.

766. Lancaster N. The Namib Sand Sea: dune forms, processes and sediments / N. Lancaster. Rotterdam : Balkema, 1989. 200 p.

767. Lancaster N. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California / N. Lancaster, A. Baas // Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group. 1998. Vol. 23. № 1. P. 69-82.

768. Lancaster N. Aeolian geomorphology / N. Lancaster, D. J. Sherman, A. C. W. Baas // Treatise on geomorphology. Rotterdam : Elsevier, 2013. Vol. 11. P. 439.

769. Lancaster N. Geomorphology of Desert Dunes / N. Lancaster. Cambridge University Press, 2023. 361 p.

770. Lancaster N. Inland Dunes of North America / N. Lancaster, P. Hesp. Springer Nature, 2020. 337 p.

771. Lancaster N. The INQUA Dunes Atlas chronologic database / N. Lancaster, S. Wolfe, D. Thomas, C. Bristow, O. Bubenzer, S. Burrough, G. Duller, A. Halfen, P. Hesse, J. Roskin, A. Singhvi, H. Tsoar, A. Tripaldi, X. Yang, M. Zárate // Quaternary International. 2016. Vol. 410. P. 3-10.

772. Landhausser S. M. Postfire Vegetation Recovery and Tree Establishment at the Arctic Treeline: Climate-Change-Vegetation-Response Hypotheses / S. M. Landhausser, R. W. Wein // The Journal of Ecology. 1993. Vol. 81. № 4. P. 665-672.

773. Landsberg H. Wind influences on transportation of sand over a Michigan sand dune / H. Landsberg, N. A. Riley // Bulletin from the laboratories of natural history of the State University of Iowa. 1943. № 27. P. 342-352.

774. Landsberg S. Y. The Orientation of Dunes in Britain and Denmark in Relation to Wind / S. Y. Landsberg // The Geographical Journal. 1956. Vol. 122. № 2. P. 176-189.

775. Lea P. D. Late-Pleistocene Eolian Sand Sheets in Alaska / P. D. Lea, C. F. Waythomas // Quaternary Research. 1990. Vol. 34. № 3. P. 269-281.

776. Lehmkuhl F. Geodata of European loess, sandy loess and aeolian sand // URL: https://crc806db.uni-koeln.de/dataset/show/geodata-of-european-loess-and-aeolian-sand1608045233/.

777. Lehmkuhl F. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation / F. Lehmkuhl, J. J. Nett, S. Pötter, P. Schulte, T. Sprafke, Z. Jary, P. Antoine, L. Wacha, D. Wolf, A. Zerboni, J. Hošek, S. B. Marković, I. Obreht, P. Sümegi, D. Veres, C. Zeeden, B. Boemke, V. Schaubert, J. Viehweger, U. Hambach // Earth-Science Reviews. 2021. Vol. 215.

778. Lehmkuhl F. Distribution and timing of Holocene and late Pleistocene glacier fluctuations in western Mongolia / F. Lehmkuhl, M. Klinge, H. Rother, D. Hülle // Annals of Glaciology. 2016. Vol. 57. № 71. P. 169-178.

779. Leopold L. B. The concept of entropy in landscape evolution : Professional Paper / L. B. Leopold, W. B. Langbein // US Government Printing Office. Professional Paper. 1962. Vol. 500. № A. P. 1-20.

780. Lichter J. Primary succession and forest development oncoastal Lake Michigan sand dunes / J. Lichter // Ecological Monographs. 1998. Vol. 68. № 4. P. 487-510.

781. Lindsay J. F. Reversing Barchan Dunes in Lower Victoria Valley, Antarctica / J. F. Lindsay // Geological Society of America Bulletin. 1973. Vol. 84. № 5. P. 1799.

782. Lisiecki L. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18 O records / L. E. Lisiecki, M. E. Raymo // Paleoceanography. 2005. Vol. 20. № 1.

783. Liu H.-H. A thermodynamic hypothesis regarding optimality principles for flow processes in geosystems /

H.-H. Liu // Chinese Science Bulletin. 2014. Vol. 59. № 16. P. 1880-1884.

784. Liu Q. Geochemical composition and provenance of aeolian sands in the Ordos Deserts, northern China / Q. Liu, X. Yang // Geomorphology. 2018. Vol. 318. P. 354-374.

785. Liu X. China's deserts greening and response to climate variability and human activities / X. Liu, L. Xin // PLoS ONE. 2021. Vol. 16. № 8. P. e0256462.

786. Liu Y. Desertification and Its Control along the Qinghai-Tibet Railway / Y. Liu, J. Luo, J. Zhou et al. // Deserts and Desertification. IntechOpen, 2022.

787. Livingstone I. Aeolian Geomorphology. A new introduction. / I. Livingstone, A. Warren. Oxford : John Wiley & Sons, 2019.

788. Long H. Abrupt sand-dune accumulation at the northeastern margin of the Tibetan Plateau challenges the wet MIS3a inferred from numerous lake-highstands / H. Long, M. Fuchs, L. Yang, H. Cheng // Scientific Reports. 2016. Vol. 6. № 1. P. 25820.

789. Long H. Palaeodunes intercalated in loess strata from the western Chinese Loess Plateau: Timing and palaeoclimatic implications / H. Long, Z. Lai, M. Fuchs, J. Zhang, L. Yang // Quaternary International. 2012. Vol. 263. P. 37-45.

790. Lozinski W. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima / W. Lozinski // Bulletin international de l'Académie des sciences de Cracovi. 1909. P. 1-25. (in German).

791. Lozinski W. Die periglaziales fazies der mechanischen Verwitterung / W. Lozinski // In Comptes Rendus, XI Congres Internationale Geologie. 1912. P. 1039-1053. (in German).

792. Lyså A. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia / A. Lyså, M. A. Jensen, E. Larsen, O. L. A. Fredin, I. N. Demidov // Boreas. 2011. Vol. 40. № 3. P. 481-497.

793. Lyså A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia / A. Lyså, E. Larsen, J. Buylaert, O. Fredin, M. A. Jensen, D. Kuznetsov, A. S. Murray, D. A. Subetto, A. van Welden // Boreas. 2014. Vol. 43. № 4. P. 759-779.

794. Lysikov A. I. Novel Simplified Absorption-Catalytic Method of Sample Preparation for AMS analysis designed at the Laboratory of Radiocarbon Methods of Analysis (LRMA) in Novosibirsk Akademgorodok / A. I. Lysikov, P. N. Kalinkin, K. A. Sashkina, A. G. Okunev, E. V. Parkhomchuk, S. A. Rastigeev, V. V. Parkhomchuk, D. V. Kuleshov, E. E. Vorobyeva, R. I. Dralyuk, A. I. Lysikov, P. N. Kalinkin, K. A. Sashkina, A. G. Okunev, E. V. Parkhomchuk, S. A. Rastigeev, V. V. Parkhomchuk, D. V. Kuleshov, E. E. Vorobyeva, R. I. Dralyuk // International Journal of Mass-spectrometry. 2018. Vol. 433. P. 11-18.

795. Mahmoud A. M. A. Monitoring the Dynamics of Formby Sand Dunes Using Airborne LiDAR DTMs / A. M. A. Mahmoud, E. Hussain, A. Novellino, P. Psimoulis, S. Marsh // Remote Sensing. 2021. Vol. 13. № 22. P. 4665.

796. Mainguet M. L'erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger). Contribution à la connaissance de la dynamique des ergs et des dunes des zones arides chaudes / M. Mainguet, Y. Callot // Mémoires et Documents NS. 1978. № 18. P. 184. (in French).

797. Mangerud J. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation / J. Mangerud, M. Jakobsson, H. Alexanderson, V. Astakhov, G. K. C. Clarke, M. Henriksen, C. Hjort, G. Krinner, J.-P. Lunkka, P. Möller, A. Murray, O. Nikolskaya, M. Saarnisto, J. I. Svendsen // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. № 11-13. P. 1313-1332.

798. Mangerud J. Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia / J. Mangerud, J. I. Svendsen, V. I. Astakhov // Boreas. 1999. Vol. 28. № 1. P. 46-80.

799. Mann D. H. Holocene history of the Great Kobuk sand dunes, northwestern Alaska / D. H. Mann, P. A. Heiser, B. P. Finney // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21. № 4-6. P. 709-731.

800. Margold M. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory / M. Margold, C. R. Stokes, C. D. Clark, J. Kleman // Journal of Maps. 2015. Vol. 11. № 3. P. 380-395.

801. Margolis S. V. Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in Subantarctic deep sea cores / S. V. Margolis, J. P. Kennett // American Journal of Science. 1971. Vol. 271. P. 1-36.

802. Marín L. Twentieth century dune migration at the Great Sand Dunes National Park and Preserve, Colorado, relation to drought variability / L. Marín, S. L. Forman, A. Valdez, F. Bunch // Geomorphology. 2005. Vol. 70. № 1-2. P. 163-183.

803. Marticorena B. 11.5 Fundamentals of Aeolian Sediment Transport: Long-Range Transport of Dust / B. Marticorena, P. Formenti // Treatise on Geomorphology. Elsevier, 2013. P. 64-84.

804. Martyushev L. M. Maximum entropy production principle in physics, chemistry and biology / L. M. Martyushev, V. D. Seleznev // Physics Reports. 2006. Vol. 426. № 1. P. 1-45.

805. Maruszczak H. Analiza porównawcza piasków wydmowych Polski południowo-wschodniej i Węgier / H. Maruszczak, J. Wojtanowicz // Geografia. 1967. № 7. P. 113-129. (in Polish).

806. Mason J. A. The Nebraska Sand Hills / J. A. Mason, J. B. Swinehart, D. B. Loope. 2020. P. 181-206.

807. Matthews J. A. Holocene environmental change in subarctic aeolian dune fields: The chronology of sand dune re-activation events in relation to forest fires, palaeosol development and climatic variations in Finnish Lapland /

J. A. Matthews, M. Seppälä // The Holocene. 2014. Vol. 24. № 2. P. 149-164.

808. McKee E. D. Growth and movement of dunes at White Sands National Monument, New Mexico / E. D. McKee, J. R. Douglass // U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-n. 1971. P. 108-114.

809. McKee E. D. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas) / E. D. McKee // Sedimentology. 1966. Vol. 7. № 1. P. 3-69.

810. McKee E. D. A Study of Global Sand Seas. Vol. 1052 / E. D. McKee. US Government Printing Office, 1979. 429 p.

811. McManus D. A. A criticism of certain usage of the phi notation / D. A. McManus // Journal of Sedimentary Petrology. 1963. Vol. 35. P. 385-392.

812. Melton F. A. A Tentative Classification of Sand Dunes Its Application to Dune History in the Southern High Plains / F. A. Melton // The Journal of Geology. 1940. Vol. 48. № 2. P. 113-174.

813. Menzies J. Modern and Past Glacial Environments. Revised Student Edition / J. Menzies. Oxford : Butterworth-Heinemann, 2002. 576 p.

814. Menzies J. Glacial microsedimentolog — a new lens to investigate glacial sediments—a review / J. Menzies // Canadian Journal of Earth Sciences. 2022. Vol. 60. № 4. P. 366-387.

815. Meyer H. H. Zur klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswerbarkeit von Flugdecksandprofilen im norddeutschen Altmoränengebiet - erläutert an Beispielen aud der Kellenberg-Endmoräne (Landkreis Diepholz) / H. H. Meyer // Bochumer geographische Arbeiten. 1981. № 40. P. 21-30. (in German).

816. Mickelson D. M. The southern Laurentide Ice Sheet / D. M. Mickelson, P. M. Colgan // Development in Quaternary Science. 2003. Vol. 1. P. 1-16.

817. Molén M. O. Glaciation-induced features or sediment gravity flows – an analytic review / M. O. Molén // Journal of Palaeogeography. 2023. Vol. 12. № 4. P. 487-545.

818. Molodkov A. Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions / A. Molodkov // Quaternary Geochronology. 2012. Vol. 10. P. 188-194.

819. Molodkov A. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania / A. Molodkov, A. Bitinas // Boreas. 2006. Vol. 35. № 2. P. 244-254.

820. Muhs D. R. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia / D. R. Muhs // Geomorphology. 2004. Vol. 59. № 1-4. P. 247-269.

821. Muhs D. R. The potential response of eolian sands to greenhouse warming and precipitation reduction on the Great Plains of the United States / D. R. Muhs, P. B. Maat // Journal of Arid Environments. 1993. Vol. 25. P. 351-61.

822. Muhs D. R. Loess and its Geomorphic, Stratigraphic, and Paleoclimatic Significance in the Quaternary / D. R. Muhs // Treatise on geomorphology, Volume 11. Aeolian geomorphology / Ed. A. C. W. (Eds. . Shroder, J. (Editor in Chief), Lancaster, N., Sherman, D.J., Baas. Rotterdam : Elsevier, 2013. P. 149-183.

823. Murdoch J. The spaces of actor-network theory / J. Murdoch // Geoforum. 1998. Vol. 29. № 4. P. 357-374.

824. Murray A. S. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol / A. S. Murray, A. G. Wintle // Radiation Measurements. 2000. Vol. 32. № 1. P. 57-73.

825. Murton J. B. What and where are periglacial landscapes? / J. B. Murton // Permafrost and Periglacial Processes. 2021. Vol. 32. № 2. P. 186-212.

826. Nazarov D. V. Evidence for the intrusion of marine Atlantic waters into the West Siberian Arctic during the Middle Pleistocene / D. V. Nazarov, O. A. Nikolskaia, A. S. Gladysheva, I. V. Zhigmanovskiy, M. V. Ruchkin, A. V. Merkuljev, K. J. Thomsen // Boreas. 2022a. Vol. 51. № 2. P. 402-425.

827. Nazarov D. V. Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60–35 ka / D. V. Nazarov, O. A. Nikolskaia, I. V. Zhigmanovskiy, M. V. Ruchkin, A. A. Cherezova // Quaternary Science Reviews. 2022b. Vol. 289. P. 107614.

828. Necsoiu M. Monitoring migration rates of an active subarctic dune field using optical imagery / M. Necsoiu, S. Leprince, D. M. Hooper, C. L. Dinwiddie, R. N. McGinnis, G. R. Walter // Remote Sensing of Environment. 2009. Vol. 113. № 11. P. 2441-2447.

829. Nicolis G. Exploring Complexity: An Introduction / G. Nicolis, I. Prigogine. New York : W.H. Freeman, 1989. 313 p.

830. Nielsen A. B. Present Conditions in Greenland and the Kangerlussuaq Area / A. B. Nielsen. 2010. 70 p.

831. Niessen A. C. H. M. Periglacial Sand Dunes and Eolian Sand Sheets: An Annotated Bibliography / A. C. H. M. Niessen, E. A. Koster, J. P. Galloway // U.S. Geological Survey Open-File Report. Menlo Park, California, 1984. P. 84-167.

832. Nitze I. Remote sensing quantifies widespread abundance of permafrost region disturbances across the Arctic and Subarctic / I. Nitze, G. Grosse, B. M. Jones, V. E. Romanovsky, J. Boike // Nature Communications. 2018. Vol. 9. № 1. P. 1-11.

833. Norris S. L. Glacial landforms of northwest Saskatchewan / S. L. Norris, M. Margold, D. G. Froese // Journal of Maps. 2017. Vol. 13. № 2. P. 600-607.

834. Nottebaum V. Late Quaternary landscape evolution and paleoenvironmental implications from multiple

geomorphic dryland systems, Orog Nuur Basin, Mongolia / V. Nottebaum, G. Stauch, J. L. N. van der Wal, A. Zander, F. Schlütz, L. Shumilovskikh, K. Reicherter, O. Batkhishig, F. Lehmkuhl // Earth Surface Processes and Landforms. 2022. Vol. 47. № 1. P. 275-297.

835. Nowaczyk B. Wydmy i Eoliczne Piaski Pokrywowe Miedzy Skokami a Miesciskiem / B. Nowaczyk // Badania Fizjograficzne nad Polska Zachodnia. 1967. № 19. P. 197-209. (in Polish).

836. Nowaczyk B. Wiek wydm w Polsce / B. Nowaczyk. Poznan : Wydawnictwo Naukowe UAM, 1986. 245 p.

837. Nzuki B. Mineralogical Characterization of Aeolian Sands from Inner Mongolia, China / B. Nzuki, L. Luo, P. Zhou, C. Niyonzima, X. Tu // Journal of Minerals and Materials Characterization and Engineering. 2019. Vol. 07. № 03. P. 81-102.

838. Ollerhead J. Annual to decadal morphodynamics of the foredune system at Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada / J. Ollerhead, R. Davidson-Arnott, I. J. Walker, S. Mathew // Earth Surface Processes and Landforms. 2013. Vol. 38. № 3. P. 284-298.

839. Olson J. S. Lake Michigan Dune Development 1. Wind-Velocity Profiles / J. S. Olson // The Journal of Geology. 1958. Vol. 66. № 3. P. 252-262.

840. P. A. Hesp. The Formation of Shadow Dunes / P. A. Hesp // Journal of Sedimentary Petrology. 1981. Vol. 51. № 1. P. 101-112.

841. Pan M. Geochemical Characteristics and Environmental Implications of Surface Sediments from Different Types of Sand Dunes in the Dinggye Area, Southern Tibet / M. Pan, Y. Chen, Z. Hao, C. Li, H. Zhao, J. Wang, Y. Gong // International Journal of Environmental Research and Public Health. 2022. Vol. 19. № 17. P. 10628.

842. Panin A. V. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia / A. V. Panin, V. I. Astakhov, E. Lotsari, G. Komatsu, J. Lang, J. Winsemann // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 201. P. 103069.

843. Parkhomchuk V. V. Accelerator mass spectrometer of the center for collective use of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences / V. V. Parkhomchuk, S. A. Rastigeev // Journal of Surface Investigation. 2011. Vol. 5. № 6. P. 1068-1072.

844. Partain J. L. An assessment of the role of anthropogenic climate change in the Alaska fire season of 2015 / J. L. Partain, S. Alden, U. S. Bhatt, P. A. Bieniek, B. R. Brettschneider, R. T. Lader, P. Q. Olsson, T. S. Rupp, H. Strader, R. L. Thoman, J. E. Walsh, A. D. York, R. H. Ziel // Bulletin of the American Meteorological Society. 2016. Vol. 97. № 12. P. 14-18.

845. Pelletier J. D. The effects of interdune vegetation changes on eolian dune field evolution: a numerical-modeling case study at Jockey's Ridge, North Carolina, USA / J. D. Pelletier, H. Mitasova, R. S. Harmon, M. Overton // Earth Surface Processes and Landforms. 2009. Vol. 34. № 9. P. 1245-1254.

846. Perrin R. M. S. Distribution of late Pleistocene aeolian deposits in eastern and southern England / R. M. S. Perrin, H. Davies, M. D. Fysh // Nature. 1974. Vol. 248. № 5446. P. 320-324.

847. Petit J. R. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica / J. R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. PÉpin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard // Nature. 1999. Vol. 399. № 6735. P. 429-436.

848. Petit J. R. Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record / J. R. Petit, L. Mounier, J. Jouzel, Y. S. Korotkevich, V. M. Kotlyakov, C. Lorius // Nature. 1990. Vol. 343. № 6253. P. 56-58.

849. Péwé T. L. Quaternary geology of Alaska / T. L. Péwé. 1975. 145 p.

850. Pfeiffer Z. K. Sand dune orientations in the Prairie provinces of Canada / Z. K. Pfeiffer, S. A. Wolfe // Geological Survey of Canada. 2002.

851. Phillips C. J. Predicting deposition at porous fences / C. J. Phillips, B. B. Willetts // Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division. 1979. Vol. 105. № 1. P. 15-31.

852. Phillips J. D. Landscape evolution: landforms, ecosystems, and soils / J. D. Phillips. Elsevier, 2021. 356 p.

853. Phillips J. D. Abiotic Selection in Earth Surface Systems : Geophysics and Environmental Physics / J. D. Phillips. Cham : Springer Nature Switzerland, 2025.

854. Porter X. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation / X. Porter, Z. An // Nature. 1995. № 375. P. 305-308.

855. Poser H. Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittelund Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen / H. Poser // Erdkunde. 1950. Vol. 4. № 1. P. 81-88.

856. Prach K. Two centuries of forest succession, and 30 years of vegetation changes in permanent plots in an inland sand dune area, the Netherlands / K. Prach, K. Ujházy, V. Knopp, J. Fanta // PLoS ONE. 2021. Vol. 16. № 4. P. e0250003.

857. Pressman N. Sustainable Winter Cities: Future Directions for Planning, Policy and Design / N. Pressman // Atmospheric Environment. 1996. Vol. 30. № 3. P. 521-529.

858. Preusser H. The landscapes of Iceland: types and regions. Gravenhage (The Hague) / H. Preusser. W. Junk, 1976. 363 p.

859. Prigogine I. Self-Organization in Nonequilibrium Systems: From Dissipative Structures to Order through

Fluctuations / I. Prigogine. New York : Wiley, 1977. 491 p.

860. Prigozhin L. Variational model of sandpile growth / L. Prigozhin // European Journal of Applied Mathematics. 1996. Vol. 7. № 3. P. 225-235.

861. Provoost S. Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review / S. Provoost, M. L. M. Jones, S. E. Edmondson // Journal of Coastal Conservation. 2011. Vol. 15. № 1. P. 207-226.

862. Pye K. Dune formation on the humid tropical sector of the North Queensland Coast, Australia / K. Pye // Earth Surface Processes and Landforms. 1983. Vol. 8. № 4. P. 371-381.

863. Pye K. Aeolian dust and dust deposits / K. Pye. London : Academic Press, 1987. 334 p.

864. Pye K. Radiocarbon dates from the Cape Bedford–Cape Flattery dunefield, North Queensland / K. Pye, V. R. Switsur // Search. 1981. № 12. P. 225-226.

865. Pye K. Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal Dunefield, Northern Australia / K. Pye // Sedimentary Geology. 1982. Vol. 31. № 3-4. P. 249-266.

866. Pye K. Aeolian Sand and Sand Dunes / K. Pye, H. Tsoar. Berlin, Heidelberg : Springer, 2009. 464 p.

867. Pyritz E. Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland / E. Pyritz // Göttinger Geographische Abhandlungen. 1972. Vol. 61. P. 153.

868. Railsback L. B. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages / L. B. Railsback, P. L. Gibbard, M. J. Head, N. R. G. Voarintsoa, S. Toucanne // Quaternary Science Reviews. 2015. Vol. 111. P. 94-106.

869. Ram M. Continuous dust concentration profile of pre Holocene ice from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: Dust stadials, interstadials, and the Eemian / M. Ram, G. Koenig // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1997. Vol. 102. № C12. P. 26641-26648.

870. Ramsey C. B. Recent and Planned Developments of the Program OxCal / C. B. Ramsey, S. Lee // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. № 2. P. 720-730.

871. Ranwell D. S. Ecology of salt marshes and sand dunes / D. S. Ranwell. London : Chapman and Hall, 1972. 258 p.

872. Rasmussen S. O. Ice-core data used for the construction of the Greenland Ice-Core Chronology 2005 and 2021 (GICC05 and GICC21) / S. O. Rasmussen, D. Dahl-Jensen, H. Fischer, K. Fuhrer, S. B. Hansen, M. Hansson, C. S. Hvidberg, U. Jonsell, S. Kipfstuhl, U. Ruth, J. Schwander, M.-L. Siggaard-Andersen, G. Sinnl, J. P. Steffensen, A. M. Svensson, B. M. Vinther // System Science Data Discussions. 2023. Vol. 15. № 8. P. 3351-3364.

873. Raynolds M. K. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost landscapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska / M. K. Raynolds, D. A. Walker, K. J. Ambrosius, J. Brown, K. R. Everett, M. Kanevskiy, G. P. Kofinas, V. E. Romanovsky, Y. Shur, P. J. Webber // Global Change Biology. 2014. Vol. 20. № 4. P. 1211-1224.

874. Reeves C. C. Chronology of west Texas pluvial lake dunes / C. C. Reeves // The Journal of Geology. 1965. Vol. 73. № 4. P. 504-508.

875. Reimer P. J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP / P. J. Reimer, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Haflidason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney, J. van der Plicht // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. № 4. P. 1869-1887.

876. Ren X. Geochemical evidence of the sources of aeolian sands and their transport pathways in the Minqin Oasis, northwestern China / X. Ren, X. Yang, Z. Wang, B. Zhu, D. Zhang, P. Rioual // Quaternary International. 2014. Vols. 334-335. P. 165-178.

877. Rhind P. M. The evolution of Newborough warren dune system with particular reference to the past four decades / P. M. Rhind, T. H. Blackstock, H. S. Hardy et al. // In: Houston, J., Edmondson, S.E., Rooney, P. (Eds.), Coastal Dune Management, Shared Experience of European Conservation Practice. Liverpool : Liverpool University Press, 2001. P. 345-379.

878. Riksen M. J. P. M. Constructing notches in foredunes: Effect on sediment dynamics in the dune hinterland / M. J. P. M. Riksen, D. Goossens, H. P. J. Huiskes, J. Krol, P. A. Slim // Geomorphology. 2016. Vol. 253. P. 340-352.

879. Rinaldo A. Minimum energy and fractal structures of drainage networks / A. Rinaldo, I. Rodriguez-Iturbe, R. Rigon, R. L. Bras, E. Ijjasz-Vasquez, A. Marani // Water Resources Research. 1992. Vol. 28. № 9. P. 2183-2195.

880. Rocha A. V. The footprint of Alaskan tundra fires during the past half-century: Implications for surface properties and radiative forcing / A. V. Rocha, M. M. Loranty, P. E. Higuera, M. C. MacK, F. S. Hu, B. M. Jones, A. L. Breen, E. B. Rastetter, S. J. Goetz, G. R. Shaver // Environmental Research Letters. 2012. Vol. 7. № 4. P. 1-8.

881. Rodriguez-Iturbe I. Fractal River Basins: Chance and Self-Organization / I. Rodriguez-Iturbe, A. Rinaldo. Cambridge University Press, 1997. 547 p.

882. Rodriguez-Iturbe I. Fractal structures as least energy patterns: The case of river networks / I. Rodriguez-Iturbe, A. Rinaldo, R. Rigon, R. L. Bras, E. Ijjasz-Vasquez, A. Marani // Geophysical Research Letters. 1992. Vol. 19. № 9. P. 889-892.

883. Rodríguez-Iturbe I. Energy dissipation, runoff production, and the three-dimensional structure of river basins

/ I. Rodríguez-Iturbe, A. Rinaldo, R. Rigon, R. L. Bras, A. Marani, E. Ijjász-Vásquez // Water Resources Research. 1992. Vol. 28. № 4. P. 1095-1103.

884. Romanovsky V. E. Thermal state of permafrost in Russia / V. E. Romanovsky, D. S. Drozdov, N. G. Oberman, G. V. Malkova, A. L. Kholodov, S. S. Marchenko, N. G. Moskalenko, D. O. Sergeev, N. G. Ukraintseva, A. A. Abramov, D. A. Gilichinsky, A. A. Vasiliev // Permafrost and Periglacial Processes. 2010. Vol. 21. № 2. P. 136-155.

885. Rotnicki K. Glówne problemy wydm ’sródladowych w Polsce w ’swietle bada’n wydmy w Weglewicach / K. Rotnicki // Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej. 1970. Vol. 11. № 2. P. 146.

886. Rouse J. W. Normalized Difference Vegetation Index / J. W. Rouse, R. H. Haas, J. A. Schell et al. // Proceedings of the 3rd Annual Remote Sensing of Environment Symposium. 1974. P. 301-309.

887. Roy D. P. Characterization of Landsat-7 to Landsat-8 reflective wavelength and normalized difference vegetation index continuity / D. P. Roy, V. Kovalskyy, H. K. Zhang, E. F. Vermote, L. Yan, S. S. Kumar, A. Egorov // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 185. № 185. P. 57-70.

888. Rubin D. M. Bedform Alignment in Directionally Varying Flows / D. M. Rubin, R. E. Hunter // Science. 1987. Vol. 237. № 4812. P. 276-278.

889. Ruegg G. H. J. Sedimentary features and grain size of glacio-fluvial and periglacial Pleistocene deposits in The Netherlands and adjacent parts of Western Germany / G. H. J. Ruegg // Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg. 1981. Vol. 24. № 2. P. 133-154.

890. Ruegg G. H. J. Periglacial aeolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of N.W. Europe, a facies unrecorded in modem sedimentology handbooks / G. H. J. Ruegg // In: Brookfield, M.S., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), Aeolian Sediments and Processes. Amsterdam : Elsevier Scientific Publications, 1983. P. 455-482.

891. Ruessink B. G. Dunefoot dynamics along the Dutch coast / B. G. Ruessink, M. C. J. L. Jeuken // Earth Surface Processes and Landforms. 2002. Vol. 27. № 10. P. 1043–1056.

892. Ruffner K. Corona: America’s First Satellite Program / K. Ruffner. Washington, D.C : Smithsonian Institution Press, 2005. 216 p.

893. Ruth U. Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and east Asian glacial climate / U. Ruth, M. Bigler, R. Röthlisberger, M. Siggaard-Andersen, S. Kipfstuhl, K. Goto-Azuma, M. E. Hansson, S. J. Johnsen, H. Lu, J. P. Steffensen // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. № 3.

894. Ryabogina N. E. Holocene paleoenvironmental changes reflected in peat and lake sediment records of Western Siberia: Geochemical and plant macrofossil proxies / N. E. Ryabogina, A. S. Afonin, S. N. Ivanov, H.-C. Li, P. A. Kalinin, S. N. Udaltsov, S. A. Nikolaenko // Quaternary International. 2019. Vol. 528. P. 73-87.

895. Sabban P. Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs und über die mineralogische Zusammensetzung diluvialer und alluvialer Sande / P. Sabban. Rostock, 1897.

896. Santambrogio F. Optimal Transport for Applied Mathematicians / F. Santambrogio. Birkhäuser, 2015. 353 p.

897. Scheffer M. Catastrophic shifts in ecosystems / M. Scheffer, S. Carpenter, J. A. Foley, C. Folke, B. Walker // Nature. 2001. Vol. 413. № 6856. P. 591-596.

898. Schroeder W. The New VIIRS 375m active fire detection data product: algorithm description and initial assessment / W. Schroeder, P. Oliva, L. Giglio, I. A. Csiszar // Remote Sensing of Environment. 2014. № 143. P. 85-96.

899. Schwan J. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in northwestern Europe / J. Schwan // Sedimentary Geology. 1986. Vol. 49. № 1-2. P. 73-108.

900. Schwan J. The structure and genesis of Weichselian to early Hologene aeolian sand sheets in western Europe / J. Schwan // Sedimentary Geology. 1988. № 55. P. 197-232.

901. Selby M. J. Aeolian deposits of the ice-free Victoria Valley, southern Victoria Land, Antarctica / M. J. Selby, R. B. Rains, P. W. Palmer // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1974. Vol. 17. № 3. P. 543-562.

902. Seppälä M. Location, morphology and orientation of inland dunes in northern Sweden / M. Seppälä // Geografiska Annaler. 1972. Vol. 54. № 1. P. 85-104.

903. Seppälä M. International research programme for periglacial sand dune studies - a recommendation / M. Seppälä // Quaestiones Geographicae. 1975. № 2. P. 139-143.

904. Seppälä M. Wind as a geomorphic agent in cold climates / M. Seppälä // Studies in polar research. 2004.

905. Shahgedanova M. Using the significant dust deposition event on the glaciers of Mt.~Elbrus, Caucasus Mountains, Russia on 5 May 2009 to develop a method for dating and “provenancing” of desert dust events recorded in snow pack / M. Shahgedanova, S. Kutuzov, K. H. White, G. Nosenko // Atmospheric Chemistry and Physics. 2013. Vol. 13. № 4. P. 1797-1808.

906. Sharpe J. A flowline map of glaciated Canada based on remote sensing data / J. Sharpe, D. Sharpe, J. Harris // Canadian Journal of Earth Sciences. 2010. № 47. P. 89-101.

907. Sheinkman V. Northwest Siberia as a MIS 2 desert? Inferences from quartz morphoscopy and polygonal ice wedges / V. Sheinkman, D. V. Sharapov, S. Sedov // Quaternary International. 2022. Vol. 620. P. 46-57.

908. Sheinkman V. Multiphase cryogenesis and incipient paleosol development during MIS 2 in North-Western Siberia: Detailed chronostratigraphy, paleoenvironmental significance, and comparison with the global and European

records / V. Sheinkman, A. Kurgaeva, S. Sedov, E. Bezrukova // Quaternary International. 2024. Vols. 686-687. P. 142-159.

909. Shimada M. New global forest/non-forest maps from ALOS PALSAR data (2007-2010) / M. Shimada, T. Itoh, T. Motooka, M. Watanabe, T. Shiraishi, R. Thapa, R. Lucas // Remote Sensing of Environment. 2014. Vol. 155. P. 13-31.

910. Sidorchuk A. The Large Rivers of the Past in West Siberia: Unknown Hydrological Regimen / A. Sidorchuk // Water. 2023. Vol. 15. № 2. P. 258.

911. Simonsen M. F. East Greenland ice core dust record reveals timing of Greenland ice sheet advance and retreat / M. F. Simonsen, G. Baccolo, T. Blunier, A. Borunda, B. Delmonte, R. Frei, S. Goldstein, A. Grinsted, H. A. Kjær, T. Sowers, A. Svensson, B. Vinther, D. Vladimirova, G. Winckler, M. Winstrup, P. Vallelonga // Nature Communications. 2019. Vol. 10. № 1. P. 4494.

912. Sizikova A. O. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia / A. O. Sizikova, V. S. Zykina // Quaternary International. 2015. Vol. 365. P. 4-14.

913. Sizov O. Predictive Mapping of Glacial and Fluvioglacial Landforms in the Nadym River Basin (North of West Siberia) with TanDEM-X DEM / O. Sizov // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2021. Vol. 14. P. 5656-5666.

914. Sizov O. S. Refining the Classification Parameters for the Bely Island (Kara Sea) Terrain Larger-Scale Image Interpretation with the Support Vector Method / O. S. Sizov, I. R. Idrisov, A. A. Yurtaev // Izvestiya - Atmospheric and Ocean Physics. 2020a. Vol. 56. № 12. P. 1652-1663.

915. Sizov O. Fire-induced changes in soil and vegetation in the forest-tundra of Western Siberia / O. Sizov, L. Brodt, A. Soromotin et al. // E3S Web of Conferences. 2020b. Vol. 223.

916. Sizov O. Urban Trees in the Arctic City: Case of Nadym / O. Sizov, R. Fedorov, Y. Pechkina, V. Kuklina, M. Michugin, A. Soromotin // Land. 2022. Vol. 11. № 4. P. 531.

917. Sizov O. Timing and Sedimentary Record of Late Quaternary Fluvio-Aeolian Successions of the Tura-Pyshma Interfluve (SW Western Siberia, Russia) / O. Sizov, A. Konstantinov, A. Volvakh, A. Molodkov // Geosciences. 2020c. Vol. 10. № 10. P. 396.

918. Smith H. T. Dune morphology and chronology in central and western Nebraska / H. T. Smith // The Journal of Geology. 1965. Vol. 73. № 4. P. 557-578.

919. Smith H. T. U. Eolian sand on desert mountains / H. T. U. Smith // Bulletin of the Geological Society of America. 1954. № 65. P. 1036-1037.

920. Smith R. S. U. Field trip to dunes at Superstition Mountain. In: Greeley, R., Womer, M.B., Papson, R.P. and Spudis, P.D. (eds), Aeolian features of southern California: a comparative planetary geology guidebook, National Aeronautics and Space Administration (NASA) / R. S. U. Smith. Washington DC : Office of Planetary Geology, 1978. 65-71 p.

921. Smith R. S. U. Sand dunes in North American Deserts. In: Bender, G.L. (ed), Reference Handbook on the Deserts of North America / R. S. U. Smith. Westport, Connecticut : Greenwood Press, 1982. P. 481-524.

922. Sobrino J. A. Surface temperature of the planet earth from satellite data / J. A. Sobrino, Y. Julien, S. García-Monteiro // Remote Sensing. 2020. Vol. 12. № 2. P. 1-10.

923. Soergel W. Löss, Eiszeiten und paläoltische Kulturen - Eine Gliederung und Altersbestimmung der Lösse (Loess, ice ages and palaeoltic cultures - an arrangement and age determination of the loess) / W. Soergel. 1919. P. 177.

924. Soergel W. Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. / W. Soergel. 1925. № 13.

925. Solger F. Geologie der Dünen / F. Solger // Dünenbuch / in German. Stuttgart : F. Enke Verlag, 1910a. P. 7-179.

926. Solger F. Über interessante Dünenformen in der Mark Brandenberg / F. Solger // ZZeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte. 1905. Vol. 57. № 4. P. 179-190. (in German).

927. Solger F. Parabeldünen / F. Solger // Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte. 1908. Vol. 60. № 3. P. 54-59. (in German).

928. Solger F. Studien über Nordostdeutsche Inlanddünen / F. Solger in German. Stuttgart : Verlag von J. Engelhorn, 1910b. 89 p.

929. Soller D. R. Map database for surficial materials in the conterminous United States. Data Series 425, scale 1:5,000,000 / D. R. Soller, M. C. Reheis, C. P. Garrity, D. R. Van Sistine // U.S. Geological Survey. 2009.

930. Soromotin A. V. Cyclic and linear trajectories of ecosystem evolution on sand dunes in Siberian taiga: A comprehensive analysis / A. V. Soromotin, G. R. Lanza, O. S. Sizov, S. A. Lobotrosova, E. V. Abakumov, A. O. Zverev, A. S. Yakimov, A. O. Konstantinov, A. O. Kurasova, N. V. Prihod'ko, V. M. Salavatulin, M. I. Varentsov, S. A. Alharbi, K. D. Alotaibi, Y. Kuzyakov // Science of The Total Environment. 2024. Vol. 928. P. 172265.

931. Sparrius L. B. Effects of nitrogen deposition on soil and vegetation in primary succession stages in inland drift sands / L. B. Sparrius, J. Sevink, A. M. Kooijman // Plant and Soil. 2012. Vol. 353. P. 261-272.

932. Speirs J. C. Meteorological controls on sand transport and dune morphology in a polar-desert: Victoria Valley, Antarctica / J. C. Speirs, H. A. McGowan, D. T. Neil // Earth Surface Processes and Landforms. 2008. Vol. 33. № 12. P. 1875-1891.

933. Speirs J. C. Regional climate variability driven by foehn winds in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica / J. C. Speirs, H. A. McGowan, D. F. Steinhoff, D. H. Bromwich // International Journal of Climatology. 2013. Vol. 33. № 4. P. 945-958.

934. Stankowski W. Rźezba eoliczna Polski północno-za-chodniej na podstawie wybranych obszarów / W. Stankowski // Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej. 1963. Vol. 4. № 1. P. 146. (in Polish).

935. Stein R. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record / R. Stein, K. Dittmers, K. Fahl, M. Kraus, J. Matthiessen, F. Niessen, M. Pirrung, Y. Polyakova, F. Schoster, T. Steinke, D. . Fütterer // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. № 11-13. P. 1485-1511.

936. Stieglitz R. D. Surface textures of quartz and heavy-mineral grains from fresh-water environments: an application of scanning electron microscopy / R. D. Stieglitz // Geological Society of America Bulletin. 1969. Vol. 80. № 10. P. 2091-2094.

937. Stout J. E. Publication trends in aeolian research: An analysis of the Bibliography of Aeolian Research / J. E. Stout, A. Warren, T. E. Gill // Geomorphology. 2009. Vol. 105. № 1-2. P. 6-17.

938. Stout J. E. Bibliography of Aeolian Research / J. E. Stout, A. Warren, T. E. Gill // Mendeley Data. 2020. Vol. q.

939. Sugden D. E. Glaciers and landscape - a geomorphological approach / D. E. Sugden, B. S. John. London : E. Arnold Publishers, 1976. 376 p.

940. Svendsen J. I. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia / J. I. Svendsen, H. Alexanderson, V. I. Astakhov, I. Demidov, J. A. Dowdeswell, S. Funder, V. Gataullin, M. Henriksen, C. Hjort, M. Houmark-Nielsen, H. W. Hubberten, Ó. Ingólfsson, M. Jakobsson, K. H. Kjær, E. Larsen, H. Lokrantz, J. P. Lunkka, A. Lysså, J. Mangerud, A. Matiouchkov, A. Murray, P. Möller, F. Niessen, O. Nikolskaya, L. Polyak, M. Saarnisto, C. Siegert, M. J. Siegert, R. F. Spielhagen, R. Stein // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. № 11-13. P. 1229-1271.

941. Swinehart J. B. Wind-blown deposits / J. B. Swinehart // An Atlas of the Sand Hills. Lincoln, 1990. P. 42–56.

942. Szczypek T. Pustynia Błędowska fenomen polskiego krajobrazu / T. Szczypek, S. Wika, A. Czylok et al. (in Polish). Wydawnictwo Kubajak, 2001. 72 p.

943. Takaku J. Generation of High Resolution Global DSM from ALOS PRISM / J. Takaku, T. Tadono, K. Tsutsui // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2014. Vols. XL-4. P. 243-248.

944. Takaku J. Validation of AW3D Global DSM Generated from ALOS PRISM / J. Takaku, T. Tadono, K. Tsutsui, M. Ichikawa // ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2016. Vols. III-4. P. 25-31.

945. Talbot M. R. Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel / M. R. Talbot // Palaeoecology of Africa, v. 16. Rotterdam : Balkema, 1984. P. 203-214.

946. The Lichens of Saskatchewan, Canada. Provincal list // URL: http://www.biodiversity.sk.ca/Docs/lichens.pdf.

947. Thiel C. On the applicability of post-IR IRSL dating to Japanese loess / C. Thiel // Geochronometria. 2011. Vol. 38. P. 369-378.

948. Tholen K. Megaripple mechanics: bimodal transport ingrained in bimodal sands / K. Tholen, T. Pähtz, H. Yizhaq, I. Katra, K. Kroy // Nature Communications. 2022. Vol. 13. № 1. P. 162.

949. Thom B. G. Late Quaternary evolution of coastal sand Barriers, Port Stephens-Myall Lakes Area, central New South Wales, Australia / B. G. Thom, G. M. Bowman, P. S. Roy // Quaternary Research. 1981. Vol. 15. № 3. P. 345-364.

950. Thomas D. S. G. The geomorphological role of vegetation in desert dune systems. In: Thornes, J.B. (ed) / D. S. G. Thomas, H. Tsoar // Vegetation and erosion. Chichester : John Wiley and Sons, 1990. P. 471-489.

951. Thomas E. K. Midlatitude land surface temperature impacts the timing and structure of glacial maxima / E. K. Thomas, S. C. Clemens, Y. Sun, Y. Huang, W. Prell, G. Chen, Z. Liu, S. Loomis // Geophysical Research Letters. 2017. Vol. 44. № 2. P. 984-992.

952. Thornthwaite C. W. An Approach toward a Rational Classification of Climate / C. W. Thornthwaite // Geographical Review. 1948. Vol. 38. № 1. P. 55.

953. Thorp J. Pleistocene Eolian Deposits of the United States, Alaska and Parts of Canada. National Research Council, Committee for the Study of Eolian Deposits, Geological Society of America. 1:2,500,000 map / J. Thorp, H. T. U. Smith, M. Baldwin et al. 1952.

954. Tilk M. Ground vegetation under natural stress conditions in Scots pine forests on fixed sand dunes in southwest Estonia / M. Tilk, M. Mandre, J. Klõšeiko, P. Kõresaar // Journal of Forest Research. 2011. Vol. 16. № 3. P. 223-227.

955. Tilk M. Effect of environmental factors on the composition of terrestrial bryophyte and lichen species in Scots pine forests on fixed sand dunes / M. Tilk, K. Ots, T. Tullus // Forest Systems. 2018. Vol. 27. № 3. P. e015.

956. Tinley K. L. Coastal dunes of South Africa / K. L. Tinley. Pretoria, 1985.

957. Torres A. A looming tragedy of the sand commons / A. Torres, J. Brandt, K. Lear, J. Liu // Science. 2017.

Vol. 357. № 6355. P. 970-971.

958. Tsoar H. Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. In M. E. Brookfield & T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes / H. Tsoar. Amsterdam : Elsevier, 1983. 247–259 p.

959. Tsoar H. Sand dunes mobility and stability in relation to climate / H. Tsoar // Physica A. 2005. Vol. 357. P. 50–56.

960. Tsoar H. The role of vegetation in the formation of linear sand dunes. In: Nickling, W.G. (ed) / H. Tsoar, J.-T. Møller // Aeolian Geomorphology, 17th Annual Binghampton Geomorphology Symposium. London : Allen and Unwin, 1986. P. 97-111.

961. Turner A. C. Comprehensive Valuation of the Ecosystem Services of the Arctic National Wildlife Refuge / A. C. Turner, M. A. Young, M. D. Moran, M. R. McClung // Natural Areas Journal. 2021. Vol. 41. № 2. P. 125–137.

962. Udden J. A. Mechanical composition of some clastic sediments / J. A. Udden // Bulletin of the Geological Society of America. 1914. № 25. P. 655-744.

963. Vandenberghe J. The climate of the Younger Dryas in the Netherlands / J. Vandenberghe // Geologie en Mijnbouw. 1995. № 74. P. 245-249.

964. Vasiliev A. A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic / A. A. Vasiliev, D. S. Drozdov, A. G. Gravis, G. V Malkova, K. E. Nyland, D. A. Streletskiy // Environmental Research Letters. 2020. Vol. 15. № 4. P. 045001.

965. Velichko A. A. The last glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets / A. A. Velichko, Y. M. Kononov, M. A. Faustova // Quaternary International. 1997. Vol. 41. P. 43-51.

966. Velichko A. A. Morphoscopy and morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers / A. A. Velichko, S. N. Timireva // GeoJournal. 1995. Vol. 36. P. 143-149.

967. Velichko A. A. West Siberian Plain as a late glacial desert / A. A. Velichko, S. N. Timireva, K. V. Kremenetski, G. M. MacDonald, L. C. Smith // Quaternary International. 2011. Vol. 237. № 1-2. P. 45-53.

968. Veraverbeke S. Lightning as a major driver of recent large fire years in North American boreal forests / S. Veraverbeke, B. M. Rogers, M. L. Goulden, R. R. Jandt, C. E. Miller, E. B. Wiggins, J. T. Randerson // Nature Climate Change. 2017. Vol. 7. № 7. P. 529-534.

969. Vermote E. F. Landsat Surface Reflectance Data Products: A Review and Update / E. F. Vermote, C. O. Justice, M. Claverie, B. Franch // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 185. P. 82-97.

970. Verstappen H. T. Aeolian geomorphology of the Thar Desert and palaeoclimates / H. T. Verstappen // Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände. 1970. № 10. P. 104-120.

971. Villani C. Topics in Optimal Transportation / C. Villani. American Mathematical Society, 2003. 370 p.

972. Volvakh A. O. Loess-paleosol record of MIS 3 - MIS 2 of north-east Cis-Salair plain, south of West Siberia / A. O. Volvakh, N. E. Volvakh, I. Y. Ovchinnikov, L. G. Smolyaninova, R. N. Kurbanov // Quaternary International. 2022. Vol. 620. P. 58-74.

973. Vos K. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample prepation to environmental interpretation / K. Vos, N. Vandenberghe, J. Elsen // Earth-Science Reviews. 2014. Vol. 128. P. 93-104.

974. Walker D. A. Environment, vegetation and greenness (NDVI) along the North America and Eurasia Arctic transects / D. A. Walker // Environment Research Letters. 2012. № 7. P. 015504.

975. Walther J. Das gesetz der wüstenbildung in gegenwart und vorzeit / J. Walther. 1924. Vol. 14. P. 421.

976. Wang X. Urban forest monitoring based on multiple features at the single tree scale by UAV / X. Wang, Y. Wang, C. Zhou, L. Yin, X. Feng // Urban Forestry & Urban Greening. 2021. Vol. 58. P. 126958.

977. Warren A. Dunes in the Ténéré Desert / A. Warren // The Geographical Journal. 1971. Vol. 137. № 4. P. 458-461.

978. Warren A. Observations on dunes and bi-modal sands in the Ténéré Desert / A. Warren // Sedimentology. 1972. Vol. 19. № 1-2. P. 37-44.

979. Warren A. Dunes: dynamics, morphology, history / A. Warren. John Wiley & Sons, 2013. 240 p.

980. Wasson R. J. Factors determining desert dune type / R. J. Wasson, R. Hyde // Nature. 1983. № 304. P. 337-339.

981. Watson A. The control of wind blown sand and moving dunes: a review of the methods of sand control in deserts, with observations from Saudi Arabia / A. Watson // Quarterly Journal of Engineering Geology. 1985. Vol. 18. № 3. P. 237-252.

982. Weiss A. Topographic position and landforms analysis / A. Weiss // Poster presentation, ESRI user conference. San Diego, CA, 2001. Vol. 200.

983. Welch A. M. Implications of alder shrub growth for alpine tundra soil properties in Interior Alaska / A. M. Welch, S. A. Pedron, R. G. Jespersen, X. Xu, B. Martinez, Y. Khazindar, N. M. Fiore, M. L. Goulden, C. I. Czimczik // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2023. Vol. 55. № 1.

984. Wentworth C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments / C. K. Wentworth // Journal of Geology. 1922. Vol. 30. P. 377-392.

985. Wessel B. Accuracy assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model with GPS data / B.

Wessel, M. Huber, C. Wohlfart, U. Marschalk, D. Kosmann, A. Roth // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2018. № 139. P. 171-182.

986. Willemse N. W. A continuous record of Holocene eolian activity in West Greenland / N. W. Willemse, E. A. Koster, B. Hoogakker, F. G. M. van Tatenhove // Quaternary Research. 2003. Vol. 59. № 3. P. 322-334.

987. Willets B. B. Using fences to create and stabilize sand dunes / B. B. Willets, C. J. Phillips // Proceedings of the Coastal Engineering Conference. 1978. Vol. 2. P. 2040-2050.

988. Williams R. B. G. The British climate during the last glaciation: an interpretation based on periglacial phenomena / R. B. G. Williams // Ice ages: ancient and modern. Liverpool : Sea House Press, 1975. P. 95-119.

989. Wilson I. G. Ergs / I. G. Wilson // Sedimentary Geology. 1973. Vol. 10. № 2. P. 77-106.

990. Wilson P. Pedogenic and geomorphic evolution of a buried dune palaeocatena at Magilligan Foreland, Northern Ireland / P. Wilson, R. M. Bateman // Catena. 1987. Vol. 14. № 6. P. 501-517.

991. Wolfe S. A. Impact of increased aridity on sand dune activity in the Canadian Prairies / S. A. Wolfe // Journal of Arid Environments. 1997. Vol. 36. P. 421-432.

992. Wolfe S. A. Cold-Climate Aeolian Environments / S. A. Wolfe // Treatise on Geomorphology (Second Edition). 2022. Vol. 7. P. 195-219.

993. Wolfe S. A. Late Quaternary eolian deposits of northern North America: Age and extent // URL: https://ostrnrcan-dostrncan.canada.ca/handle/1845/178318.

994. Wolfe S. A. The protective role of sparse vegetation in wind erosion / S. A. Wolfe, W. G. Nickling // Progress in Physical Geography. 1993. Vol. 17. № 1. P. 50-68.

995. Wolfe S. A. Dune Fields. High Latitudes / S. A. Wolfe // Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition). Elsevier B.V., 2013. P. 597-605.

996. Wolfe S. A. History of High Latitude Dune Fields / S. A. Wolfe // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2014. P. 1-11.

997. Wolfe S. A. Chronology and geochemistry of late Holocene eolian deposits in the Brandon Sand Hills, Manitoba, Canada / S. A. Wolfe, D. R. Muhs, P. P. David, J. P. McGeehin // Quaternary International. 2000. Vol. 67. № 1. P. 61-74.

998. Woodruff N. . P. A wind erosion equation / N. . P. Woodruff, F. H. . Siddoway // Soil Science Society of America Journal. 1965. Vol. 29. P. 602-608.

999. Wooster M. J. Fire radiative energy for quantitative study of biomass burning: derivation from the BIRD experimental satellite and comparison to MODIS fire products / M. J. Wooster, B. Zhukov, D. Oertel // Remote Sensing of Environment. 2003. № 86. P. 83-107.

1000. Woronko B. Frost weathering versus glacial grinding in the micromorphology of quartz sand grains: Processes and geological implications / B. Woronko // Sedimentary Geology. 2016. Vol. 335. P. 103-119.

1001. Woronko B. Quaternary aeolian activity of Eastern Europe (a Poland case study) / B. Woronko, Ł. Bujak // Quaternary International. 2017. Vol. 478. P. 1-22.

1002. Woronko B. Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt / B. Woronko, P. Zieliński, R. J. Sokołowski // Geologos. 2015. Vol. 21. № 2. P. 89-103.

1003. Yang Y. Converging effects of shrubs on shadow dune formation and sand trapping / Y. Yang, Y. Liu, J. Shi, D. Zhao, D. Dai, L. Lyu // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2019. Vol. 124. P. 1835-1853.

1004. Yang Z. Measurement of sand creep on a flat sand bed using a high-speed digital camera / Z. Yang, W. Yuan, Y. Bin, J. Pan // Sedimentology. 2009. Vol. 56. № 6. P. 1705-1712.

1005. York A. Wildland fire in boreal and Arctic North America / A. York, U. Bhat, R. Thoman, R. Ziel // Bulletin of the American Meteorological Society. 2018. Vol. 99. № 8. P. 167-169.

1006. Yu Q. Land cover and land use changes in the oil and gas regions of Northwestern Siberia under changing climatic conditions / Q. Yu, H. E. Epstein, R. Engstrom, N. Shiklomanov, D. Strelestskiy // Environmental Research Letters. 2015. Vol. 10. № 12. P. 14.

1007. Yurtaev A. Development of Surficial Deposits on Belyi Island (Kara Sea) during the Last 40,000 Years / A. Yurtaev, A. Alexandrovskiy, V. Skripkin, E. Zazovskaya, A. Dolgikh // Radiocarbon. 2018. Vol. 60. № 5. P. 1439-1455.

1008. Zamyatina N. “Agglomeration of flows”: Case of migration ties between the Arctic and the southern regions of Russia / N. Zamyatina, R. Goncharov // Regional Science Policy & Practice. 2022. Vol. 14. № 1. P. 63-86.

1009. Zaretskaya N. E. The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data / N. E. Zaretskaya, A. V. Panin, N. V. Karpukhina // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2018. Vol. 90. № 2. P. 301-313.

1010. Zaretskaya N. Aeolian sedimentation in the Vychegda river valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 / N. Zaretskaya, A. Panin, A. Utkina, D. Baranov // Quaternary International. 2024. Vols. 686-687. P. 83-98.

1011. Zdanowicz C. M. Characteristics of modern atmospheric dust deposition in snow on the Penny Ice Cap, Baffin Island, Arctic Canada / C. M. Zdanowicz, G. A. Zielinski, C. P. Wake // Tellus. 1998. Vol. 50. P. 506-520.

1012. Zeeberg J. The European sand belt in eastern Europe and comparison of Late Glacial dune orientation with

GCM simulation results / J. Zeeberg // Boreas. 1998. Vol. 27. № 2. P. 127-139.

1013. Zhenda Z. Aeolian Landforms in the Taklimakan Desert. In: El-Baz, F. (ed), Deserts and Arid Lands / Z. Zhenda. The Hague : Martinus Nijhoff Publishers, 1984. 133-143 p.

1014. Zheng Z. Remote sensing techniques in the investigation of aeolian sand dunes: A review of recent advances / Z. Zheng, S. Du, H. Taubenböck, X. Zhang // Remote Sensing of Environment. 2022. Vol. 271. P. 112913.

1015. Zhou Y. L. Optically stimulated luminescence dating of aeolian sand in the Otindag dune field and Holocene climate change / Y. L. Zhou // Science in China Series D: Earth Sciences. 2008. Vol. 51. № 6. P. 837-847.

1016. Zipper C. E. Restoring Forests and Associated Ecosystem Services on Appalachian Coal Surface Mines / C. E. Zipper, J. A. Burger, J. G. Skousen, P. N. Angel, C. D. Barton, V. Davis, J. A. Franklin // Environmental Management. 2011. Vol. 47. № 5. P. 751-765.

1017. Zomer R. J. Version 3 of the “Global Aridity Index and Potential Evapotranspiration (ET0) Database”: Estimation of Penman-Monteith Reference Evapotranspiration // Available online from the CGIAR-CSI GeoPortal at: https://cgiarcsi.community/2019/01/24/global-aridity-index-and-potential-evapotranspiration-climate-database-v3/.

1018. Zubillaga J. J. K. Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from El Vizcaíno Desert, Baja California Peninsula, Mexico / J. J. K. Zubillaga, H. Zolezzi-Ruíz // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 2007. Vol. 24. № 3.

1019. Свендсен Й. И. Природные условия плейстоцена и палеолитические стоянки на севере западного склона Уральских гор / Й. И. Свендсен, П. Павлов, Х. Хегген // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. Москва : Наука, 2008. P. 79-97.

1020. David P. P. Sand dune occurrences of Canada: a theme and resource inventory study of eolian landforms in Canada / P. P. David. Ottawa, 1977. 183 p.

1021. Алявдина Ф. А. Отчет партии № 2 по геолого-геоморфологической съемке масштаба 1: 1000000 бассейна реки Ныда и верховьев реки Арка-Таб-Яха в 1953 году / Ф. А. Алявдина, Н. П. Мокин, Т. Ф. Травина. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1954.

1022. Андреев Ю. Ф. Геологическое и геоморфологическое строение северной части Тазовского полуострова / Ю. Ф. Андреев, М. М. Белорусова. Ленинград : ВНИГРИ, 1962. 230 с.

1023. Андрианов В. Н. Опытная инженерно-геокриологическая съемка масштаба 1:100 000 бассейна среднего течения р.Надым и Надым-Пурского междуречья / В. Н. Андрианов. Москва : КГЭ, ВСЕГИНГЕО, 1974.

1024. Бабушкин А. Е. Карта прогноза минерального сырья для промышленности строительных материалов северных нефтегазоносных районов Тюменской области (отчет по теме 777, договор с Тюменской комплексной геологоразведочной экспедицией) / А. Е. Бабушкин, Л. В. Гесс, А. Г. Головина и др. Новосибирск, Тюмень : СНИИГГИМС, ТКГРЭ, 1977. 927 с.

1025. Биджиев Р. А. Отчет о проведении аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200 000 на листах S-43-XVII, XVIII (юг), XXXIII-XXXVI; S-44-XXXI-XXXIII (юг); R-43-II-VI, VIII-XII, XIV-XVIII, XX-XXIV, XXVI (север), XXVII-XXX, XXXIII-XXXVI; R-44-I-XIV, XIX-XXII, XXV-XXVI / Р. А. Биджиев, С. А. Авдалович, М. М. Брызгалова. Тюмень, 1981. 658 с.

1026. Бойцов М. Н. Отчет партии №3 о геологической съемке масштаба 1:1000000 в юго-восточной части полуострова Ямал в 1952г. Трапеции Q-42-10, 11, 12, 22, 23, 24, 33, 34, 35, 36, 45, 46, 47, 48, 57, 58, 59, 60; Q-43-1, 2, 13, 14, 25 / М. Н. Бойцов, С. Г. Максименко. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1953. 1067 с.

1027. Бойцов М. Н. Отчет партии № 3 по геолого-геоморфологической съемке масштаба 1:1000000 Южной части Тазовского полуострова в 1953 году / М. Н. Бойцов, С. Г. Максименко. ВСЕГЕИ, 1954. 1052 с.

1028. Буклин В. В. Окончательный отчет Верхне-Казымской партии №3 Обской аэрогеологической экспедиции по работам 1950 г. / В. В. Буклин, К. Н. Кравченко. Ленинград : Всесоюзный аэрогеологический трест, Обская аэрогеологическая экспедиция, 1951. 536 с.

1029. Бывшев А. С. Космофотогеологическое картирование масштаба 1:1000000 центральной части Западно-Сибирской плиты листов Р-43, Р-44, Р-45 А,В; Q-43 В,Г; Q-44 В,Г (партия № 16, работы 1978-1981 гг.) / А. С. Бывшев, А. П. Зайцев, З. Г. Королькова и др. Москва : Аэрогеология, 1981. 210 с.

1030. Воронков Ю. С. Геологическое строение и геоморфология бассейна р. Казым (отчет Казымской партии ВНИГРИ о полевых работах лета 1957 г.) / Ю. С. Воронков, Г. В. Коновалов, Н. Г. Чочиа. Ленинград : ВНИГРИ, 1958.

1031. Генеральный план города Надыма. Основные положения / Ф. 19. Оп. 3. Д. 70. Центральный государственный архив научно-технической документации Санкт-Петербурга.

1032. Геологическое строение и рельеф северной части полуострова Ямал и острова Белый (отчет о результатах геологической съемки м-ба 1:1000000, произведенной партиями №№ 1, 2, 3, 4 и 5 экспедиции Н-82 в 1954 г. в северной части п-ва Ямал и на острове Белом) / Ред. Ю. Н. Кулаков, В. А. Даценко, Г. А. Значко-Яворский и др. Ленинград : НИИГА, 1955. 344 с.

1033. Гройсман Я. М. Геологическая съемка М 1:1000000 бассейна р.Хайги-Яха (Лонг-Юган) (отчет партии №4) / Я. М. Гройсман. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1954. 512 с.

1034. Гройсман Я. М. Отчет партии №4 и №7 о геолого-геоморфологическом строении района нижнего

течения р. Оби и бассейнов ее притоков: Полуя, Собты-Югана и Питляра / Я. М. Гройсман, В. А. Калашникова. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1953.

1035. Грязнов О. Н. Комплексные гидрогеологические, инженерно-геологические и геоэкологические исследования масштаба 1:50000 территории г.Надым (отчет по договору 58-201-05 (209/05)) / О. Н. Грязнов, И. В. Абатурова, И. Г. Петрова. Екатеринбург : Уральская государственная горно-геологическая академия, 2006. 595 с.

1036. Долотов М. С. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:200000 полуострова Ямал (листы S-42-XXIII, XXIV, XXVIII-XXX, XXXIII-XXXVI, S-43-XXV, XXXI, R-42-I-VI, VII-XII, XIII-XVIII, XIX-XIV, XXVII-XXX, XXXIII-XXXV, R-43-I, VII, XIII, XIX, XXV, XXVI, XXXI, XX / М. С. Долотов, Н. П. Шелухин. Москва : Аэрогеология, 1981. 618 с.

1037. Долотов М. С. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:200 000 полуострова Ямал (листы: S-43-XXV, XXXI; R-42-I-VI, VII-XII, XIII-XVIII, XIX-XIV, XXVII-XXX, XXXIII-XXXVI; R-43-I, VII, XIII, XIX, XXV, XXVII, XXXI, XXXII; Q-42-IV-VI, IX-XII; Q-43-I, II, VII / М. С. Долотов, Н. П. Шелухин, А. И. Спиркин. Ленинград : ТюмТФГИ, 1981. 564 с.

1038. Евсеев Г. П. Геологическое строение и геоморфология Ярудейского района, материалы к геологической карте масштаба 1:200000 листов Q-42-XVII, XVIII, XXIII и XXIV / Г. П. Евсеев, И. В. Рейнин, Т. А. Веренникова. Ленинград : ВНИГРИ, 1961. 67 с.

1039. Животовская А. И. Геологическое строение и рельеф водораздела рек Казым, Куноват, М. Лонг-Юган и Полуй. Отчет партии № 7 по геологическуой съемке м-ба 1:1 000 000 в пределах листа Q-42 на территории Надымского и Казымского районов Тюменской области в 1954 г. / А. И. Животовская. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1955. 363 с.

1040. Журавский А. В. Результаты исследований Приполярного Запечорья в 1907 и 1908 годах / А. В. Журавский. Санкт-Петербург, 1909. 35 с.

1041. Кайялайнен В. И. Геологическое строение и рельеф средней части полуострова Ямал и острова Литке (Отчет о полевых работах партий №№ 1, 2, 3 экспедиции №67-а в 1953 г.) / В. И. Кайялайнен, Ю. Н. Кулаков. Ленинград, 1953. 286 с.

1042. Каплянская Ф. А. Генезис четвертичных отложений севера Западной Сибири (Окончательный отчет по теме I A.V.I/(П)Q-/270 за 1979-1982 гг.) / Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, О. Н. Жежель. Ленинград, 1982. 240 с.

1043. Карпович В. Э. Информационный отчет по комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 на площади листов Q-41-I, II / В. Э. Карпович. Воркута : Полярноуралгеология, 1995. 674 с.

1044. Кисляков В. Н. Геологическое строение и геоморфология бассейна верхнего течения реки Полуй (Отчет по работам Полуйской партии Салехардской экспедиции за 1956-1957 гг.) / В. Н. Кисляков, И. Л. Кузин. Ленинград : ВНИГРИ, 1958. 189 с.

1045. Кулаков Ю. Н. Геологическое строение и геоморфология бассейнов рек Юрибей, Хэ-Яха, Иоркута и правобережья нижнего течения р. Байдарата. Южная часть полуострова Ямал (Отчет о полевых работах партии № 3 экспедиции № 59-а за 1952 г.) / Ю. Н. Кулаков. Ленинград, 1953. 252 с.

1046. Кулахметов Н. Х. Геологический отчет о результатах поисково-съемочных маршрутов, проведенных в бассейне среднего течения р.Таз в 1956 г. / Н. Х. Кулахметов. Черногорск : Минусиннефтегазразведка, 1957. 477 с.

1047. Ломаченков В. С. Четвертичные отложения и рельеф СЗ части Гыданского п-ова. Результаты геологической съемки масштаба 1000000, произведенной в 1952 г. на Гыданском п-ве партией №4 экспедиции №51а / В. С. Ломаченков. Ленинград : НИИ Геологии Арктики, 1953. 161 с.

1048. Максименко С. Г. Отчет о геолого-геоморфологической съемке лист P-42-XIII в масштабе 1:200000 / С. Г. Максименко, И. В. Машков, Н. В. Мизинов. пос. Березово, 1958. 878 с.

1049. Методические указания по градостроительному освоению северных районов Западной Сибири / Ф. 29. Оп. 21. Д. 8. Центральный государственный архив научно-технической документации Санкт-Петербурга.

1050. Никитин Ю. Н. Отчет партии № 36 по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:200000 (листы: Q-41-XXIV, XXVIII, XXX, XXXIV, XXXVI; Q-42-XIV (64), XV (54,65-66), XVI, XVIII, XIX (85-86), XX (76, 87-88), XXI-XXVI, XXVII (102,114), XXVIII-XXXVI; Q-43-VIII (28), IX (29 / Ю. Н. Никитин, П. Е. Брагин, А. С. Воронин. Тюмень : ЗапСибНИГНИ, Главтюменьгеология, 1986. 565 с.

1051. Отчет Картосоставительского отряда по работам 1958-60 г по теме «Составление и подготовка к изданию карты четвертичных отложений и карты палеозойского обрамления Западно-Сибирской низменности в масштабе 1:15000000 и литолого-фациальных карт в более мелком / Ред. Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1960. 455 с.

1052. Перугин Н. Н. Геологическое строение срединной части Сибирских увалов между истоками рек Пур и Таз (Отчет по работам 1962-1968 гг.) / Н. Н. Перугин. Ленинград : ВНИГРИ, 1970. 165 с.

1053. Поплавский Н. Н. Геологический отчет о результатах поисково-съемочных маршрутов, проведенных в бассейне верхнего течения р.Таз в 1956 г. / Н. Н. Поплавский, М. Д. Поплавская. Черногорск :

Минусиннефтегазразведка, 1957. 523 с.

1054. Свинцов С. В. Карьер песка «Магромсы-6» на Тайлаковском месторождении нефти (отчет по инженерно-геологическим изысканиям) / С. В. Свинцов. Тюмень : ЗАО «Нефтьстройинвест», 2010. 46 с.

1055. Строительство 501. Производственно-технический отчет. 1941-1951 / (Санкт-Петербург Центральный музей железнодорожного транспорта МПС. Научный архиив). 60 с.

1056. Суздальский О. В. Отчет экспедиции №7 по геологической съемке м-ба 1:1000000 в пределах л.л. Q-43, Q-44 на территории Пуровского и Тазовского районов Тюменской области в 1954 году «Геологическое строение и рельеф бассейна р.Пур на севере Западно-Сибирской низменности» / О. В. Суздальский, С. П. Альтер, Ф. А. Алявдин и др. Ленинград, 1955. 45 с.

1057. Тимашков Н. А. Четвертичные отложения и рельеф центральной части Гыданского п-ова. Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1:1000000 в бассейне рек Гыды, Нява-Яха, Зыковки, Ярто-Яха и озер Ямту-То и Хоссейн-То в 1952 г. / Н. А. Тимашков. Ленинград : НИИ Геологии Арктики, 1953. 190 с.

1058. Трофимов В. Т. Инженерно-геологические условия территории листов Q-42-Г, Q-43 и R-43-Г (отчет по договору 164) / В. Т. Трофимов, И. С. Груздов, И. С. Лурье. Тюмень; Москва, 1969. 1831 с.

1059. Трофимов В. Т. Инженерно-геологические условия полуострова Ямал (отчет по договору 203) / В. Т. Трофимов, Н. Г. Фирсов, Ю. Б. Баду. Тюмень; Москва, 1972. 2048 с.

1060. Трофимов В. Т. Отчет по договору № 151: Современные экзогенные геологические и инженерно-геологические процессы и явления Тюменской области / В. Т. Трофимов, Н. Г. Фирсов, Ю. Б. Баду. Москва, Тюмень : МГУ им. Ломоносова, Геологический факультет, Главное Тюменское ПГУ, 1979. 903 с.

1061. Хлебников В. И. Геологическая и геоморфологическая съемка части бассейна среднего течения р.Надым (отчет партии №5) / В. И. Хлебников. Ленинград, 1954. 665 с.

1062. Хлебников В. И. Отчет партии №5 о геологической и геоморфологической съемке части бассейна среднего течения р. Надым м-бе 1:1000000 / В. И. Хлебников, З. И. Ильина. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1954. 852 с.

1063. Исследовать влияние климатических факторов на планировку, застройку и благоустройство населенных мест в северных районах / Ф. 17. Оп. 26. Д. 1186. Тема 3-1/0.55.101. Раздел 1х. Центральный государственный архив научно-технической документации Санкт-Петербурга.

1064. Примеры планировки и застройки населенных мест Крайнего Севера / Ф. 17. Оп. 22. Д. 481. Центральный государственный архив научно-технической документации Санкт-Петербурга.

1065. Чекунова В. С. Геологическая и геоморфологическая съемка части бассейна нижнего течения р.Надым и части правобережья р.Надымская Обь в 1953 г. (отчет партии №1) / В. С. Чекунова. Ленинград, 1954. 802 с.

1066. Чекунова В. С. Отчет партии № 1 о геологической и геоморфологической съемке масштаба 1: 1000000 части бассейна нижнего течения р. Надым и части правобережья р. Надымская Обь в 1953 году / В. С. Чекунова, Ю. И. Миронов. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1954. 803 с.

1067. Чочиа Н. Г. Геологическое строение и геоморфология Северной части Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа (район междуречья Оби и Пура) (Отчет Салехардской экспедиции ВНИГРИ за 1956-57 г.г., тема № 510) / Н. Г. Чочиа, А. В. Андреев, Ю. Ф. Андреев и др. Ленинград, 1958. 574 с.

1068. Шацкий С. Б. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1000000. Отчет по работам Обской партии за 1954-1955 гг. Геологическое строение листов Q-44 (Сидоровск) и северной части листа P-44 (Вах) / С. Б. Шацкий, А. А. Земцов. Томск, 1956. 353 с.

1069. Шубаев Л. П. Геологическое строение и геоморфология верхней части бассейна р. Лямин и средней части бассейна р. Казым (Отчет Верхне-Ляминской партии № 4) / Л. П. Шубаев, Н. П. Мокин. Ленинград : ВАГТ, 1951. 437 с.

1070. Яковлев А. В. Научно-технический отчет по теме «Проведение исследований по научному обоснованию планировки, застройки и благоустройства г.Надым Тюменской области» / А. В. Яковлев Ф. 19. Оп. 3. Д. 11. Муниципальный архив Администрации Надымского района. Ленинград : ЛЕНЗНИИЭП, 1971. 32 с.

1071. Яковлева С. В. Отчет Салымской партии № 2 Обской аэрогеологической экспедиции ВАГТ за 1949 г. / С. В. Яковлева. 1950. 169 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ А-У

Приложение А

Описание методов исследований

1 Полевые методы

При выборе конкретных участков полевых работ учитывалось их пространственное и геоморфологическое положение. Принципиальным условием являлся равномерный охват всех высотных уровней от побережья Обской губы до высоких водоразделов (более 150 м над у.м.) при достаточно регулярной сети наблюдений (расстояния между точками составляют в среднем 100-150 км). Для передвижения использовались доступные автомобильные и водные пути.

Автомобильные включали федеральные и региональные трассы (действующие и строящиеся), а также технологические проезды вдоль магистральных трубопроводов и промысловые автодороги на территории нефтегазовых месторождений (Суторминское, Романовское, Тагринское, Медвежье, Ямсовейское, Барсуковское, Северо-Комсомольское, Меретояхинское, Тарасовское, Харампурское и др.).

Водные маршруты проходили по основным рекам рассматриваемого региона (Надым, Левая Хетта, Полуй, Сухой Полуй, Большой Хулымъеган, Нгарка-Пыръяха, Казым, Сорум, Пур, Пурпе, Айваседапур, Надымская Обь). Большая по протяженности часть водных маршрутов пройдена в период весеннего половодья, что обеспечивало максимальную скорость передвижения в достаточно сложных навигационных условиях (особенно в среднем течении р.Надым [Хлебников, 1954; Васильев и др., 1994]). Три водных маршрута пройдены летом и три – в осенний период (все водные передвижения обеспечивал Д.А. Гурьев).

В качестве транспортных средств использовались легковые и грузовые автомобили, а также автомобили повышенной проходимости, колесные и гусеничные вездеходы, квадроцикл, лодки с твердым и мягким каркасом (рисунок 1.1). При планировании водных маршрутов создавались, как правило, детальные лоции по актуальным космическим снимкам среднего и высокого разрешения. В ряде случаев для обеспечения водных передвижений осуществлялась предварительная заброска бензина по пути следования в зимний период. Общая протяженность автомобильных маршрутов превышает 5800 км, водных маршрутов – 2800 км, пеших – 400 км. Состав полевой группы включал в основном от 2 до 5 чел.

Транспортная доступность осложнялась пропускным режимом на территориях нефтегазовых месторождений и на особо охраняемых природных территориях (ООПТ). Для обеспечения проезда запрашивались официальные разрешения на проезд и проведение исследований от руководства нефтегазовых компаний (добывающих и транспортных) и ООПТ, а также гостевые пропуска (для проезда по территории месторождений к населенным пунктам) и пропуска рыбака-охотника (для проезда по территории месторождений в качестве местных жителей вне пожароопасного периода).

При нахождении на территории ООПТ (Верхнеполуйский, Сорумский и Надымский государственные природные заказники, природный парк «Нумто») соблюдались все соответствующие ограничения и меры безопасности. При встречах с крупными хищниками для отпугивания использовались предупредительные выстрелы в воздух. В удаленных районах связь обеспечивалась с помощью спутникового телефона.

Полевые работы проводились в 2012-2013, 2016-2018 и 2020-2023 гг. Как правило, осуществлялся один выезд в год, в 2020-2022 гг. проводилось по три выезда ежегодно. Средняя продолжительность одного полевого выезда составляла от 10 до 14 дней.

В ходе полевых маршрутов проводились следующие виды научных исследований:

- изучение наиболее репрезентативных разрезов четвертичных образований и форм рельефа (эолового, водно-ледникового, ледникового);
- изучение петрографического состава обломочных горных пород;
- геоботанические описания участков развития эолового рельефа, гарей, сухоройных песчаных карьеров и фоновых участков;
- изучение условий формирования первичного почвенного покрова в сухоройных песчаных карьерах;
- съемка с БПЛА (фото, мультиспектральная, лидарная) участков с различными формами рельефа (эоловыми, ледниковыми, водно-ледниковыми).



Рисунок 1.1 – Примеры средств передвижения в ходе полевых работ (фото О.С. Сизова)

1.1.2 Геодезические измерения

Целью проведения геодезических измерений в пределах модельной котловины являлось точное определение морфометрических параметров эолового рельефа и определение координат закрепленных реперных точек для совмещения разновременных материалов космической и аэрофотосъемки. Измерения проводились с помощью ГНСС-приемников геодезического класса (рабочие частоты L1/L2):

- Topcon Hiper+ – работы 2013 и 2016 гг., использовалась пара приемников (база и ровер), измерения проводились в режиме постобработки, уравнивание измерений базового приемника осуществлялось по поправкам базовой станции компании «Ямал-Инфотек» в г. Надым;
- Ashtech ProMark 200 с внешней антенной ASH-661 – работы 2018 г., использовался один приемник в качестве ровера, измерения проводились в режиме быстрой статики без поправок базовых станций;
- Trimble GeoXR – работы 2021 г., использовался один приемник (ровер), измерения проводись в режиме RTK (real-time kinematic) с использованием поправок базовой станции компании «Геодетика» в г. Надым, принимаемых по каналу связи GPRS.

Максимальный порог точности измерений координат с использованием поправок базовых станций был установлен на уровне не хуже 2 см в плане (долгота, широта) и не хуже 5 см по высоте.

Измерения проводились на открытой поверхности модельного раздува, либо в условиях разреженного редколесья эолового массива и отдельных суффозионных западин (рисунок 1.2). Дополнительно на трех участках проведены измерения высот второй террасы р. Надым.



Рисунок 1.2 – Геодезические измерения по периферии раздува и в пределах эолового массива (фото О.С. Сизова, 2016)

Реперные пункты, составляющие планово-высотное обоснование в пределах всего эолового массива, были заложены в августе 2016 г. Они включают металлические трубы с плоской площадкой, вбитые на глубину 2 м, опоры ЛЭП и пересечения стыков дорожных бетонных плит (рисунок 1.3). Кроме того, в качестве реперов также измерены угловые точки металлического забора площадки водозабора. Измерения координат всех реперных пунктов (более 20 точек, равномерно расположенных по территории участка) выполнены в 2016 и повторно для контроля в 2021 г. Использование наземных контрольных точек позволило, в частности, совместить исходные космические снимки с точностью менее двукратной величины проекции пикселя (GSD), таким образом погрешность измерений составила для интервала 1968-2020 гг. – не более 4 м, для интервала 2012-2020 гг. – не более 1 м. В работах 2016 г. активное участие принимали сотрудники ТюмГУ Л.А. Табуркин и С.И. Мирьяминов.



Рисунок 1.3 – Закрепление и измерение координат реперных пунктов планово-высотной основы в пределах модельной котловины выдувания (фото О.С. Сизова, 2016, 2021)

1.1.3 Геологические исследования

Наиболее трудоемкие работы связаны с изучением строения, состава, структуры и возраста четвертичных образований (эоловых и сопутствующих им ледниковых, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных). Всего в ходе полевых работ получены данные по 187 участкам (разрезам, шурфам, зачисткам и скважинам). Большинство участков, в силу своей удаленности, исследовались однократно, однако некоторые разрезы посещались по 3-4 раза.

Для определения условий осадконакопления и генезиса осадочного комплекса использовались структурно-геологический и седиментологический методы на основе принципа актуализма [Шанцер, 1966; Рейнек, Сингх, 1981; Астахов, 2020]. Указанные методы заключаются *«в выделении, описании и измерении элементов залегания геологических тел, их контактов, проявлений различных процессов седиментации и эрозии, а также дирекционных структур»* [Астахов, 2020, с. 224]. В структурно-геологическом методе рассматриваются крупные объекты (толщи, серии, формации), их морфологические особенности, условия залегания, контакты и взаимоотношения в пространстве. Седиментологический метод направлен на изучение морфологических особенностей осадочных текстур отдельных пачек и слоев. Оба метода эффективно используются в полевых условиях при достаточных объемах расчисток и дают статистически значимые и прослеживаемые результаты при обеспечении регулярного расположения участков исследований [Каплянская, Тарноградский, 1993].

В данной работе в начале полевых исследований проводился предварительный осмотр с фотофиксацией всех доступных на маршруте обнажений, после чего выбирались наиболее репрезентативные и равноудаленные друг от друга участки для детального изучения. На подавляющем большинстве разрезов, которые используются в итоговой выборке, произведенная расчистка позволила проследить контакт как минимум двух геологических тел. Учитывая равнинный характер территории и слабую эрозионную активность рек, мощность изученных разрезов и обнажений не превышает 40 м, среднее значение – до 10 м. Все протяженные разрезы коренных берегов, в силу редкой встречаемости, но, при этом, хорошей сохранности, могут рассматриваться как опорные для данного региона [Сизов, Коркин, 2023].

Работы на разрезе, собственно, включали предварительный осмотр, расчистку контактных зон и наиболее показательных участков, линейные и угловые измерения геологических тел, описание их морфологических и текстурных особенностей, фотографирование, составление принципиальной схемы строения разреза, отбор проб для радиоуглеродного и люминесцентного датирования, а также для проведения литологических, петрографических, геохимических и морфоскопических анализов (рисунок 1.4).



Рисунок 1.4 – Полевые геологические исследования (расчистка обнажений, бурение скважин) (фото А.В. Соромотина, О.С. Сизова, 2017, 2018, 2020)

В отдельных случаях выполнялась фотограмметрическая съемка (наземная или с БПЛА) для создания 3D модели разреза. Плановые координаты и абсолютная высота участков проведения работ определялись с помощью навигатора Garmin GPSMAP 62, расположение всех разрезов может быть верифицировано по любому источнику высокодетальной космической съемки, представленных в картографических сервисах.

Выявленные морфологические и текстурные особенности осадочного комплекса в рамках генетической интерпретации сопоставлялись с эталонной информацией, приведенной в большом количестве российской и зарубежной методической, учебной и научной литературы, в т.ч. регионального характера [McKee, 1979; Dreimanis, Schlüchter, 1985; Dreimanis, 1989; Brodzikowski, Loon, 1990; Каплянская, Тарноградский, 1993; Pye, Tsoar, 2009; Evans, 2017; Астахов, 2020]. Особенное внимание уделялось сочетанию текстур в пределах отдельных фаций и фациальным изменениям по вертикали и латерали, которые в совокупности позволяют предположить происхождение рассматриваемого стратона [Назаров, 2011]. Как будет показано в дальнейших разделах, литолого-фациальные особенности выявленных эоловых, ледниковых и водно-ледниковых отложений в полной мере соотносятся с аналогичными генетическими типами в других районах севера Западной Сибири, России, Европы, Северной Америки и др.

Помимо изучения разрезов в данной работе на двух участках использовалось бурение скважин. В первом случае бурение торфяно-минеральной гряды пучения и межгрядового понижения, расположенных на второй надпойменной террасе р. Хейгияха (N65°17'08,58" E72°50'39,75") осуществлялось с помощью бурового станка УКБ-12/25 (Россия), установленного на шасси вездехода «Трэкол» (всего пробурено две скважины, глубиной 12,35 и 10 м). В ходе бурения производился отбор керна из торфяных, льдистых и суглинистых горизонтов, в песчаных горизонтах пробы брались со шнека. Также проводилось послойное описание отложений (мощность, цвет, механический состав, структура, состояние влажности, включения), отмечалось наличие и мощность ледяных прослоев, определялась криотекстура мерзлых пород [Jahn et al., 2006; Сизов и др., 2021], через 0,5-1 м отбирались пробы на валовый химический состав, гранулометрию, морфоскопию и морфометрию кварцевых зерен. Во втором случае бурение 7 скважин на участках разновременных гарей осуществлялось в междуречье Правой Хетты и Ныды с помощью ручного мотобура Stihl BT 360 (Stihl, Германия). Из скважин отбирались пробы грунта на определение влажности и гранулометрического состава, кроме того, с помощью термометра Tr 46908 (TR di Turoni&Snc., Италия) проводилось измерение температуры на разных глубинах [Sizov et al., 2020b].

В изучении разрезов и скважин в различные годы принимали участие д.г.-м.н. В.С. Зыкин, д.г.-м.н. В.С. Зыкина, д.б.н. А.В. Соромотин, д.б.н. Е.В. Абакумов, к.г.н. С.Е. Коркин., к.г.н. А.А. Юртаев, к.г.н. А.С. Якимов, к.б.н. Е.М. Копцева, к.б.н. Н.В. Жеребятьева, к.г.-м.н. А.В. Вишневский, Н.В. Приходько, Л.В. Бродт, Е.Л. Маликова, А.О. Константинов, А.О. Курасова, Ф.И. Семериков, Д.А. Гурьев.

1.1.4 Геоботанические исследования

Данный метод использовался для изучения растительности в пределах различных форм активного и стабилизированного эолового рельефа, в рекультивированных и самозарастающих сухоройных карьерах, на разновременных гарях и на фоновых лесных и лесотундровых участках. Геоботанические описания и подсчет наземной фитомассы проводились по общепринятым методикам [Полевая..., 1964; Полевая..., 1972; Полевая..., 1976; Юнатов, 1964; Воронов, 1973] на пробных площадках 10×10 м, 5×5 м и 1×1 м (в отдельных случаях – в границах сообществ).

Анализ растительного покрова включал составление списка видов растительности, учет ярусности, фенофазы, состояния и характера распространения. В сообществах отмечалось до трех ярусов – мохово-лишайниковый, травяно-кустарничковый и древесно-кустарниковый. В каждом ярусе определялось обилие видов по шкале Друде, средняя высота и общее проективное покрытие с помощью сетки Раменского [Воронов, 1973].

Виды растений определялись с помощью соответствующих определителей [Домбровская, Шляков, 1967; Абрамов, 1971, 1975, 1978; Шляков, 1975; Арктическая..., 1983; Арктическая..., 1984; Флора Сибири..., 1988], название видов приведены в соответствии с современной номенклатурой [Черепанов, 1995]. После определения всех собранных видов и дополнения полевых описаний составлялись сводные таблицы для дальнейшей обработки. В частности, проводилась типизация растительных сообществ по доминирующим видам [Шенников, 1964; Матвеева, 1978, 1985;

Паянская-Гвоздева, 1990]. Отнесение растительности к географическим группам основано на анализе полных ареалов видов [Ребристая, 1977; Юрцев и др., 1978]. При выделении жизненных форм флоры использовалась классификация И.Г. Серебрякова [Серебряков, 1962], в основу анализа биологических типов положена классификация по Раункиеру. Анализ геоботанических описаний проводился в Институте наук о Земле ТюмГУ к.г.н. Н.В. Жеребятьевой, к.б.н. С.А. Лоботросовой и Л.В. Бродт.

1.1.5 Снегомерная съемка

Измерения высоты снежного покрова в пределах модельной котловины выдувания проводились по профилям через каждые 10 м, для этого использовалась рейка, с нанесенной на нее мерной лентой (рисунок 1.5а). При измерении снегомерная рейка вертикально погружалась в снег до поверхности почвы. Измерения выполнялись по методу конверта на участке 20×20 см в пяти повторностях с точностью до 1 см, в дальнейшем высчитывалось среднее значение высоты. Дополнительно в точке 37 (профиль 1) для отдельной дюны измерения выполнены через 1 м.

а)  б) 

Рисунок 1.5 – а) Проведение снегомерной съемки (фото А.В. Соромотина, 2017); б) отбор кернов деревьев (фото О.С. Сизова, 2016)

Определение плотности снега проводилось с помощью снегомера весового ВС-43. Согласно инструкции [Снегомер весовой...], цилиндр подвешивался к весам, которые приводились в равновесие. После этого, держа весы на уровне глаз, отсчитывалось деление шкалы весов, с которым совпадает черта на скошенном крае прорези передвижного груза. При взвешивании всех проб исполнитель стоял спиной к ветру. При высоте снежного покрова до 60 см (менее высоты цилиндра) плотность снега измерялась путем взятия одной пробы. При высоте снежного покрова более 60 см отбиралось несколько проб путем выкапывания снега на глубину погружения цилиндра ВС-43. В процессе взвешивания для отдельных слоев отмечались толщина и характеристики структуры снега (таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Характеристика структуры снега [Наставление..., 1985]

Структура снега	Код	Структура снега	Код
Свежий снег пылевидный	0	Снежная корка, не связанная со снегом под ней	6
Свежий снег пушистый	1		
Свежий снег липкий	2	Плотный снег с коркой на поверхности	7
Старый снег рассыпчатый	3	Влажный снег с коркой на поверхности	8
Старый снег плотный	4	Переувлажненный (мокрый) снег	9
Старый снег влажный	5		

В юго-восточной части раздува были отобраны четыре дополнительные для определения массы и гранулометрического состава перенесенного в зимний период песка. Координаты точек измерений отмечались навигатором Garmin cx60. При измерениях указывался элемент микрорельефа дюн (наветренный склон, подветренный склон, вершина) и наличие песка на поверхности снега. Снегомерная съемка проводилась под руководством д.б.н. А.В. Соромотина при участии студентов Института наук о Земле ТюмГУ.

1.1.6 Дендрохронологические исследования

Использование возможностей дендроиндикации обусловлено необходимостью оценки воздействия подвижного песка на сформировавшийся древостой по периферии модельного раздува (всего опробовано 51 дерево). В качестве контроля были заложены площадки в непосредственной близости от западной границы раздува и в районе аэропорта г.Надым (всего 39 деревьев).

Для отбора кернов деревьев использовался бур Пресслера, керны отбирались с двух противоположных радиусов ствола (всего 180 кернов). При отборе фиксировались порода дерева и степень задернованности поверхности подвижной песчаной дюны, засыпающей дерево (рисунок 1.5б). Керны упаковывались в прочные бумажные тубы для дальнейшей транспортировки.

В ходе дальнейшей камеральной обработки с помощью программы ARSTAN, входящей в библиотеку дендрохронологических программ полуавтоматизированной системы измерения ширины годичных колец LINTAB 5, рассчитывались средние значения радиального прироста по двум радиусам ствола. Для обработки рядов годичного радиального прироста применялась методика стандартизации (индексирование) и построения обобщенных хронологий [Cook, 1985; Cook et al., 1990]. Обобщенные хронологии годичного радиального прироста строились для отдельных групп деревьев, включая контрольные пробные площади, при этом в хронологиях исключались кривые большого роста по каждому дереву. Далее строились графики полученных обобщенных хронологий по группам засыпанных и незасыпанных деревьяв. Обработка и анализ кернов выполнены на кафедре физической географии и ландшафтоведения МГУ к.г.н. Ю.Н. Бочкаревым.

1.1.7 Морфодинамические и микроклиматические наблюдения

Для детальной оценки ежегодной эоловой аккумуляции в 2013 г. в пределах модельного раздува в центральной, юго-восточной и северо-западной частях были установлены три комплекта временных реперов (в центральной, юго-восточной и северо-западной частях). Каждый комплект включал три репера (деревянные вешки, деления через 20 см, начальная высота над поверхностью песка 80 см), которые на момент установки располагались перед фронтом подвижной дюны, на ее вершине и на наветренном склоне. В 2016 г. рядом с каждой вешкой 2013 г. был установлен дополнительный репер для повышения стабильности измерений, поскольку некоторые вешки 2013 г. со временем были утрачены или оказались под угрозой погребения. В дальнейшем измерения выполнялись по двум вешкам (в случае их наличия) с усреднением результата. В 2014 и 2018 гг. на вершине и у границы аккумулятивного вала в южной части раздува были установлены два дополнительных репера. Однако, по причине повышенной интенсивности эоловой аккумуляции на данном участке раздува репера были утрачены уже на 2-3 год после установки. Ежегодные измерения мощности эоловой аккумуляции/дефляции выполнялись с помощью рулетки с дополнительным фотографированием текущего уровня песчаной поверхности с четырех сторон. После появления платформ беспилотной съемки с возможностью точного двухканального позиционирования (см. описание ниже) данный метод наблюдений планируется использовать для наземной верификации результатов вычитания разновременных ЦМР, получаемых на основе ежегодной съемки с БПЛА.

В рамках проведения микроклиматических наблюдений в районе модельного раздува использовалось следующее оборудование:

- автоматическая метеостанция Davis Vantage Pro (Davis Instruments, США) с датчиками температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра, давления, осадков и температуры почвы на различных глубинах;
- измеритель параметров микроклимата «Метеоскоп-М» (ООО «НТМ-Защита», Россия) – переносной прибор, обеспечивающий измерение температуры воздуха, относительной влажности воздуха, скорости ветра и давления, с последующим усреднением результатов за выбираемый пользователем интервал времени (от 1 до 30 мин) и сохранением их в энергонезависимой памяти (до 1000 значений;
- логгеры iButton (Maxim Integrated, США / «Элин», Россия) – термографы DS1922, DS-1925L (с энергонезависимой расширенной памятью), гигрографы DS1923, а также комплекс настройки датчиков в стационарных условиях, полевой считыватель данных и специализированное ПО для обработки измерений.

Измерения температуры воздуха и скорости ветра в пределах модельного раздува проводились в летние сезоны 2017-2021 гг. Температура верхней части песчаной толщи модельного

раздува и верхних горизонтов фоновых почв (глубины 7, 20 и 40 см) измерялась круглогодично с 2016 по 2023 гг. (интервал измерений от 1 до 3 ч., участки измерений – вершина дюны, междюнное понижение, растительный анклав в пределах раздува, гарь 2020 г. вблизи раздува, лишайниковое редколесье, сосновый бор на закрепленных растительностью дюнах эолового массива и фоновый зеленомошный лес). Детальное описание участков и порядка проведения микроклиматических наблюдений приводится в разделе 4.2.

В сезонных летних метеонаблюдениях в районе модельного раздува принимали активное участие студенты Института наук о Земле ТюмГУ под руководством д.б.н. А.В. Соромотина.

1.1.8 Почвенные исследования

Для изучения условий формирования первичного почвенного покрова на оголенных песках в ходе полевых работ 2017 г. проводился отбор проб верхней части почвенно-грунтового слоя на следующих участках:

- модельная котловина выдувания – вершина дюны, подветренный склон дюны, междюнное понижение;
- фоновые почвы – иллювиально-железистый подзол, глеево-подзолистая почва;
- днища сухоройных карьеров – зарастающие и оголенные участки (по два участка в 7 карьерах).

В отобранных пробах в дальнейшем определялся гранулометрический состав, валовое содержание оксидов химических элементов, и комплекс физико-химических показателей (содержание углерода, общего азота, подвижного фосфора и калия, кислотности и др.) (см. описание ниже). Данный набор анализов широко применяется как в целом при изучении почвенного покрова [Теория и практика..., 2006], так и при изучении биологического восстановления сухоройных карьеров на севере Западной Сибири [Коронатова, 2004].

В отборе проб принимали участие сотрудники ТюмГУ к.б.н. С.А. Лоботросова, Н.В. Приходько, Л.В. Бродт и Л.А. Табуркин.

1.1.9 Съемка с БПЛА

Применение аэрофотосъемки позволяет решить целый ряд задач, связанный с детальным картографированием объектов исследований (определение морфометрических параметров, геоботанических характеристик и др.). В рамках данной работы применялись различные типы съемки с различных беспилотных платформ (рисунок 1.6, таблица 1.2) следующих объектов: песчаных раздувов (включая модельную котловину выдувания), отдельных форм ледникового, водно-ледникового и криогенного рельефа, а также сухоройных песчаных карьеров.

Выполнение съемки заданного участка выполнялось, как правило, в автоматическом режиме по заранее рассчитанной траектории (с обеспечением продольного и поперечного перекрытия не менее 70% для оптической съемки и 30% для лидарной съемки). Для планирования полетных маршрутов использовалось ПО Mission planner и DJI Pilot. Съемка проводилась с различными погодными условиями (ветер до 15 м/сек, температура –5…+30°С) на высотах от 50 до 300 м.

Площадная съемка выполнялась с минимальным фокусным расстоянием и приоритетом диафрагмы. Объективы камер в лабораторных условиях не калибровались, дисторсия устранялась программными средствами. Предварительная привязка снимков к местности проводилась методом синхронизации времени срабатывания затвора на камере с навигационной системой БПЛА. Данный метод чувствителен к настройке часов камеры, средняя погрешности привязки при этом составляет 5-7 м. При съемке с БПЛА DJI Matrice 300 для повышения точности геопривязки дополнительно использовалась базовая GNSS станция DJI RTK Station 2, обеспечивающая точность привязки не хуже 5 см.

Выполнение съемки заданного участка выполнялось, как правило, в автоматическом режиме по заранее рассчитанной траектории (с обеспечением продольного и поперечного перекрытия не менее 70% для оптической съемки и 30% для лидарной съемки). Для планирования полетных маршрутов использовалось ПО Mission planner и DJI Pilot. Съемка проводилась с различными погодными условиями (ветер до 15 м/сек, температура –5…+30°С) на высотах от 50 до 300 м.



а) б) в)



г) д) е)

Рисунок 1.6 – Беспилотные платформы для аэросъемки, использовавшиеся в данной работе: а – Tarot 960; б – DJI MavicPro; г – DJI Matrice 300; д – DJI Phantom 4 Pro; в,е – процесс выполнения аэросъемки (фото О.С. Сизова, 2016, 2018, 2020, 2022)

Таблица 1.2 – Общие параметры выполненной съемки с БПЛА

Год	Платформа	Съемочная аппаратура	Тип съемки	Объекты съемки
2016	Tarot 960	Sony a6000	Фото в видимом диапазоне	Северо-западная часть модельного раздува
2017	Tarot 960	Sony a6000	Фото в видимом диапазоне	Северная часть модельного раздува
2018	DJI MavicPro	DJI FC220	Фото в видимом диапазоне	Модельный раздув и весь вмещающий эоловый массив Суффозионная западина Бугор пучения
2020	DJI MavicPro	DJI FC220	Фото в видимом диапазоне	Модельный раздув и весь вмещающий эоловый массив Участки эолового рельефа Участки ледникового рельефа Сухоройные карьеры
	DJI Phantom 4 Pro	DJI FC6310		
2021	DJI Matrice 300 RTK	MicaSense RedEdge-MX	Мультиспектральная съемка (5 каналов)	Модельный раздув и весь вмещающий эоловый массив Участки эолового рельефа Участки ледникового и водно-ледникового рельефа Сухоройные карьеры
	DJI Phantom 4 Pro	DJI FC6310	Фото в видимом диапазоне	
2022	DJI Matrice 300 RTK	DJI L1	Лидарная съемка	Модельный раздув и весь вмещающий эоловый массив Участки эолового рельефа Участки ледникового и водно-ледникового рельефа Сухоройные карьеры
		DJI FC6310S	Фото в видимом диапазоне	
		MicaSense RedEdge-MX	Мультиспектральная съемка (5 каналов)	
	DJI Phantom 4 Pro	DJI FC6310	Фото в видимом диапазоне	
2023	DJI Matrice 300 RTK	DJI L1	Лидарная съемка	Модельный раздув и весь вмещающий эоловый массив Участки эолового рельефа Участки ледникового рельефа

Площадная съемка выполнялась с минимальным фокусным расстоянием и приоритетом диафрагмы. Объективы камер в лабораторных условиях не калибровались, дисторсия устранялась программными средствами. Предварительная привязка снимков к местности проводилась методом синхронизации времени срабатывания затвора на камере с навигационной системой БПЛА. Данный метод чувствителен к настройке часов камеры, средняя погрешности привязки при этом составляет 5-7 м. При съемке с БПЛА DJI Matrice 300 для повышения точности геопривязки дополнительно использовалась базовая GNSS станция DJI RTK Station 2, обеспечивающая точность привязки не хуже 5 см.

Обработка данных проводилась в ПО DJI Terra и Agisoft MetaShape Pro (ранее Photoscan). В процессе обработки выполнялись следующие действия: выравнивание снимков, сшивка различных спектральных каналов (для мультиспектральной съемки), калибровка отражательной способности (для мультиспектральной съемки), выравнивание пролетов (для лидарной съемки), формирование плотного облака точек, классификация точек рельефа, построение ЦММ, построение ЦМР и построение ортофотоплана (для оптической съемки). Интервал значений геометрического разрешения получаемых продуктов составил в среднем от 2 до 30 см. Максимальное число снимков в проекте обработки – 3735 (съемка эолового массива 2018 г.).

В ходе полевых работ впервые для данной территории выполнены:

- ежегодная (2018-2023 гг.) аэрофотосъемка модельного раздува, которая позволяет проводить детальный площадной мониторинг динамики эолового рельефа (планово-высотное обоснование для совмещения материалов съемки организовано в 2016 г., координаты реперов получены в 2016 и 2021 гг.);
- мультиспектральная (5 каналов) съемка эолового массива, вмещающего модельный раздув (2021), и сухоройных карьеров на террасах рр. Надым, Ярудей, Левая и Правая Хетта, что позволяет детально оценить объем фитомассы на участках зарастания оголенных песков;
- аэрофотосъемка многочисленных песчаных раздувов, камообразных холмов и озоподобных гряд в бассейнах Надыма, Пура, Полуя и Казыма (2020-2023), которая позволяет детально оценить их морфометрические параметры;
- лидарная съемка эолового массива, вмещающего модельный раздув (2022-2023) и показательного участка развития водно-ледникового рельефа вблизи Муравленко (2023), которая обеспечивает максимальную на текущий момент точность и детальность площадных дистанционных измерений высоты земной поверхности.

В ходе работ на практике отработаны решения многочисленных методических вопросов проведения аэросъемки различных по площади объектов в разнообразных природных условиях, в т.ч. выбор оптимальных параметров полета, повышение точности геопривязки, настройка съемочной аппаратуры, учет влияния погодных условий и времени суток. В итоге съемка с БПЛА (фото, мультиспектральная, лидарная) после многочисленных экспериментов перешла в категорию стандартных (рутинных) методов, которые на обязательной основе применяются в ходе полевых исследований.

В проведении и обработке результатов съемки с БПЛА активное участие принимали сотрудники ТюмГУ Н.В. Приходько и к.и.н. В.М. Костомаров.

1.2 Камеральные методы

1.2.1 Гранулометрический состав

Определение гранулометрического состава полученных проб проводилось двумя методами:

- лазерного светорассеяния с использованием анализатора Mastersizer 3000 (Malvern Instruments Ltd, Великобритания);
- просеивания (ситовой анализ) с использованием виброгрохота Analysette 3 (Fritsch GmbH, Германия), фракции взвешивались на лабораторных весах с точностью измерения 0,1 г.

Подготовка проб включала диспергирование пирофосфатом натрия и сушку в муфельной печи для устранения органики (в течении 1 ч при температуре 300°C). Диапазон измерений от 0 до 5000 мкм, для классификации значений использовалась общепринятая в эоловой геоморфологии модифицированная шкала *Udden-Wentworth* (таблица 1.3), основанная на градациях значения $\varphi = -log_2(d/d_0)$, где d – диаметр зерна в мм, а d_0 – размер стандартного зерна 1 мм [McManus, 1963].

Анализ проб проводился в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск), лаборатории механики грунтов Института криосферы Земли ТНЦ СО РАН (Тюмень) и ЦКП научным оборудованием ТГУ (Томск).

Таблица 1.3 – Модифицированная шкала *Udden-Wentworth* (по [Udden, 1914; Wentworth, 1922; Friedman, Sanders, 1978; Pye, Tsoar, 2009])

Size mm	µm	phi	Sediment size class terminology of Wentworth (1922)	Sediment size class terminology of Friedman & Sanders (1978)	
2048		−11	cobbles	very large boulders	gravels
1024		−10		very large boulders	
512		−9		large boulders	
256		−8		medium boulders	
128		−7		small boulders	
64		−6		large cobbles	
32		−5		small cobbles	
16		−4	pebbles	very coarse pebbles	
8		−3		coarse pebbles	
4		−2		medium pebbles	
2	2000	−1		fine pebbles	
1	1000	0	granules	very fine pebbles	sand
0.5	500	1	very coarse sand	very coarse sand	
0.25	250	2	coarse sand	coarse sand	
0.125	125	3	medium sand	medium sand	
0.063	63	4	fine sand	fine sand	
0.031	31	5	very fine sand	very fine sand	
0.016	16	6	silt	very coarse silt	silt
0.008	8	7		coarse silt	
0.004	4	8		medium silt	
0.002	2	9		fine silt	
				very fine silt	
			clay	clay	clay

1.2.2 Валовое содержание оксидов

Валовое содержание оксидов химических элементов определялось методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии (XRF) с помощью спектрометров ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific Ltd., США) и «Спектроскан МАКС-GVM» (НПО «Спектрон», Россия) в соответствии с аттестованной методикой (М-049-ПДО/18).

В рамках подготовки проба высушивалась при температуре 105°С в течение 1,5 ч, затем прокаливалась при температуре 960°С в течение 2,5 ч и после этого смешивалась с флюсом (66,67% тетрабората лития; 32,83% метабората лития и 0,5% лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5 г.). Далее смесь плавилась в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2.0-Ox (Linn High Therm, Германия). Для построения градуировочных зависимостей и контроля правильности анализа использовались государственные стандартные образцы состава горных пород (МУ-1, МУ-3, МУ-4, СА-1, СЧТ-1, СЧТ-2, СДО-1 и др.) и искусственные смеси. Погрешность определения не превышает значения, установленные для второй категории точности по ОСТ 41-08-205-99 [Стандарт отрасли..., 1999].

Измерения проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск), ЦКП научным оборудованием ИФХиБПП РАН (Пущино) и ЦКП научным оборудованием ТГУ (Томск).

1.2.3 Морфологии кварцевых зерен

Исследование морфологии кварцевых зерен является широко распространенным методом при исследовании генезиса песчаных отложений, в т.ч. и на территории Западной Сибири [Velichko et al., 2011; Sizikova, Zykina, 2015; Зыкина и др., 2017; Sheinkman et al., 2022]. В данной работе изучение зерен (50 шт. для каждого образца) фракций крупнозернистого песка проводилось по методике,

разработанной в ИГ РАН [Velichko, Timireva, 1995; Величко, Тимирева, 2002]. Для анализа морфологии поверхности зерен использовался бинокулярный микроскоп Альтами СМ0870-Т и сканирующий электронный микроскоп JEOL JSM-6510LV во вторичных электронах (SEI) с получением SEM изображений (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН). Окатанность зерен определялась по трафарету Л.Б. Рухина [Рухин, 1969] и пятибалльной шкале А.В. Хабакова [Хабаков, 1946], где 0 – неокатанные, а IV – превосходно окатанные зерна (рисунок 1.7). Для каждого образца вычислялись коэффициенты окатанности и степень заматованности [Velichko, Timireva, 1995; Величко, Тимирева, 2002]. Матовость зерен определялась визуально: глянцевая, четвертьматовая, полуматовая и матовая. Изучение строения микрорельефа поверхности зерен проводилось на основе общепринятых диагностических особенностей зерен различного генезиса и обстановок осадконакопления (рисунок 1.8) [Krinsley, Doornkamp, 1973; Velichko, Timireva, 1995; Vos et al., 2014; Woronko, 2016; Kalińska-Nartiša et al., 2017].

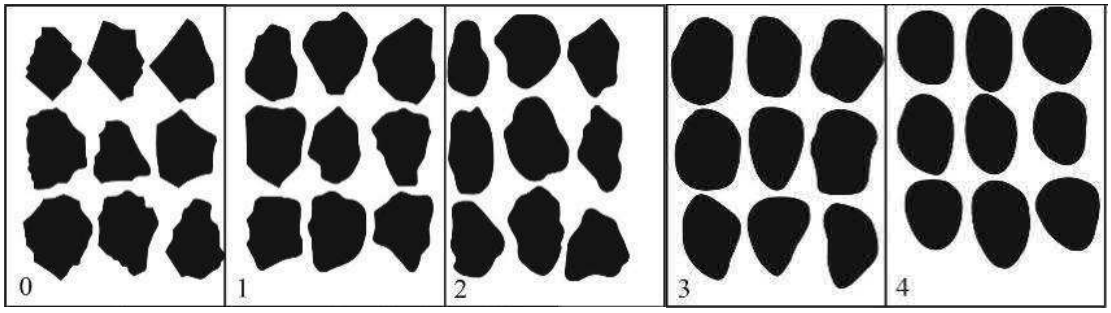


Рисунок 1.7 – Трафарет для определения окатанности обломков [Рухин, 1969]: 0,1,2,3,4 - баллы окатанности [Хабаков, 1946]

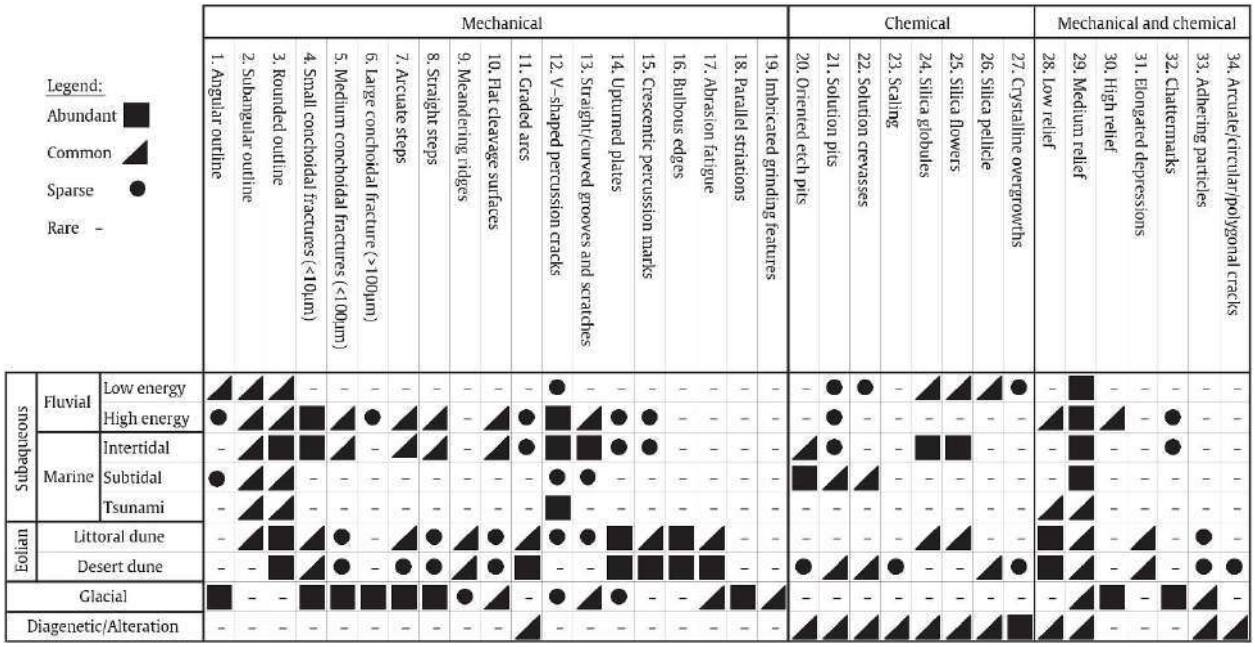


Рисунок 1.8 – Диагностические признаки генезиса кварцевых зерен [Vos et al., 2014]

Морфоскопический анализ кварцевых зерен выполнялся в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН А.О. Вольвах.

1.2.4 Физико-химические показатели

Физико-химические показатели верхнего слоя почво-грунтов определялись в соответствии со стандартными методиками почвенных исследований [Аринушкина, 1970; Теория и практика..., 2006]. Кислотность водной и солевой вытяжек определялась потенциометрическим методом с помощью pH-метра Mettler Toledo (Seven Easy pH, Швейцария). Для определения гидролитической кислотности использовался потенциометрический метод по Каппену [ГОСТ 26212, 2021]; K_2O – метод пламенной

фотометрии с помощью пламенного фотометра BWB-XP Perfomance Plus, (BWB-Technologies, Великобритания), содержания гумуса – гравиметрический метод, $C_{орг}$ – титриметрический вариант метода Тюрина с окислением в термостате при температуре 140°С [Аринушкина, 1970; Теория и практика..., 2006]. Обменная кислотность, обменные H+ и Al3+ и обменные основания (Ca++, Mg++, K+, Na+) определялись по методу Соколова [ГОСТ Р 58594, 2019], P_2O_5 – по методу Кирсанова [ГОСТ Р 54650, 2011] с помощью спектрофотометра UNICO-1200 (United Products & Instruments, США). Для определения окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) использовался лабораторный иономер И-160МИ (ГК «Теплоприбор», Россия). Анализ отобранных проб проводился в ЦКП научным оборудованием ИФХиБПП РАН (Пущино) и в лаборатории АО «Региональный Аналитический Центр» (Тюмень).

1.2.5 Микроморфология

Микроморфологический анализ мореноподобных отложений основан на стандартных методических подходах, достаточно широко применяемых в российских и мировых исследованиях [Шумилова, 1974; Menzies, 2022]. Подготовка шлифов на основе полученных образцов выполнена в ООО «Западно-Сибирский Геологический Центр» (Тюмень). Изучение и фотографирование шлифов проводилось при помощи петрографического поляризационного микроскопа Olympus-BX53MTRF (Olympus, Япония) и сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TM3000 (Hitachi, Япония), совмещенного с рентгеноспектральным анализатором SwiftED3000 (Oxford Instruments Analytical Ltd., Великобритания). Подготовка и первичный анализ шлифов выполнялись в лаборатории седиментологии и эволюции палеобиосферы ТюмГУ (Тюмень).

1.2.6 Радиоуглеродное датирование

Радиоуглеродное датирование (определение остаточной активности углерода) органических остатков выполнялось двумя методами:

- методом жидкостных сцинтилляций по бензольно-сцинтилляционному варианту с помощью низкофонового многоцелевого жидкостно-сцинтилляционного радиометра Quantulus-1220 (Wallac, Финляндия). Датирование проводилось в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск, лабораторный индекс СОАН, руководитель радиоуглеродной группы – И.Ю. Овчинников) и в радиоуглеродной лаборатории ИГОС НАН Украины (Киев, лабораторный индекс Ki);
- методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) с помощью Уникальной научной установки «Ускорительный масс-спектрометр ИЯФ СО РАН» (Россия) и компактной системы радиоуглеродного датирования MICADAS-28 (IonPlus AG, Швейцария) (лабораторные индексы соответственно NSKA и GV). Датирование проводилось по апробированным методикам [Parkhomchuk, Rastigeev, 2011; Lysikov et al., 2018], относительное содержание радиоуглерода 14C/13C в образцах нормировалось на содержание $^{14}C/^{13}C$ в стандартах. Работы выполнялись в ЦКП научным оборудованием «Ускорительная масс-спектрометрия НГУ-ННЦ» НГУ (Новосибирск) под руководством к.х.н. Е.В. Пархомчук.

В обоих случаях для расчета радиоуглеродного возраста использован период полураспада ^{14}C равный 5570 лет. Радиоуглеродный возраст рассчитан от 1950 года. Перевод в календарные годы осуществлялся путем калибровки с помощью онлайн версии программы OxCal [Ramsey, Lee, 2013] на основе калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013].

1.2.7 Люминесцентное датирование

Люминесцентное датирование песчаных отложений в данной работе выполнялось методами оптически стимулированной и инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ). Данные методы уже более 20 лет успешно применяются для изучения четвертичных образований не севере Западной Сибири [Svendsen et al., 2004], являясь одними из наиболее информативных и надежных геохронологических методов в настоящее время.

Отбор проб, согласно общепринятым методикам [Панин, 2014][1], осуществлялся на удалении не менее 0,15 м от границ слоя (для исключения взаимного радиационного влияния отложений

[1] Методика отбора проб для датирования пород методом ОСЛ https://karpinskyinstitute.ru/ru/services/laboratories/osl-lab/metodika.php

соседних слоев) под прямым углом к отвесной стенке разреза. Образцы помещались в пластиковые трубы длиной не менее 30 см, которые упаковывались в влаго- и светонепроницаемые пакеты. В большинстве случаев отобранные пробы были приурочены к определенным формам рельефа.

Основная часть проб датирована методом ИК-ОСЛ в Лаборатории геохронологии четвертичного периода (*Research Laboratory for Quaternary Geochronology*) Института геологии Таллиннского технологического университета (Эстония, лабораторный индекс *RLQG*) под руководством А.Н. Молодькова [Molodkov, Bitinas, 2008]. Возраст образца определялся путем измерения количества заряда, захваченного в зернах полевого шпата (пропорционального интенсивности люминесценции и палеодозе P), и деления его на естественную дозу радиации в единицу времени (мощность естественной дозы D). При этом предполагается, что палеодоза накапливалась в минеральных зернах полевого шпата с момента последнего воздействия солнечного света на осадочный материал. Измерения ИК-ОСЛ проводились с помощью специализированной измерительной системы, основным элементом которой является считыватель IR-OSL [Molodkov, Bitinas, 2008; Molodkov, 2012]. Нижний предел метода ИК-ОСЛ на основе калиевого полевого шпата составляет 300-500 т.л.н., однако в зависимости от условий захоронения и физических свойств минерала могут быть получены и более древние значения. Надежность метода ИК-ОСЛ подтверждена перекрестным датированием одних и тех же образцов методами OSA (*optically stimulated afterglow*), ESR (*mollusc shell-based electron spin resonance*), U-Th, and ^{14}C [Molodkov, 2012].

Для повышения надежности и обеспечения независимого контроля небольшая часть проб (13 из 111) датирована коллективом МГУ (Москва) под руководством к.г.н. Р.Н. Курбанова. Определение скорости накопления энергии в отложениях (радиационной дозы) и количества накопленной энергии (эквивалентной дозы) выполнялись российскими специалистами непосредственно в Северной люминесцентной лаборатории Университета Орхуса (*Aarhus Nordic Luminescence Lab.*) (Дания) [Янина и др., 2017]. Определение эквивалентной дозы проведено в соответствии с протоколом SAR [Murray, Wintle, 2000] для зерен кварца и протоколом Post-IR IRSL [Thiel, 2011] для полевого шпата.

Дополнительным методическим приемом повышения статистической значимости результатов в данной работе являлось равномерное пространственное распределение исследуемых участков. Ключевым критерием в этом случае является выявление обособленных районов со сходными (сопоставимыми) возрастными значениями.

1.3 Дистанционные и картографические методы

Дистанционные исследования охватывают северную часть Западной Сибири. При решении отдельных исследовательских задач рассматривается вся территория равнины (распространение эолового и ледникового рельефа, геоморфологическое районирование, заозеренность территории). Исследования основаны на анализе различных космических снимков и ЦМР.

1.3.1 Данные ДЗЗ из космоса

В качестве данных ДЗЗ из космоса в работе использовался весь доступный масштабный и хронологический ряд наблюдений с российских и зарубежных КА (таблица 1.4), а именно:

1. Рассекреченные архивные панхроматические фотоснимки со спутников космической разведки Министерства обороны США Corona/KH-4b (разрешение до 1,8 м в центральной части кадра) и Hexagon/KH-9 (разрешением около 4-5 м) [Ruffner, 2015]. Из архива USGS EROS Data Center удалось получить 21 кадр безоблачной съемки Corona/KH-4b за 1968 г. и три кадра Hexagon/KH-9 за 1975-1976 гг. Исходные растры обрезались и привязывались к базовой ортомозаике (спутниковый слой сервиса Яндекс.Карты) методом полинома 3-й степени в ПО ArcGIS Desktop (СКО привязки не более 10-12 м). Данные Corona/KH-4b фиксируют начальное состояние нижней и средней части бассейна р.Надым до активного промышленного освоения (первые геологоразведочные работы начались в 1967 г.), но после окончания работ на железной дороге *«Чум – Коротчаево»* (*«Проект 501»*, активная фаза строительства 1950-1952 гг.). Снимки Hexagon/KH-9 фиксируют активную фазу строительства инфраструктуры Медвежьего месторождения (проектная эксплуатация с конца 1977 г.) и прокладки первых магистральных газопроводов *«Медвежье – Надым – Пунга»* (1971-1980 гг.).

Таблица 1.4 – Исходные данные ДЗЗ из космоса для проведения исследований

Спутник	Дата съемки	Разрешение, м	Источник[1]
Corona/KH-4b	1968.08.21	≈1,8-3	US Geological Survey
Hexagon/KH-9	1975.07.20 1976.07.23 1976.08.02	≈4,5-5	US Geological Survey
WorldView-2	2012.06.10 2020.08.11	0,49 0,46	Maxar/PGC
GeoEye-1	2016.06.09	0,41	DigitalGlobe GDBX
«Ресурс-П» №1,2	2016.11.07 2016.07.04 2016.09.28	0,6-1,6	Госкорпорация «Роскосмос»
RapidEye	2011-2018	5 (6,5)	Planet/NASA (CSDA)
Landsat-1 Landsat-4,5 Landsat-7 Landsat-8	1973 1985-2012 2000-2021 2013-2023	60 30 15 15	US Geological Survey
Sentinel-2	2016-2023	10	Sentinel Hub

2. Данные ДЗЗ сверхвысокого разрешения (лучше 1 м) со спутников «Ресурс-П», WorldView-2 и GeoEye-1[2]. Исходные данные включали панхроматический и мультиспектральные каналы (от 4 до 8, уровень обработки 1D CEOS). В процессе дополнительной обработки в ПО ArcGIS Desktop по опорным точкам уточнялась пространственная привязка, а также проводилась процедура повышения разрешения (паншарпенинг). Данные сверхвысокого разрешения использовались для оценки динамики эолового микрорельефа в пределах модельного раздува, изучения постпирогенной сукцессии на участках тундровой растительности, а также для детального анализа форм антропогенного эолового рельефа (карьеры, промышленные площадки, автодороги и др.).

3. Данные ДЗЗ высокого разрешения (1-10 м) со спутника RapidEye (5 мультиспектральных каналов)[3]. Исходное разрешение составляет 6,5 м, однако после обработки и передискретизации потребителям предоставляются растры с размером пикселя 5 м. Данные уровня 3A получены с помощью геопортала Planet Explorer[4], доступ организован в рамках программы NASA по закупке данных ДЗЗ коммерческих операторов для научных исследований (CSDA)[5]. Снимки RapidEye использовались для оценки антропогенной нарушенности территории нефтегазовых месторождений, поскольку они обеспечивают более высокую точность и детальность по сравнению с данными Sentinel-2.

4. Данные ДЗЗ среднего разрешения (10-100 м) со спутников Landsat-1/4/5/7/8 и Sentinel-2[6]. Данные находятся в открытом доступе, для их получения использовались геопорталы Earth Explorer и Copernicus Open Access Hub[7], для формирования единой безоблачной мозаики Sentinel-2 на всю территорию Западной Сибири и ежегодных мозаик Landsat (1985-2023) на северную часть Надымского района использовались возможности геоплатформы Google Earth Engine[8]. Для каждой сцены скачивались основные мультиспектральные каналы (*B, G, R, NIR, SWIR1, SWIR2*) уровня обработки 2A CEOS в формате GeoTiff (16 bit) с исходным пространственным разрешением (10 м/Sentinel-2; 30 м/Landsat) и привязкой в соответствующей зоне проекции UTM/WGS84. Данные

[1] Ссылки на источники данных – https://earthexplorer.usgs.gov/, https://gptl.ru/, https://www.planet.com/explorer/, https://browser.dataspace.copernicus.eu/

[2] Подробные технические характеристики спутников и целевой аппаратуры – см. https://space.oscar.wmo.int/, https://database.eohandbook.com/

[3] Подробные технические характеристики спутника и целевой аппаратуры – см. https://www.planet.com/products/rapideye/

[4] Ссылка на источник данных – https://www.planet.com/explorer/

[5] Commercial SmallSat Data Acquisition (CSDA) Program – https://www.earthdata.nasa.gov/esds/csda

[6] Подробные технические характеристики спутников и целевой аппаратуры – см. https://www.usgs.gov/landsat-missions, https://sentiwiki.copernicus.eu/web/sentinel-2

[7] Ссылки на источники данных – https://earthexplorer.usgs.gov/, https://scihub.copernicus.eu/

[8] Meet Earth Engine – https://earthengine.google.com/

ДЗЗ среднего разрешения использовались для решения широкого круга задач – картографирования современного эолового рельефа (оголенных песков), оценки ежегодной динамики площади участков, пройденных огнем (гарей), оценки динамики объема фитомассы на различных участках (гарях, карьерах, нарушенных участках), определения времени возникновения сухоройных песчаных карьеров и др. Данные Sentinel-2, в силу более высокой периодичности съемки, пространственного разрешения и полосы захвата, можно рассматривать как наиболее предпочтительные для среднемасштабного картографирования, по сравнению с возможностями спутников Landsat-7/8/9. В то же время данные программы Landsat обеспечивают максимальный временной охват наблюдений рассматриваемой территории (единично – с 1973 г., регулярная съемка – с 1985 г.).

5. Данные ДЗЗ низкого разрешения (100-1000 м) со спутников Terra, Aqua и SNPP[1]. В работе использовались производные продукты съемки с низким разрешением – данные о тепловых аномалиях (hotspots) сервиса оперативного мониторинга FIRMS (*The Fire Information for Resource Management System*)[2] и маска гарей на основе продукта FireCCI51[3]. Для выявления тепловых аномалий используются данные сенсоров MODIS и VIIRS [Schroeder et al., 2014; Giglio et al., 2016]. Для данных MODIS доступны наблюдения с 11 ноября 2000 г. по настоящее время, для данных VIIRS S-NPP – с 20 января 2012 по настоящее время. Сервис FIRMS позволяет получать как оперативные, так и архивные сведения о местоположениях тепловых аномалий. Данные являются открытыми и предоставляются в векторном виде (точки в формате *.shp*) – каждая точка содержит информацию о координатах, точном времени наблюдения, значения яркостной температуры (BT), энергии горения (FRP) и ряд дополнительных технических параметров (тип сенсора, достоверность измерений, версия продукта и др.). Информация о координатах и точном времени наблюдения позволяет группировать точки по пространственному и временному признаку, выделять отдельные локальные участки возгораний, а также определять расположение и временной интервал возникновения первичного очага пожара. Значения FRP [Wooster et al., 2003] являются удобным интегральным показателем для оценки интенсивности горения, определяемым объемом сгоревшей биомассы. Для данных MODIS выделяют следующие категории интенсивности: категория 1 (<100 МВт), категория 2 (100-500 МВт), категория 3 (500-1000 МВт), категория 4 (1000-1500 МВт), категория 5 (>1500 МВт) [Ichoku et al., 2008].

Анализ данных ДЗЗ основан на применении следующих дистанционных методов:

- спектральный и текстурный анализ пространственной дифференциации природных комплексов, претерпевающих изменения под воздействием различных факторов рельфообразования. Анализ выполнялся в режиме автоматической классификации (с обучением и без обучения) с последующей верификацией, редактированием и постобработкой (генерализация, фильтрация, переклассификация, векторизация, экспорт) результатов;
- визуальное дешифрирование косвенных признаков на различных масштабных уровнях, отражающих тип рельефообразующих процессов. Дешифрирование учитывало составленные ранее карты (геологические, геоморфологические) и результаты полевых исследований предшественников.

Дешифрирование участков оголенных песков основано на высокой яркости песчаной поверхности, которая хорошо контрастирует среди темных лесоболотных массивов. Поэтому в данном случае использовалась неконтролируемая классификация мультиспектральных снимков среднего разрешения методом ISOADATA [Ball, Hall, 1965]. Изначально задавалось до 15-ти исходных классов, далее проводилась переклассификация с выделением заданного класса песков, редактирование и верификация.

Для оценки объемов фитомассы (фотосинтезирующих частей растений) использовался *NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)* [Rouse et al., 1974]. Для расчета значений NDVI использовались данные Landsat уровня обработки 2 CEOS, прошедшие этап атмосферной коррекции по штатной технологии EROS ESPA [Vermote et al., 2016]. Графики динамки NDVI получены на основе архива данных Landsat с 1985 по 2020 г с помощью облачной платформы Google Earth Engine

[1] Подробные технические характеристики спутника и целевой аппаратуры – см. https://terra.nasa.gov/, https://terra.nasa.gov/, https://eospso.nasa.gov/missions/suomi-national-polar-orbiting-partnership

[2] Fire Information for Resource Management System – https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/

[3] MOD14A1.061: Terra Thermal Anomalies & Fire Daily Global 1km – https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/MODIS_061_MOD14A1, FireCCI51: MODIS Fire_cci Burned Area Pixel Product, Version 5.1 – https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ESA_CCI_FireCCI_5_1

(использовались медианные значения NDVI в пределах заданного участка по всем безоблачным сценам за август каждого года) [Roy et al., 2016][1].

Картографирование гарей выполнялось по снимкам Sentinel-2 и Landsat-4/5/7/8 методом объектно-ориентированного дешифрирования (*OBIA*) с привлечением инструмента сегментации *Large-Scale MeanShift (LSMS)* ПО OrfeoToolbox. Методы *OBIA* позволяют получить более достоверную и реалистичную границу по сравнению с пиксельными методами классификации [Blaschke, 2010; Sizov et al., 2020a]. Инструмент *LSMS* использует алгоритм среднего смещения (*MeanShift algorithm*), который чувствителен к пространственному разрешению и адаптирован для обработки объемных растров [Comaniciu, Meer, 2002]. Настройка инструмента ограничивается выбором параметров минимальной площади сегмента (подбирается эмпирически) и объема используемой виртуальной памяти рабочего компьютера. В ходе работ на первом этапе выполнялось сегментирование многоканального изображения, на втором этапе с помощью алгоритма SVM проводилась классификация полученных сегментов с выделением класса вновь появившихся гарей. Результаты классификации на стадии постобработки проверялись по точкам тепловых аномалий FIRMS, индексу *NBR (Normalized Burn Ratio)* и визуально по всей площади участков. При необходимости проводилась ручная корректировка векторного слоя в части разделения сегментов на мелкие фрагменты и удаления локальных участков сохранившейся растительности в пределах общего контура гари.

При выявлении локальных изменений по данным высокого и сверхвысокого разрешения (Corona/KH-4b; «Ресурс-П» №1,2; WorldView-2) применялись методы визуального дешифрирования. Экспертное геоморфологическое дешифрирование проводилось при обязательном учете имеющихся топографических, геологических и иных тематических карт. В большинстве случаев экспертный подход, несмотря на свою трудоемкость, дает более точные результаты по сравнению с морфометрическими и автоматизированными методами [Bolch, Loibl, 2018; Chandler et al., 2018].

1.3.2 Цифровые модели рельефа

По мере роста доступности исходных ЦМР, дистанционное картографирование различных форм рельефа становится общепринятой практикой в различных регионах мира [Clark et al., 2004; Glasser et al., 2008; Sharpe et al., 2010; Atkinson et al., 2014]. В частности, планомерные работы по созданию специализированных карт проводятся геологическими службами в Канаде и США [Norris et al., 2017]. На основе детальной ЦМР актуализирована карта для территории и прибрежной зоны Британских островов (*BRITICE-2*), доступная для изучения и анализа в цифровом виде [Clark et al., 2017]. Дистанционные признаки большинства форм рельефа, имеют многочисленные натурные подтверждения в разнообразных природных условиях, довольно подробно описаны в литературе [Chandler et al., 2018], что дает возможность их применения как эталоны дешифрирования, в т.ч. и на территории севера Западной Сибири.

В качестве исходных моделей рельефа в данной работе использовались:

- *ALOS World 3D-30m (AW3D30)* – загрубленная до 1 угловой секунды (~30 м) версия ЦММ World 3D Topographic Data (исходное разрешение 5 м)[2]. AW3D30 создавалась Японским космическим агентством (JAXA) на основе стереосъемки 2007-2011 гг. целевой аппаратуры PRISM (Panchromatic Remotesensing Instrument for Stereo Mapping, разрешение 2,5 м) спутника ALOS (Advanced Land Observing Satellite) [Takaku et al., 2014]. Производная ЦММ AW3D30 доступна для всех категорий пользователей с 2015 г., текущая версия (4.1) не содержит пробелов и артефактов. Плановая точность составляет 4,4 м, абсолютная ошибка по высоте – 5,12 м [Takaku et al., 2016].
- *WorldDEM/TanDEM-X90mDEM* – результат глобальной интерферометрической съемки со спутников TerraSAR-X и TanDEM-X[3]. Оптимизированная технология одновременной съемки позволила достичь высоких показателей детальности итоговой ЦММ (разрешение ~12 м) и точности (2 м – относительная, 4 м – абсолютная) [Wessel et al., 2018]. Модель WorldDEM, частично покрывающая территорию исследований, получена от Немецкого космического агентства (DLR) в

[1] landsat-etm-to-oli-harmonization – https://github.com/google/earthengine-community/tree/master/tutorials/landsat-etm-to-oli-harmonization

[2] ALOS Global Digital Surface Model "ALOS World 3D - 30m (AW3D30)" – https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/aw3d30/aw3d30_e.htm

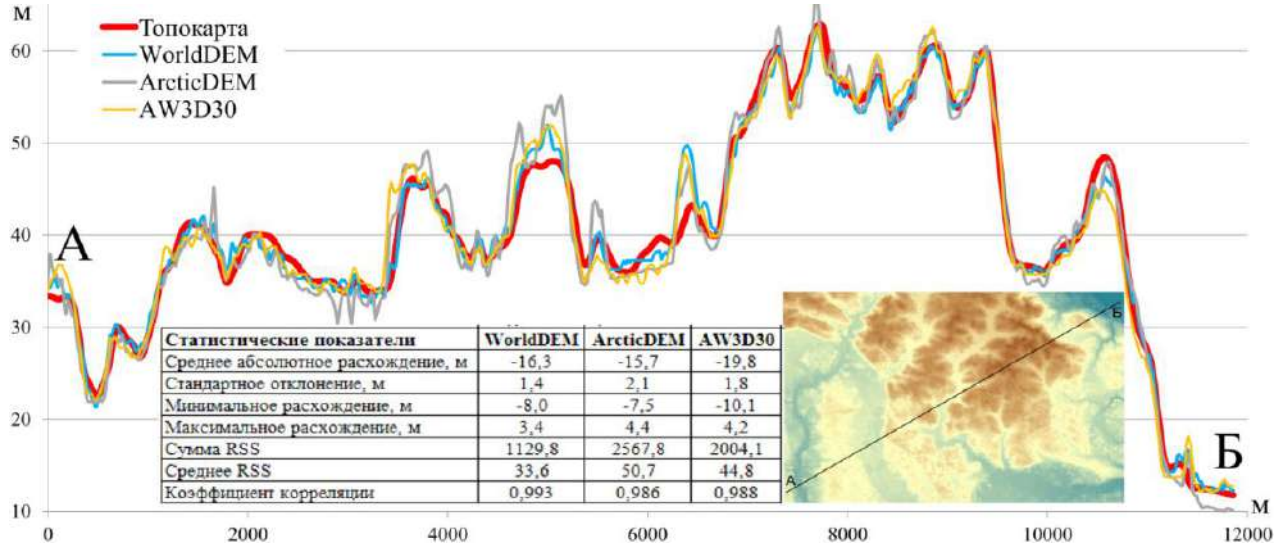
[3] The TanDEM-X 90m Digital Elevation Model – https://geoservice.dlr.de/web/dataguide/tdm90/

рамках научного проекта по глобальному тестированию данных (заявка DEM_GEOL1527, версии «core» с разрешением 12 м и 26 м). Модель TanDEM90 является загрубленной до 3 угловых секунд (~90 м) версией модели WorldDEM, она находится в открытом доступе.

- *ArcticDEM* – создана по заказу NGA (National Geospatial-Intelligence Agency, США) на основе автоматической обработки стереоданных КА WorldView-1,-2,-3 (съемка 2013-2023 гг.). Предлагается в двух вариантах – как результат автоматической стереообработки полного пролета спутника (размер пролета/стрипа 120×17 км, разрешение – 2 м) и в виде тайловой мозаики доступных стрипов (размер тайла 100×100 км, разрешение – 5 м). Текущая версия (4.1) содержит незначительные пропуски и артефакты. ArcticDEM является наиболее детальным открытым источником высотной информации для севера Западной Сибири, доступ к тайлам и стрипам осуществляется через сайт PGC (Polar Geospatial Center, США)[1].

Важную роль при выявлении и оценке качественных характеристик рельефа играет визуальное представление исходной ЦМР. Для этого использовалась светотеневая отмывка рельефа в цветном виде (в ПО ArcGIS и Global Mapper). При создании светотеневой модели применялся способ многолучевого освещения с увеличением вертикального коэффициента. При настройке цветовой схемы гистограммы изображения границы распределения задавались с учетом небольшой (до 200 м) амплитуды абсолютных высот, либо использовалась адаптивная подстройка гистограммы под видимый экстент. Итоговые контрастные цветные изображения в большинстве случаев позволяют однозначно выделять типичные для исследуемой территории формы рельефа.

Для оценки возможности использования среднемасштабных ЦМР для дистанционного картографирования рельефа на рассматриваемой территории с относительно небольшими перепадами высот и наличием лесной растительности на примере WorldDEM было проведено сравнение высотных профилей на примере тестового участка, который охватывает высотный диапазон от 10 до 65 м и более чем на 90% покрыт лесом (расчлененная относительно возвышенная равнина севернее устья р. Хейгияха). Базовые значения высоты получены с топографической карты масштаба 1:25000 с сечением горизонталей 2,5 м (рисунок 1.9).



Статистические показатели	WorldDEM	ArcticDEM	AW3D30
Среднее абсолютное расхождение, м	-16,3	-15,7	-19,8
Стандартное отклонение, м	1,4	2,1	1,8
Минимальное расхождение, м	-8,0	-7,5	-10,1
Максимальное расхождение, м	3,4	4,4	4,2
Сумма RSS	1129,8	2567,8	2004,1
Среднее RSS	33,6	50,7	44,8
Коэффициент корреляции	0,993	0,986	0,988

Рисунок 1.9 – Высотный профиль топографической карты (1:25000) и ЦМР WorldDEM/ TanDEM-X DEM, ArcticDEM и AW3D30 (справа внизу показан исследуемый участок)

Результаты сравнения показали, что абсолютные высоты WorldDEM занижены в среднем приблизительно на 16 м относительно высот балтийской системы. После устранения систематического расхождения среднеквадратическое отклонение высотных значений составило 1,38 м, корреляция высот – 0,993. Минимальный выброс значений высот достигает -3,7 м, максимальный – 7,7 м, средняя сумма квадратов разностей (RSS) – 33,6. Визуальное сравнение профилей показывает, что WorldDEM корректно отражает неровности рельефа и перепады высот, за исключением превышений до 8 м на густо залесенных участках и снижений до 3-4 м в долинах и ложбинах. Таким

[1] ArcticDEM – https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/

образом, WorldDEM и ее производная TanDEM-X90mDEM обеспечивает достоверность определения высотных значений в пределах величины сечения горизонталей топокарты масштаба 1:25000 (2,5 м), что делает их применимым для среднемасштабного геоморфологического картографирования, в т.ч. в условиях северо-таежной зоны Западной Сибири.

Методика применения ЦМР основана на общем предположении о том, что существует тесная связь между формой рельефа и генезисом слагающих ее отложений. Исключение изоморфизма достигается за счет использования наиболее детальных ЦМР и подтверждением генетической связи полевыми методами на наиболее репрезентативных участках. Тематическая обработка ЦМР включала следующие методы:

- построение и анализ широкого набора морфометрических показателей, включая индекс топографического положения (*Topographic Position Index, TPI*) [Weiss, 2001]. Статистический анализ непрерывной сетки высотных значений повзволяет выделить сходные по строению геоморфологические районы на основе количественных и качественных показателей;
- моделирование и визуальное выделение наиболее характерных форм рельефа. Представление высотных данных в виде непрерывной сетки (grid) позволяет осуществлять интерпретацию форм рельефа исходя из их морфологических особенностей (аналогично полевому геоморфологическому картографированию).

Верификация результатов дешифрирования основана на материалах собственных полевых исследований и фондовых источниках. Полевые работы описаны выше в данном разделе, фондовыми источниками преимущественно являются отчеты о результатах геологического картографирования центральной и северной частей Западной Сибири. а также государственные геологические карты масштаба 1:1000000.

Основной программной средой для пространственного анализа и управления данными ДЗЗ и ЦМР являлось ПО ArcGIS Desktop. Дополнительные операции включали привязку и оцифровку архивных карт, создание мозаик, расчет зональной статистики, перепроецирование, расчеты спектральных индексов, выполнение математических операций с растрами, оверлейные операции, оформление итоговых карт и др. Все полученные пространственные данные организованы в виде набора тематических ГИС-проектов. Финальная статистическая обработка атрибутивной информации и построение графиков выполнялись в Microsoft Excel 2019.

Важно отметить, что полученные на результаты дистанционного анализа основаны на исходных данных с открытым режимом доступа, что позволяет проводить их независимую оценку и уточнение, а также научное обсуждение отдельных аспектов исследования с представителями различных концепций. Кроме того, высокая плановая точность картографирования каждого отдельного объекта дает возможность независимым исследователям планировать маршруты полевых работ для дополнительного изучения геологического строения наиболее дискуссионных форм рельефа, что будет способствовать постепенному улучшению качества и достоверности результатов исследований.

Приложение Б

ЦМР и общий вид изученных котловин выдувания

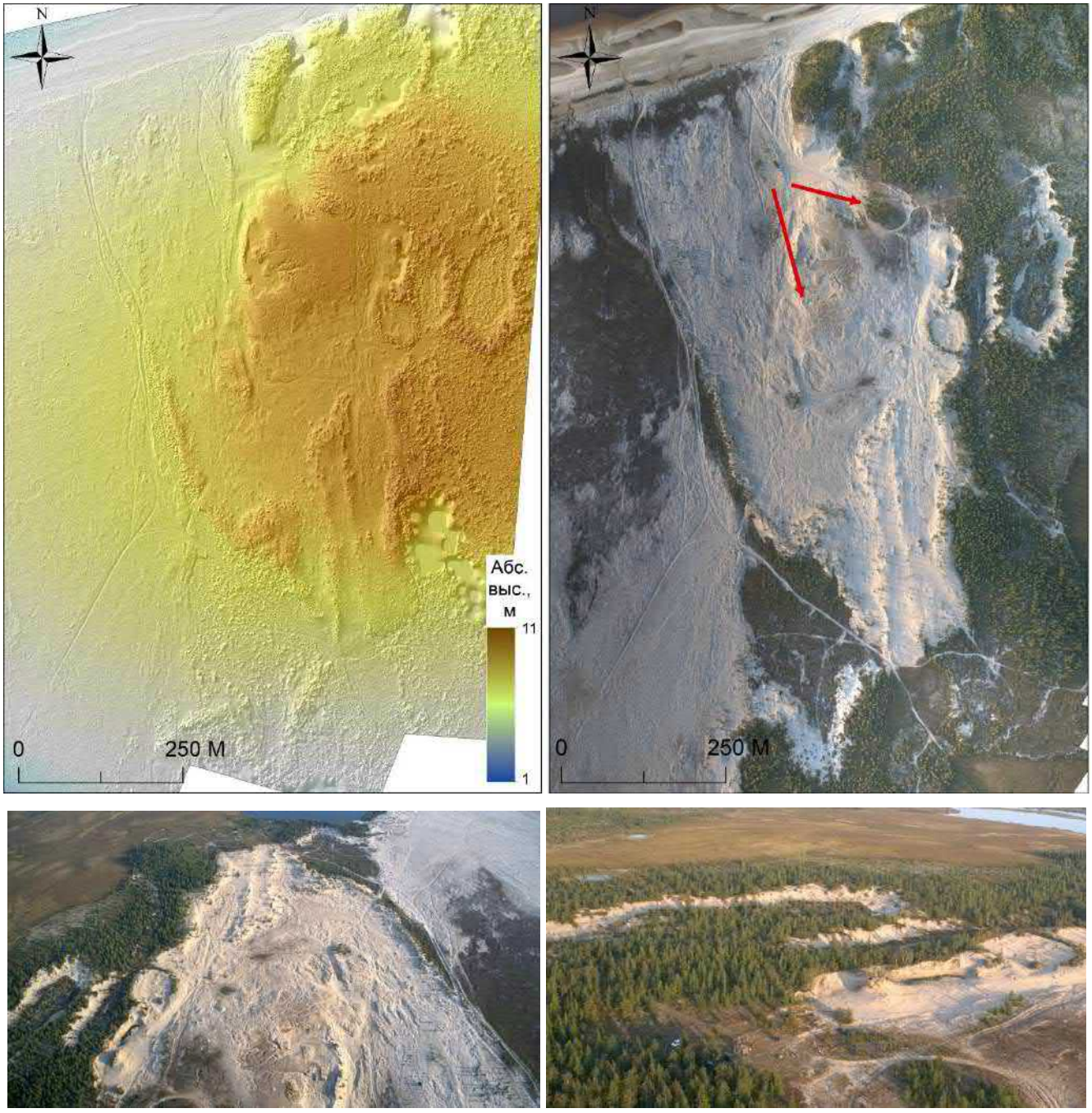


Рисунок Б.1 – Котловина выдувания К_2020_01:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

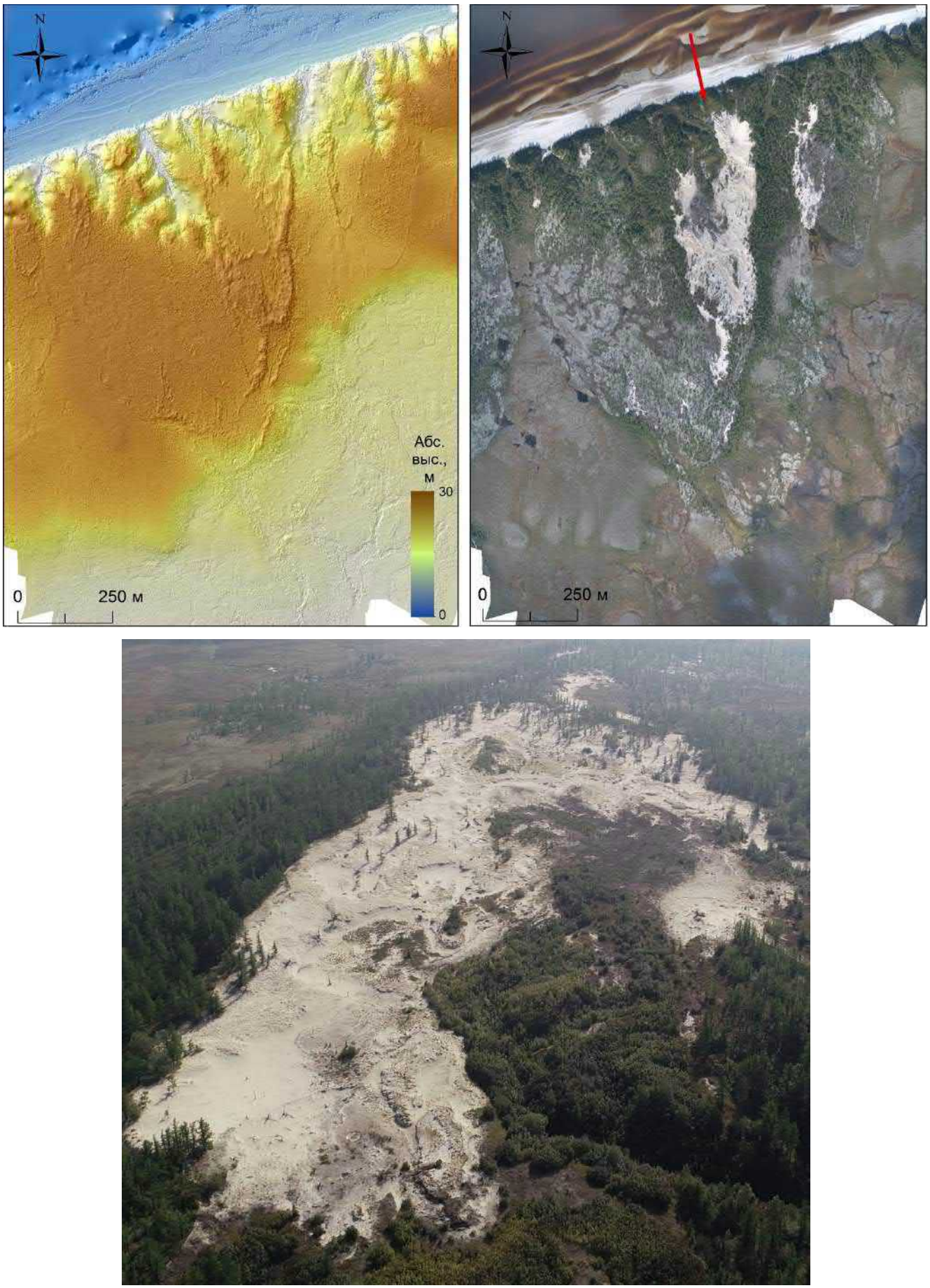


Рисунок Б.2 – Котловина выдувания К_2020_02:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

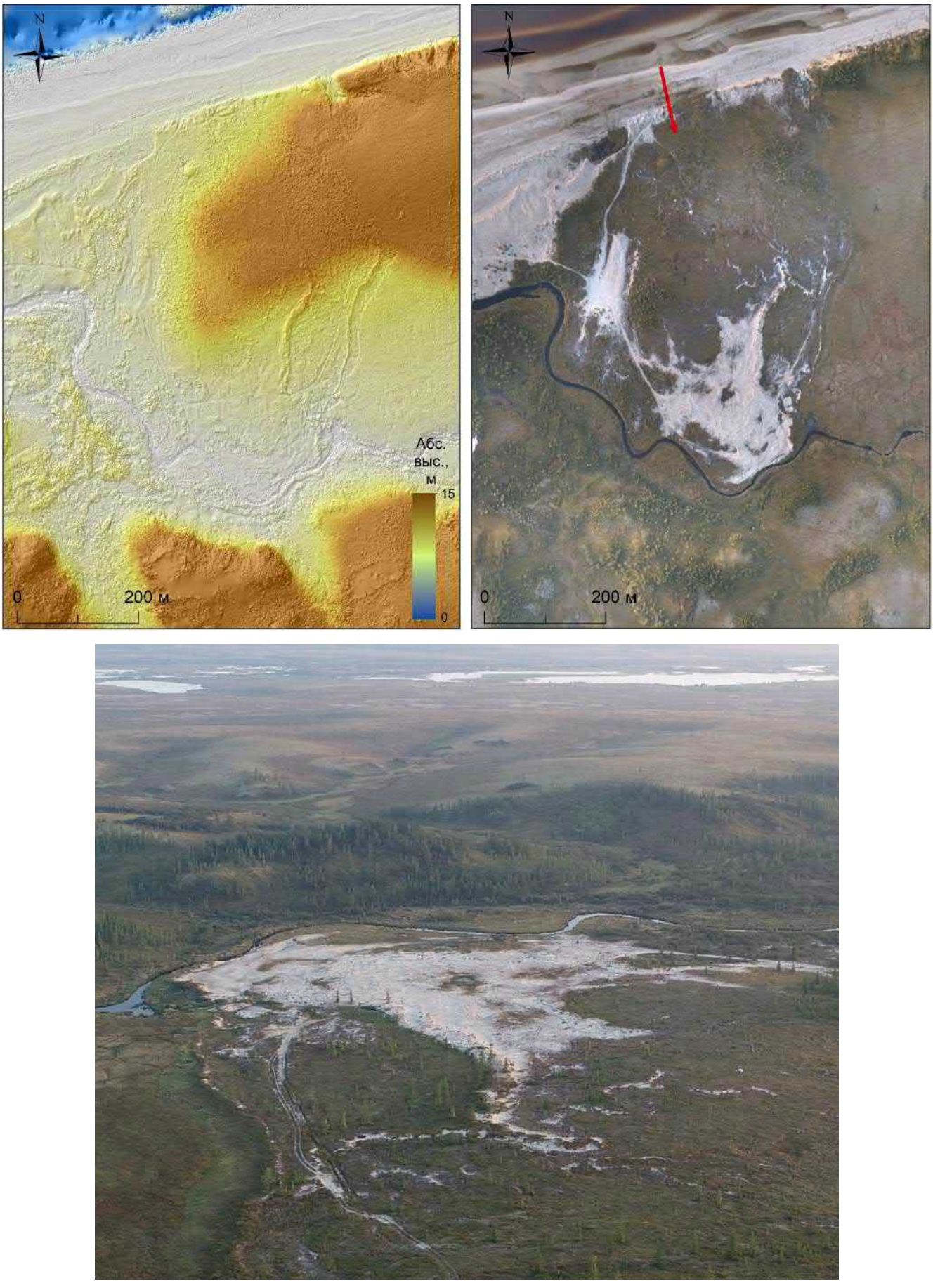


Рисунок Б.3 – Котловина выдувания К_2020_03:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

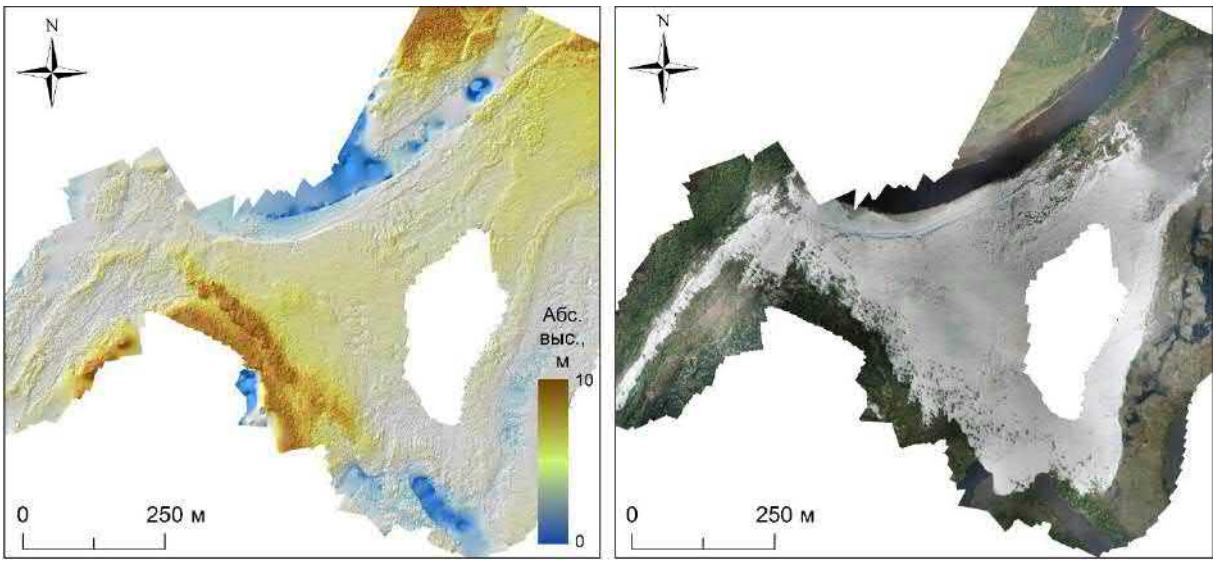


Рисунок Б.4 – Котловина выдувания К_2020_04: ЦМР (слева), ортофотоплан (справа)

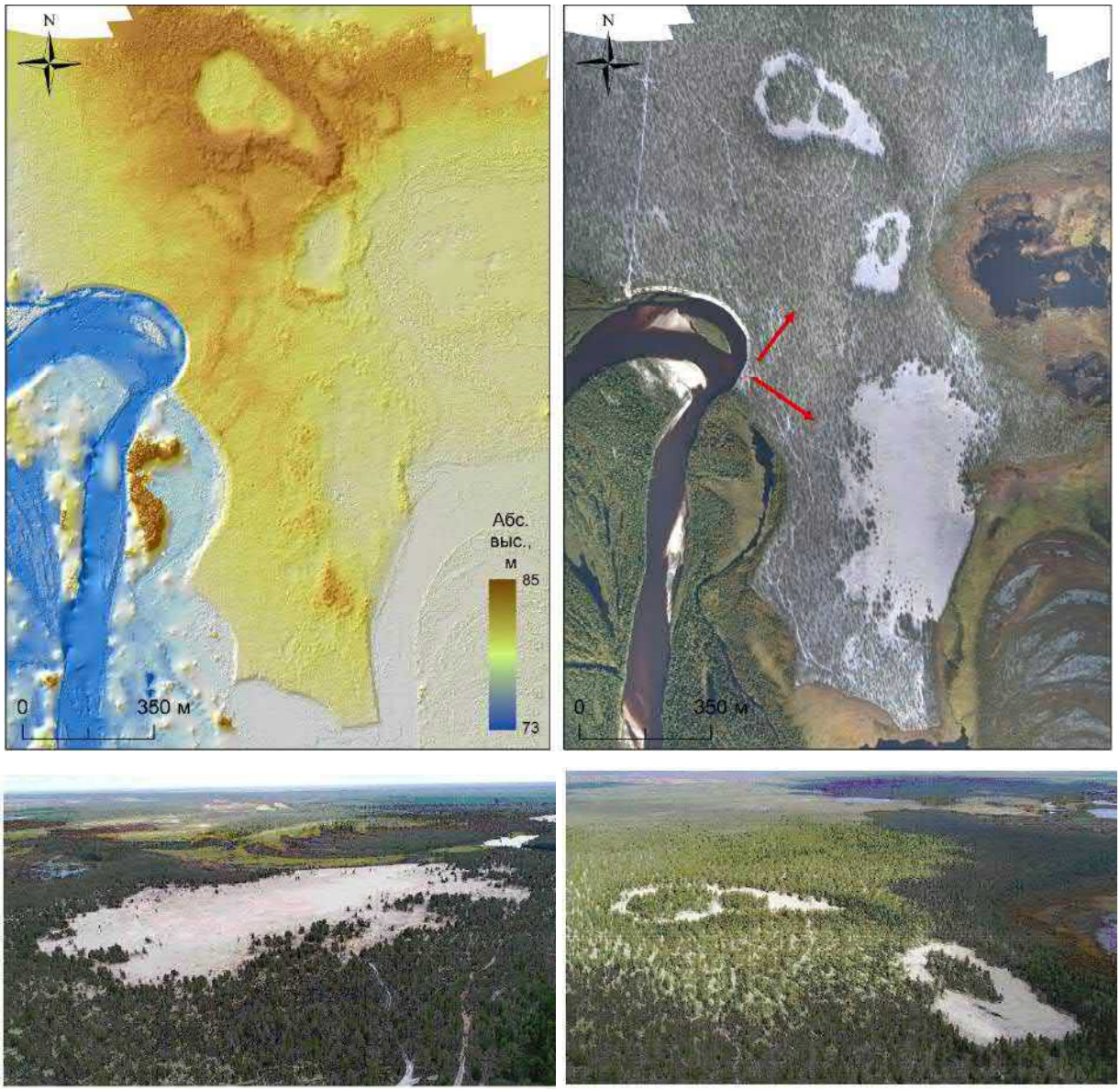


Рисунок Б.5 – Котловина выдувания К_2020_05:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)



Рисунок Б.6 – Котловина выдувания К_2020_06: ЦМР (слева), ортофотоплан (справа)

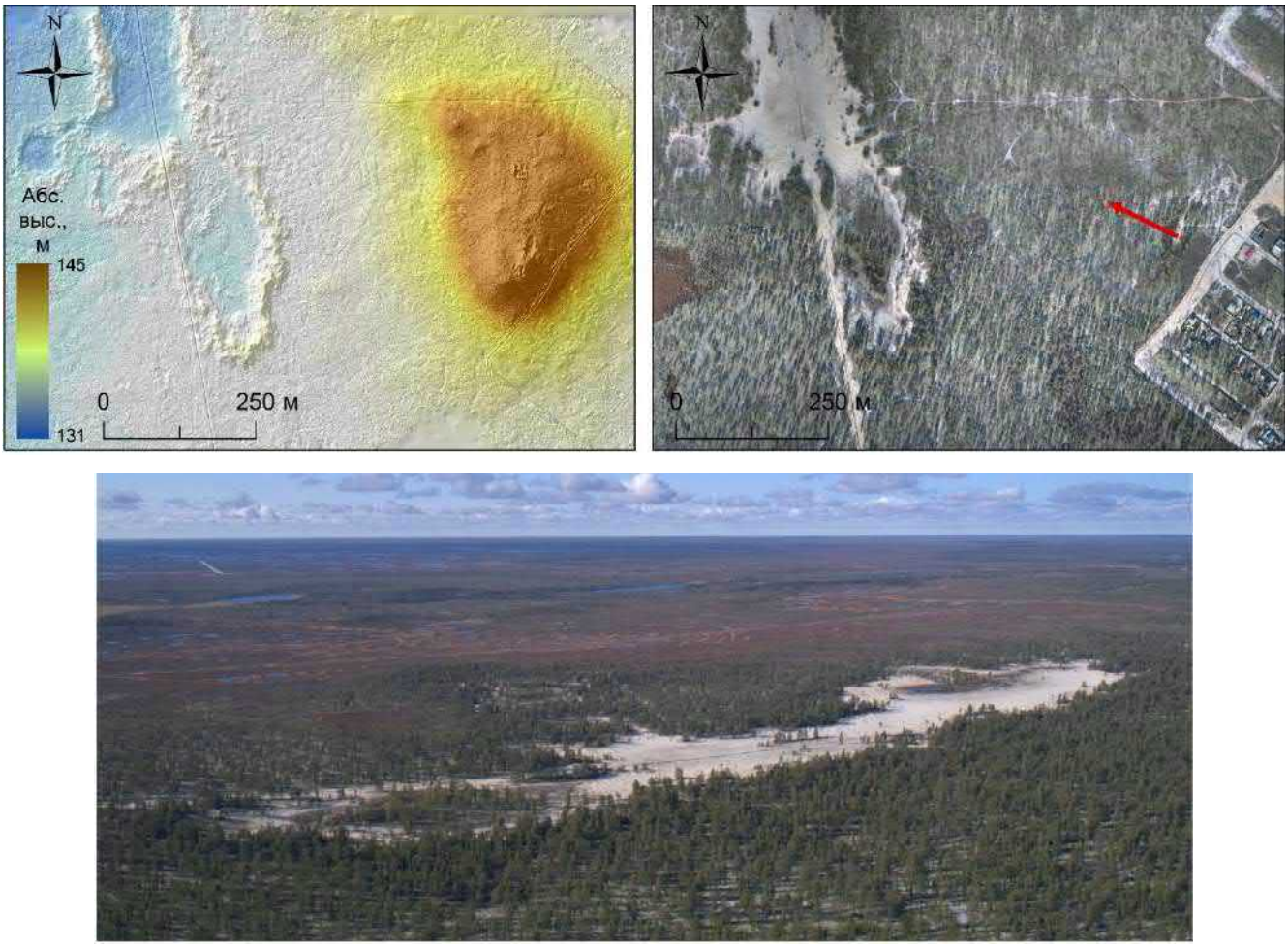


Рисунок Б.7 – Котловина выдувания К_2020_07:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

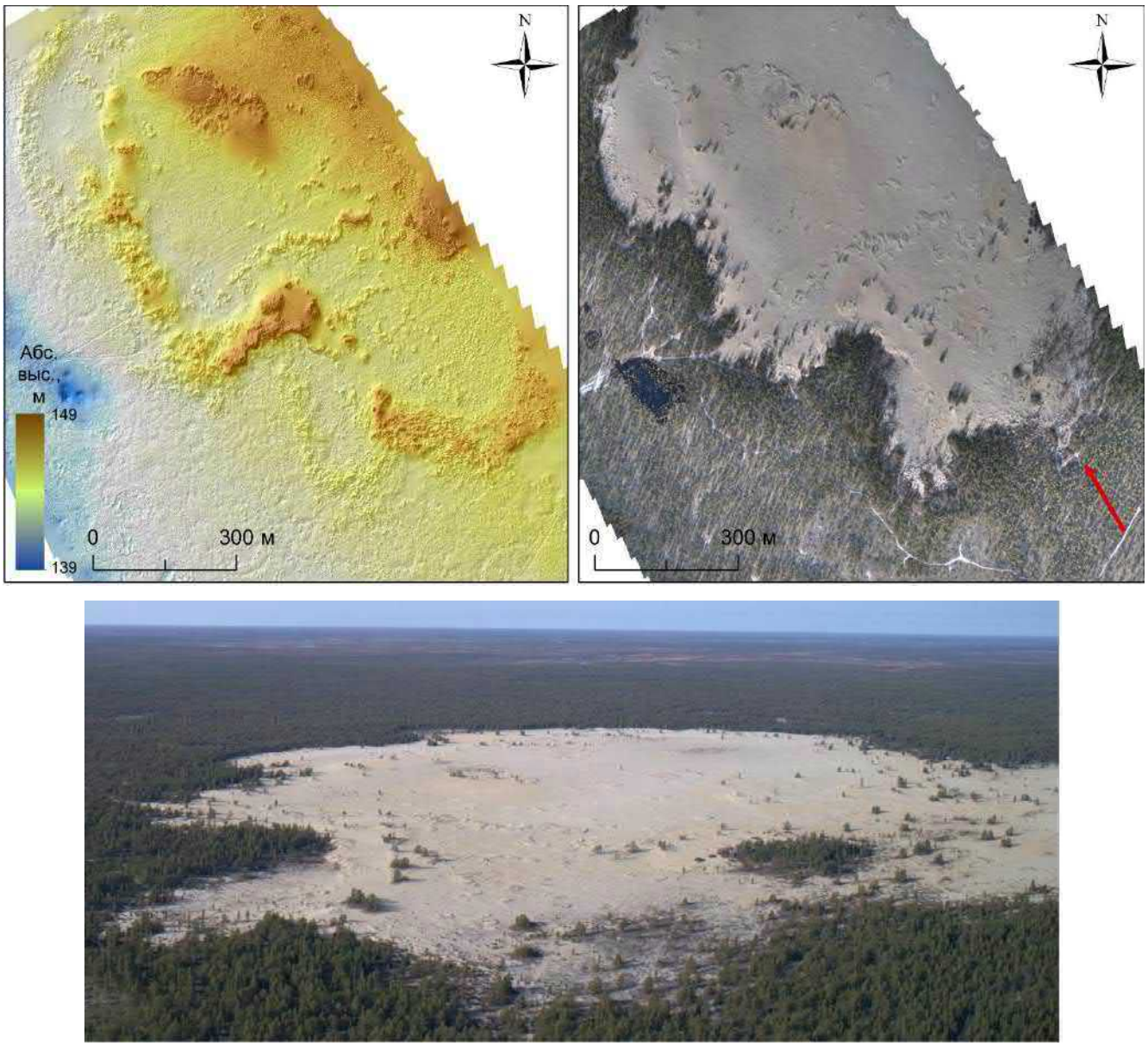


Рисунок Б.8 – Котловина выдувания К_2020_08:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

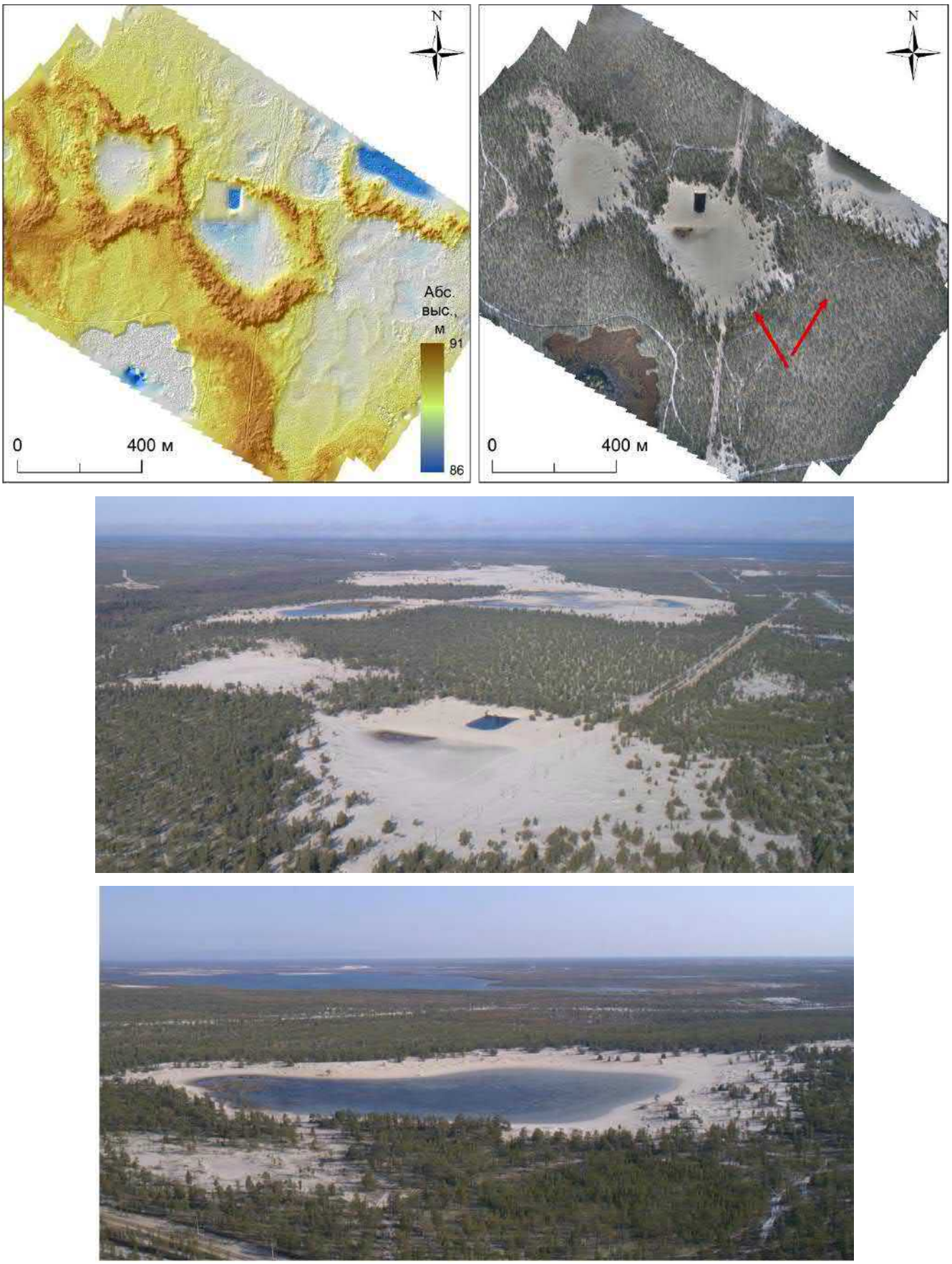


Рисунок Б.9 – Котловина выдувания К_2020_09:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

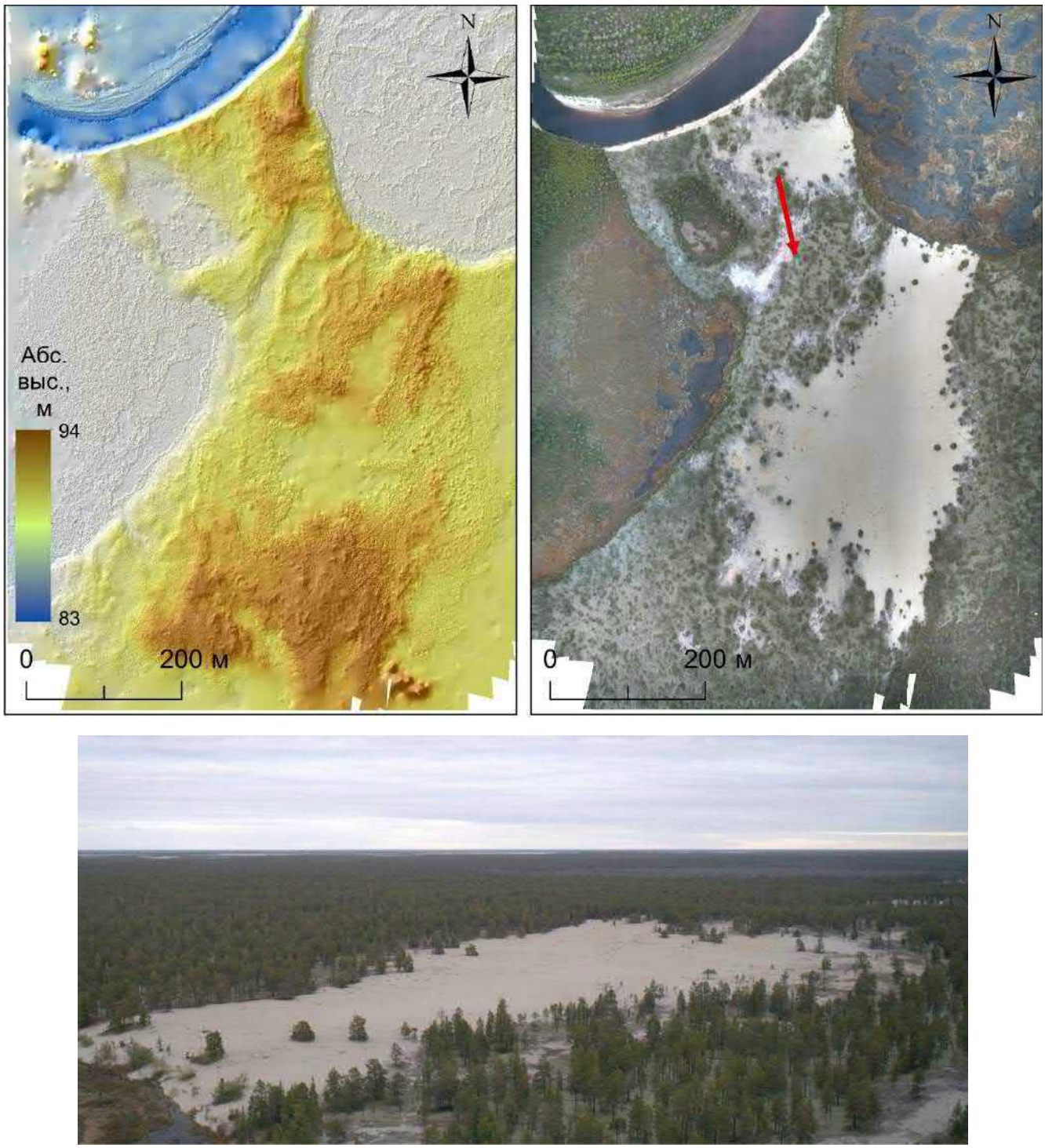


Рисунок Б.10 – Котловина выдувания К_2021_01:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)



Рисунок Б.11 – Котловина выдувания К_2021_02:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

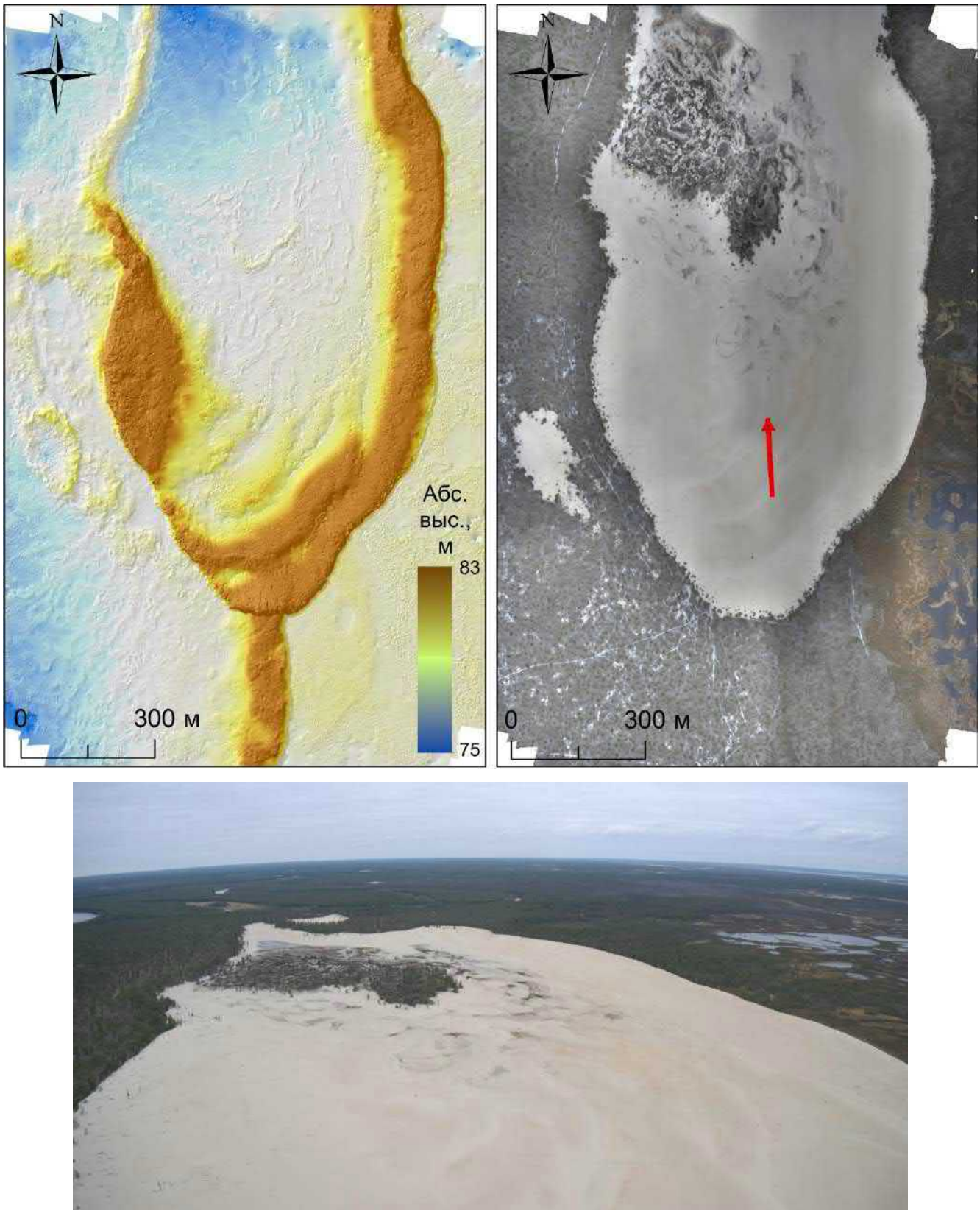


Рисунок Б.12 – Котловина выдувания К_2021_03:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

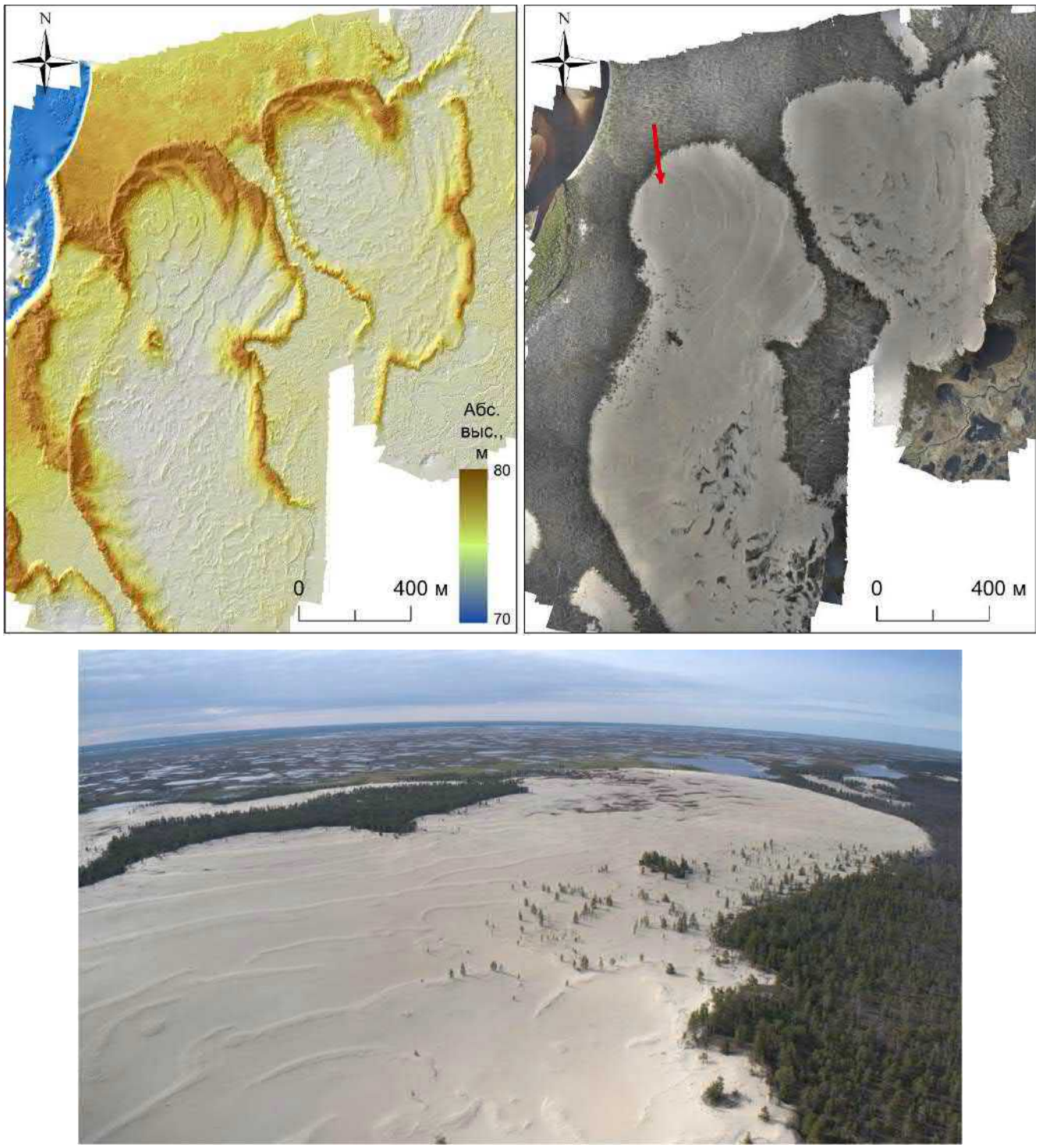


Рисунок Б.13 – Котловина выдувания К_2021_04:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

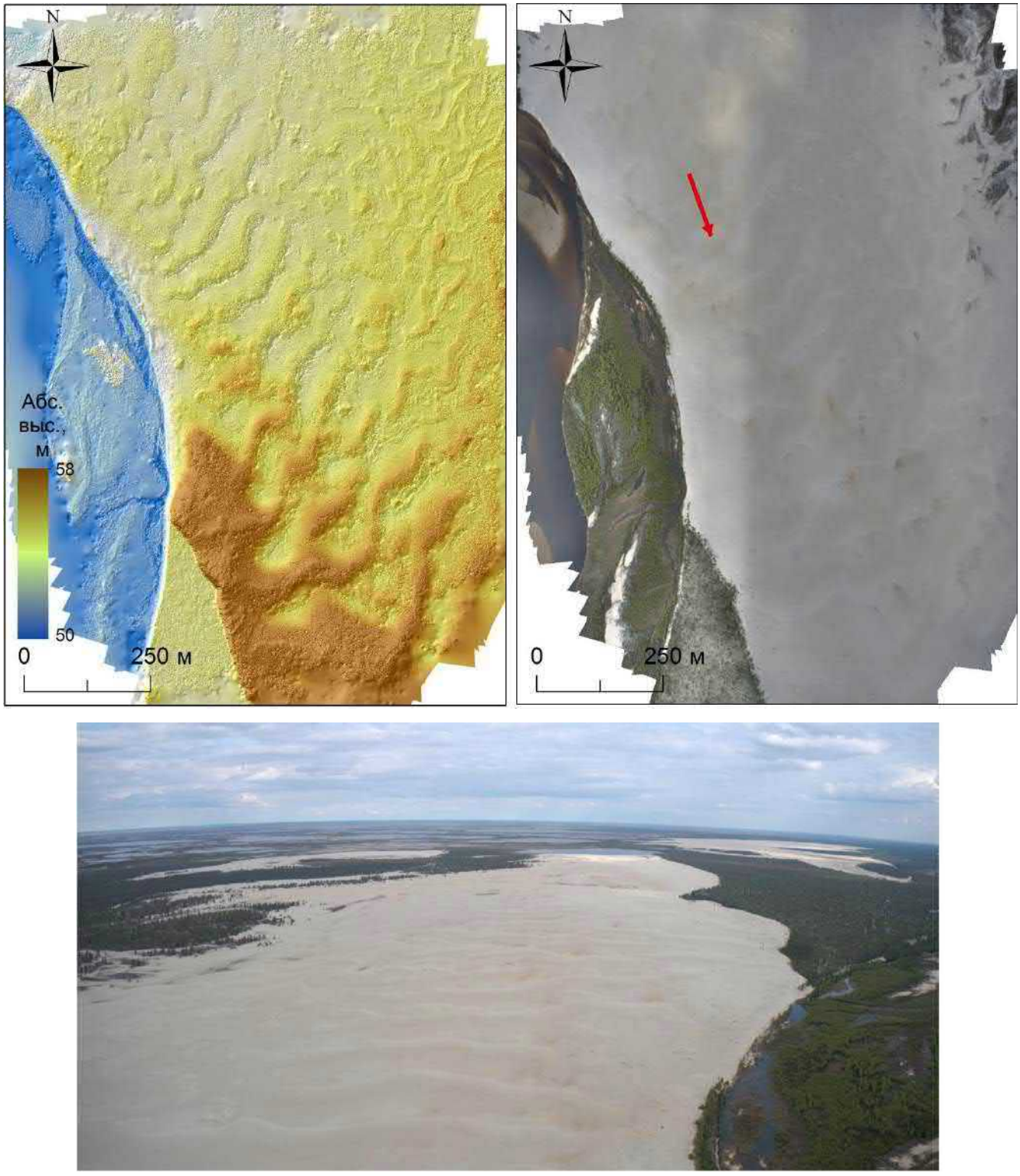


Рисунок Б.14 – Котловина выдувания К_2021_05:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

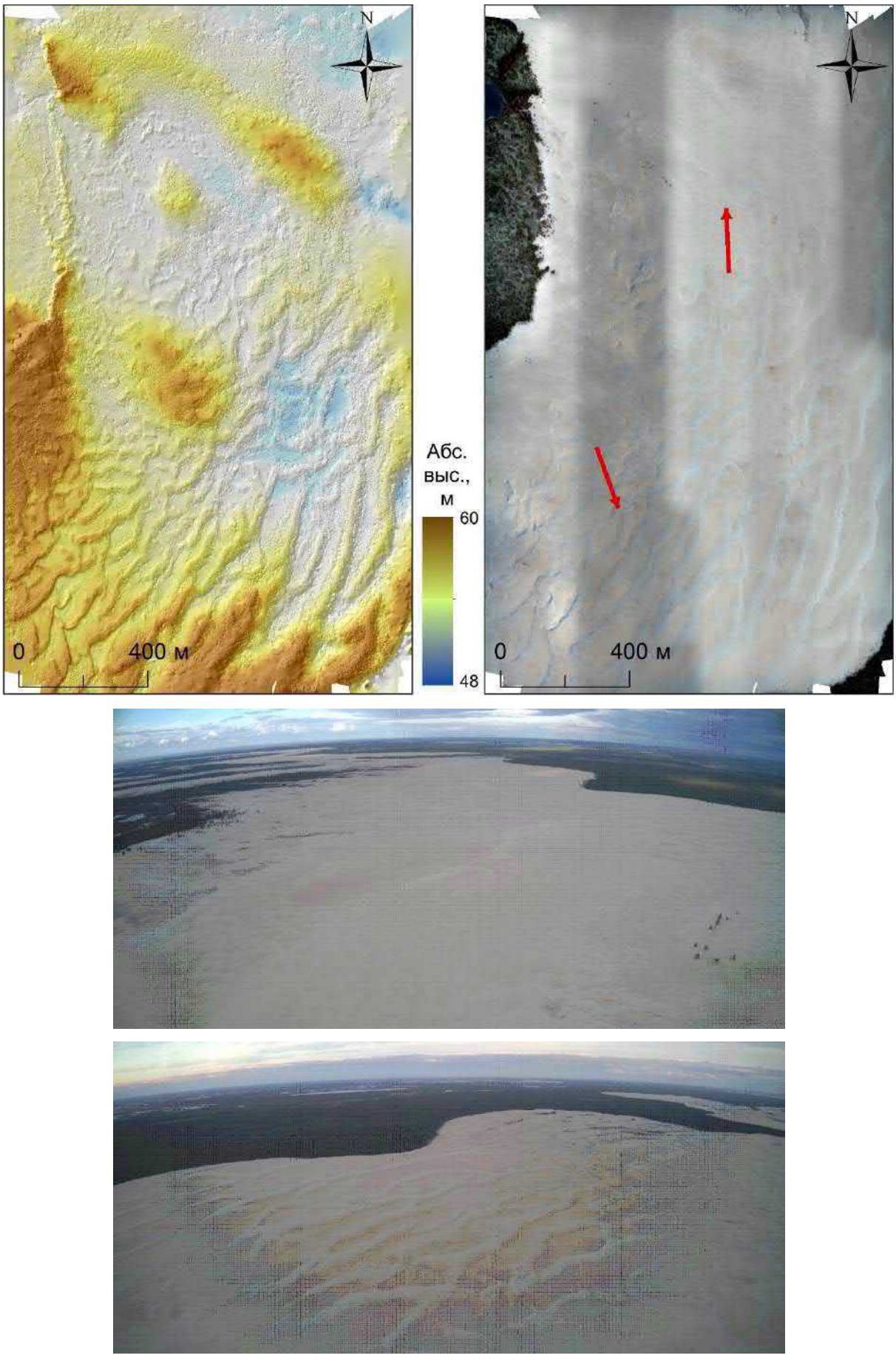


Рисунок Б.15 – Котловина выдувания К_2021_06:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

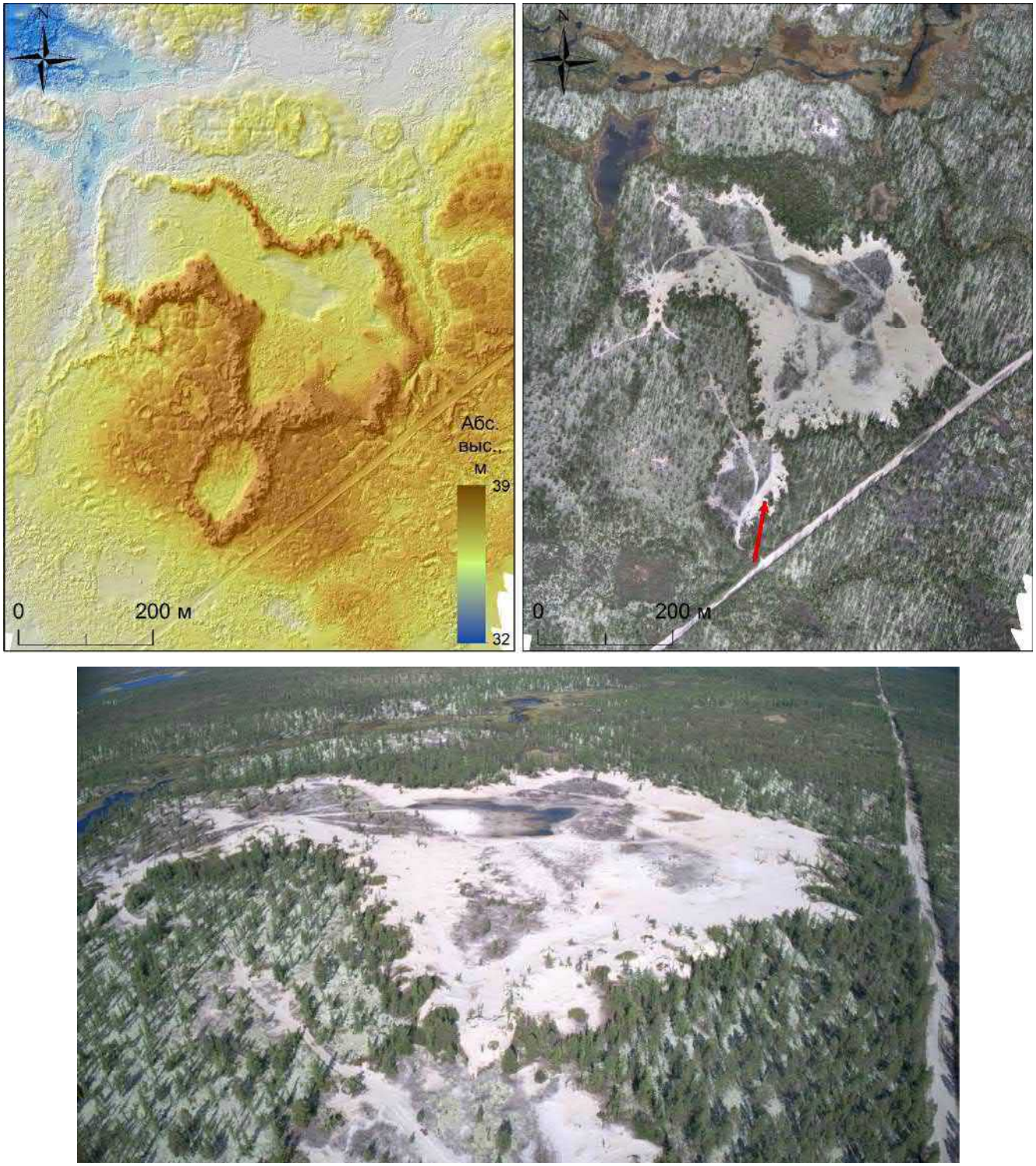


Рисунок Б.16 – Котловина выдувания К_2021_07:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

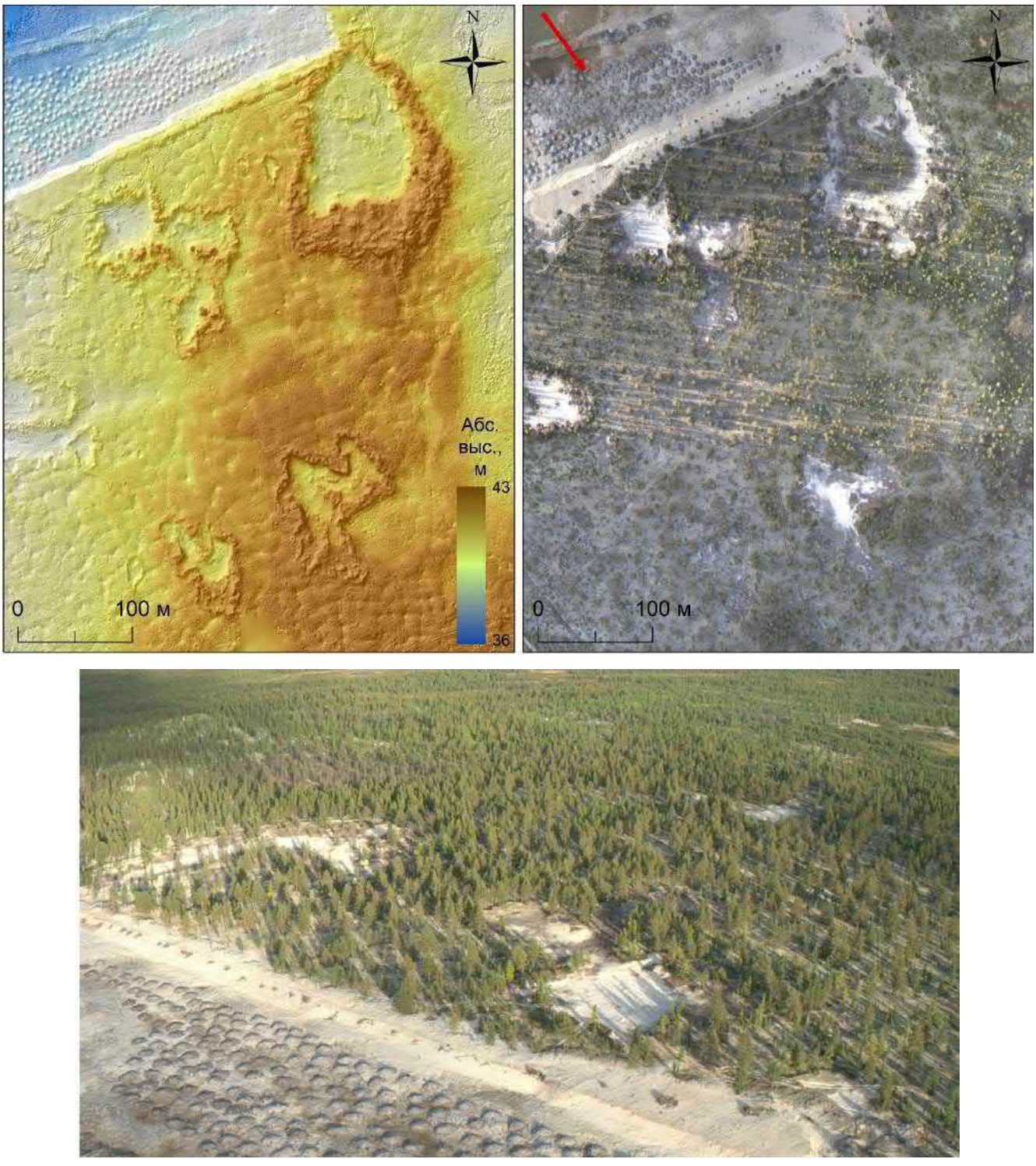


Рисунок Б.17 – Котловина выдувания К_2021_08:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

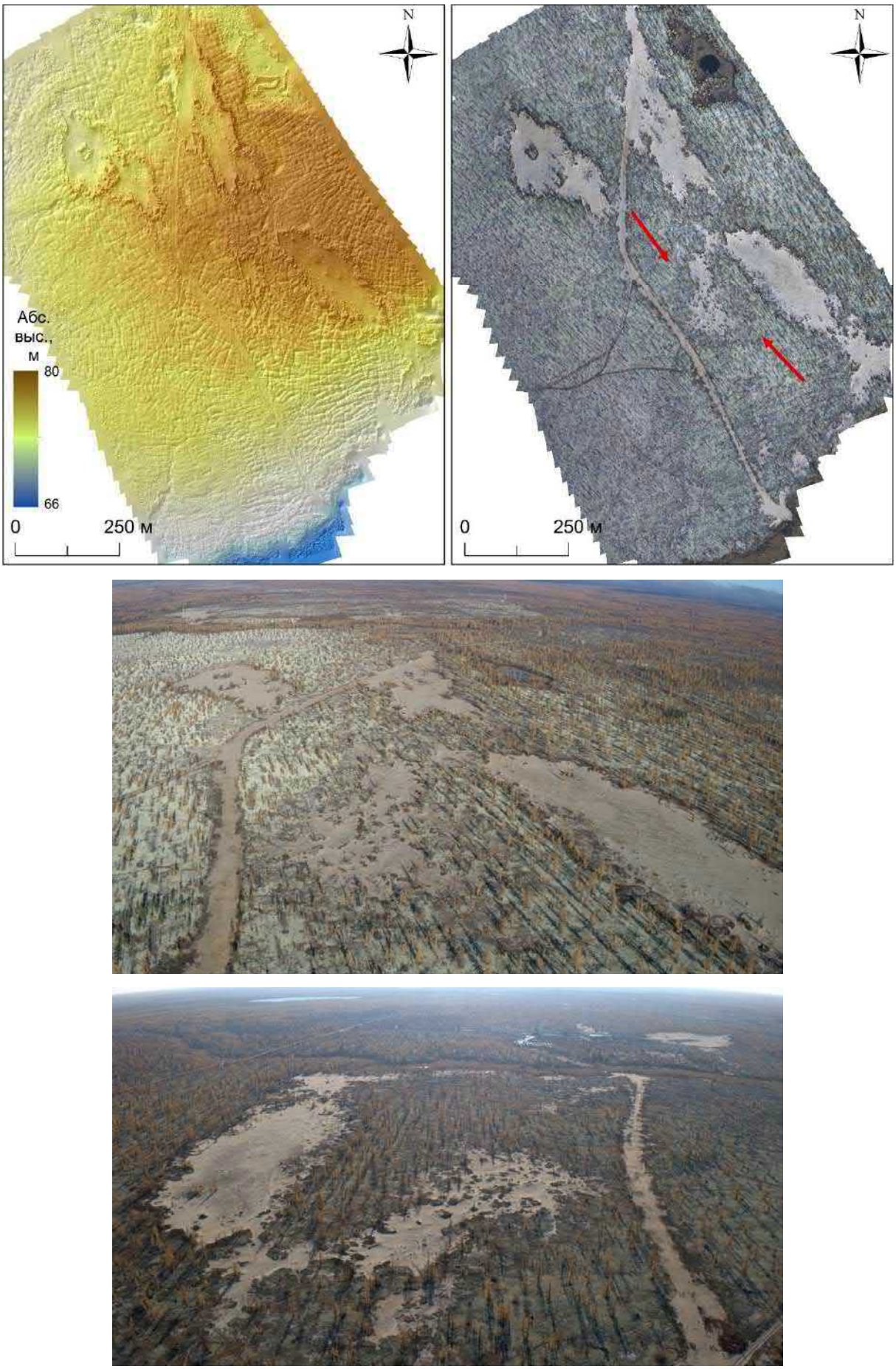


Рисунок Б.18 – Котловина выдувания К_2021_09:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

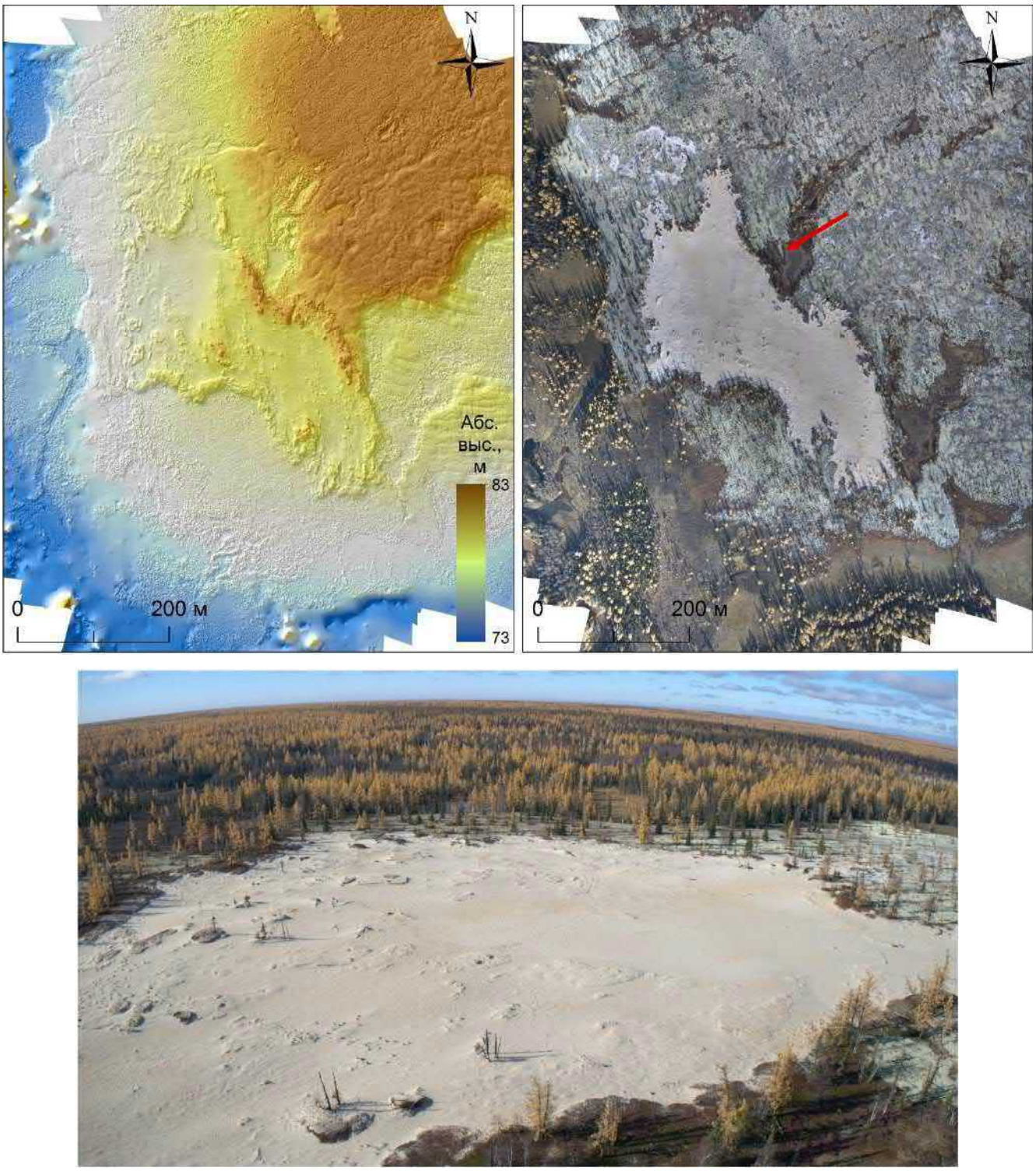


Рисунок Б.19 – Котловина выдувания К_2021_10:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

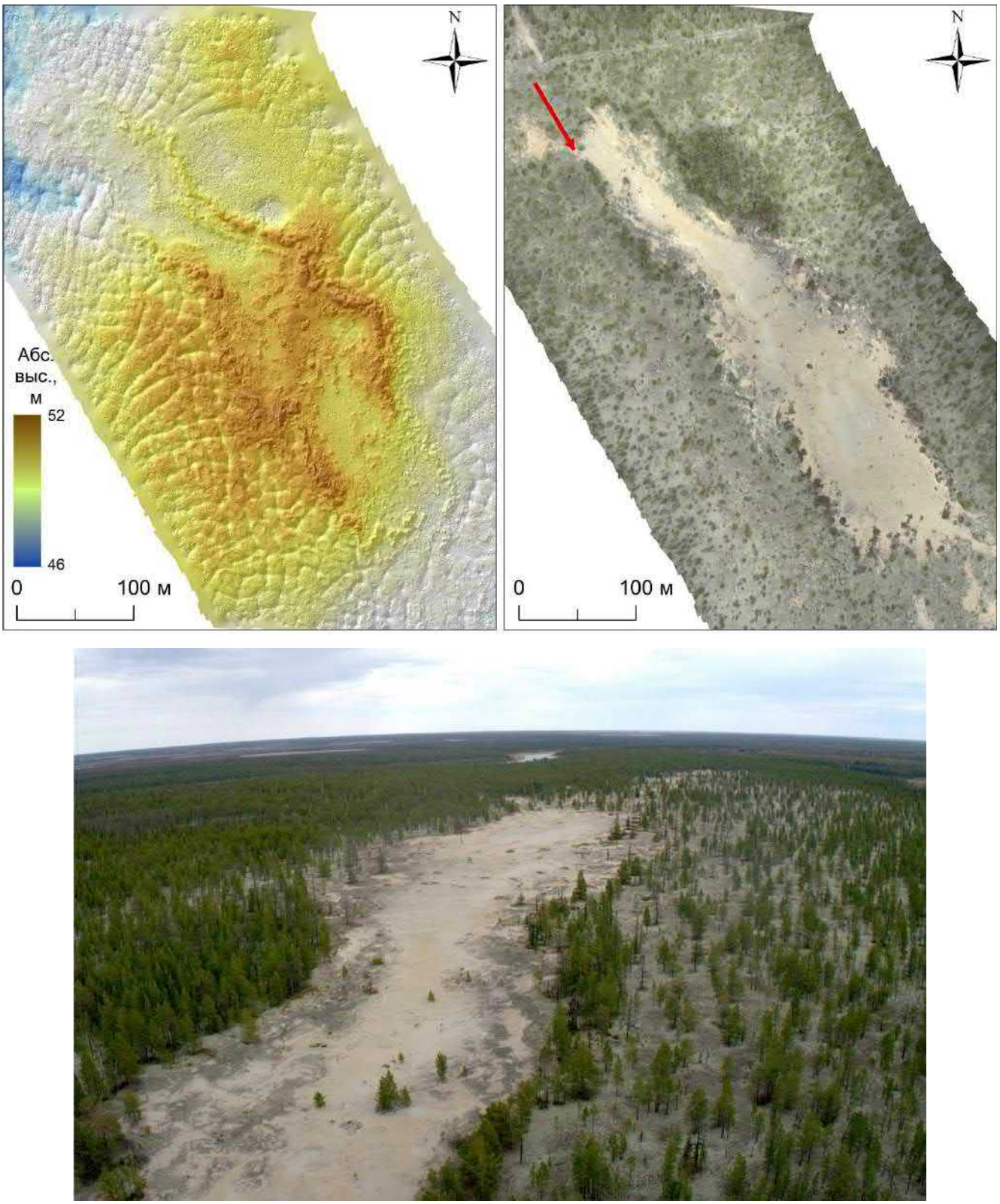


Рисунок Б.20 – Котловина выдувания К_2022_01:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

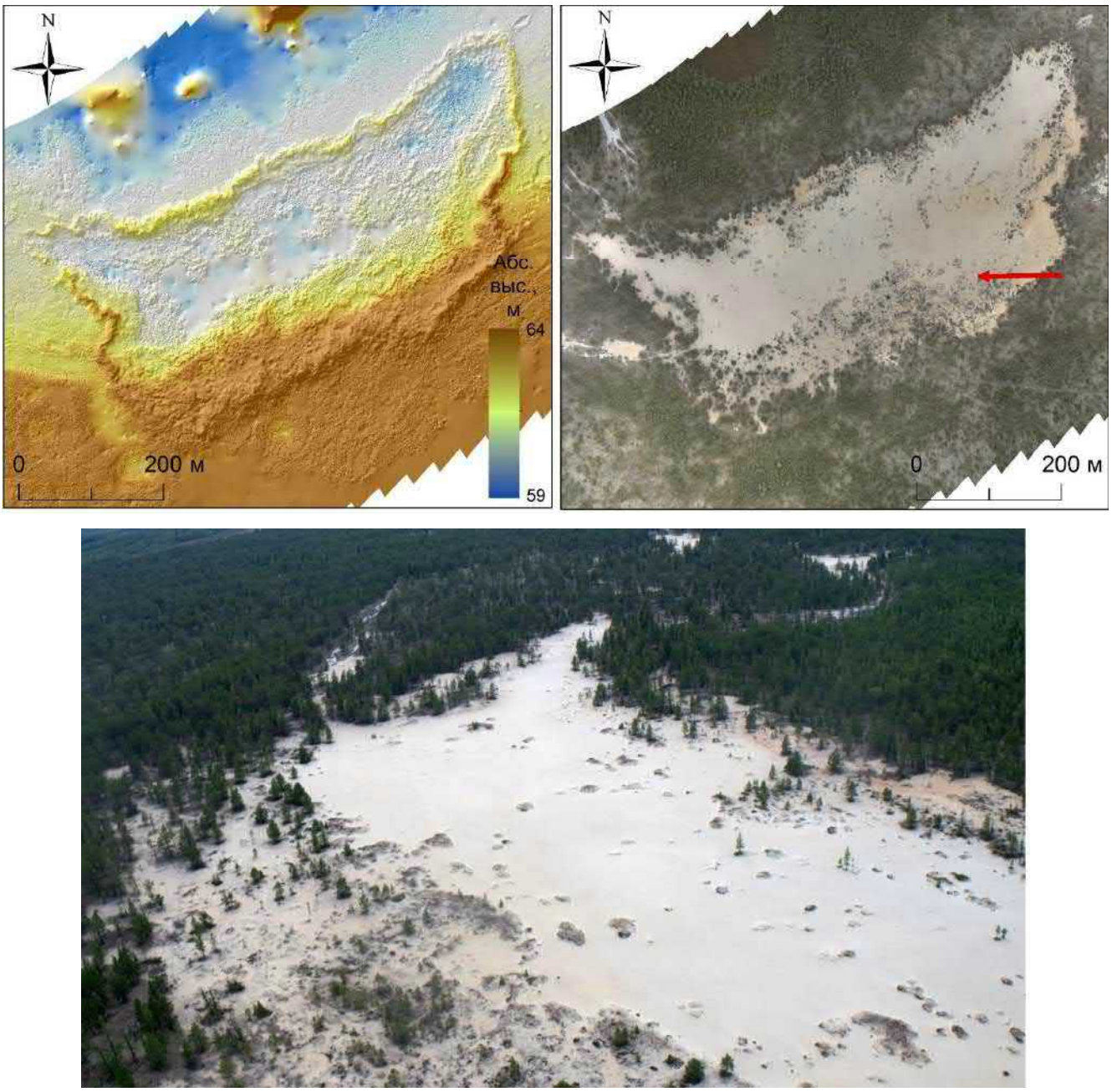


Рисунок Б.21 – Котловина выдувания К_2022_02:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)



Рисунок Б.22 – Котловина выдувания К_2022_03:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

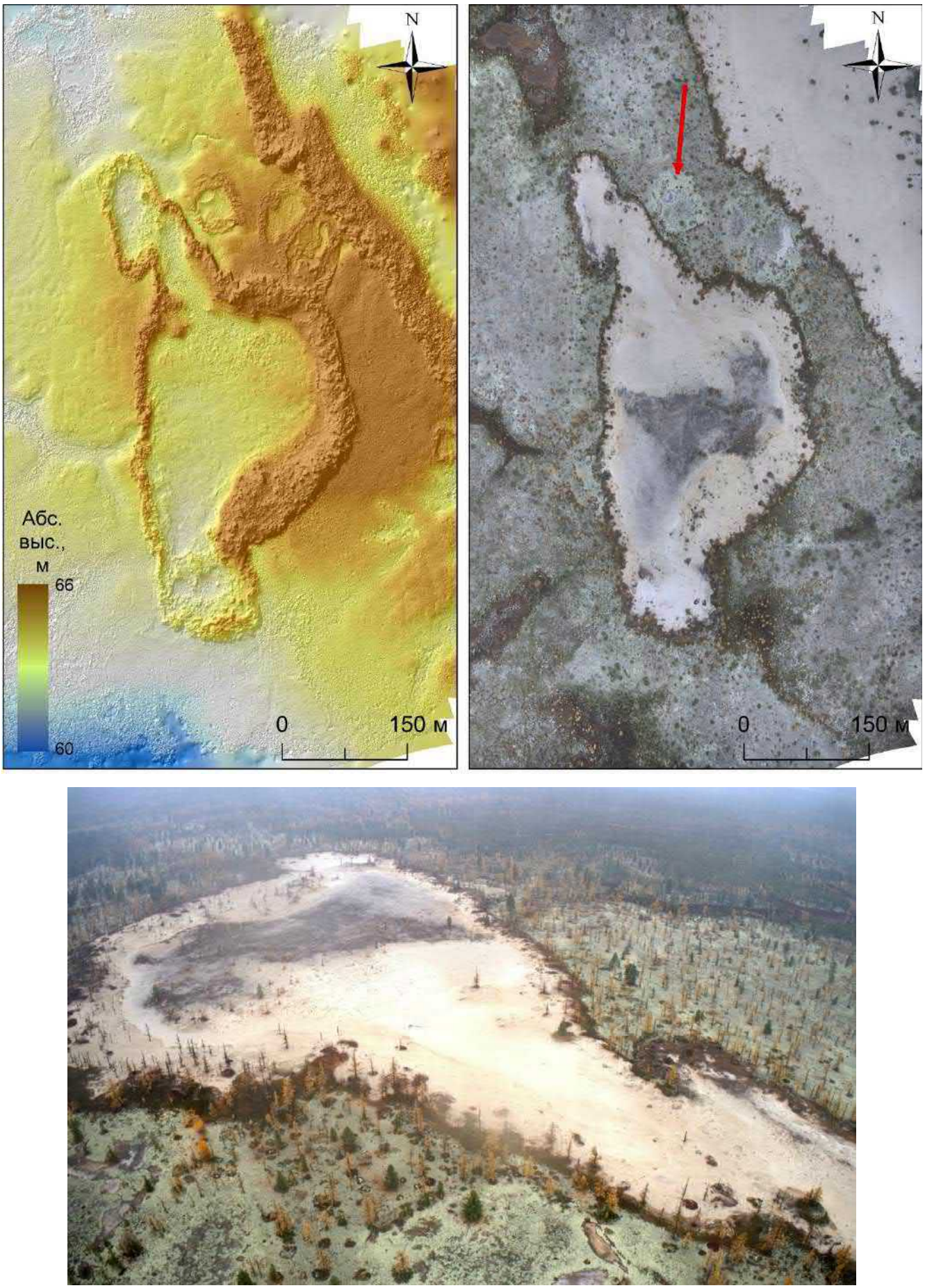


Рисунок Б.23 – Котловина выдувания К_2022_04:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)



Рисунок Б.24 – Котловина выдувания К_2022_05:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

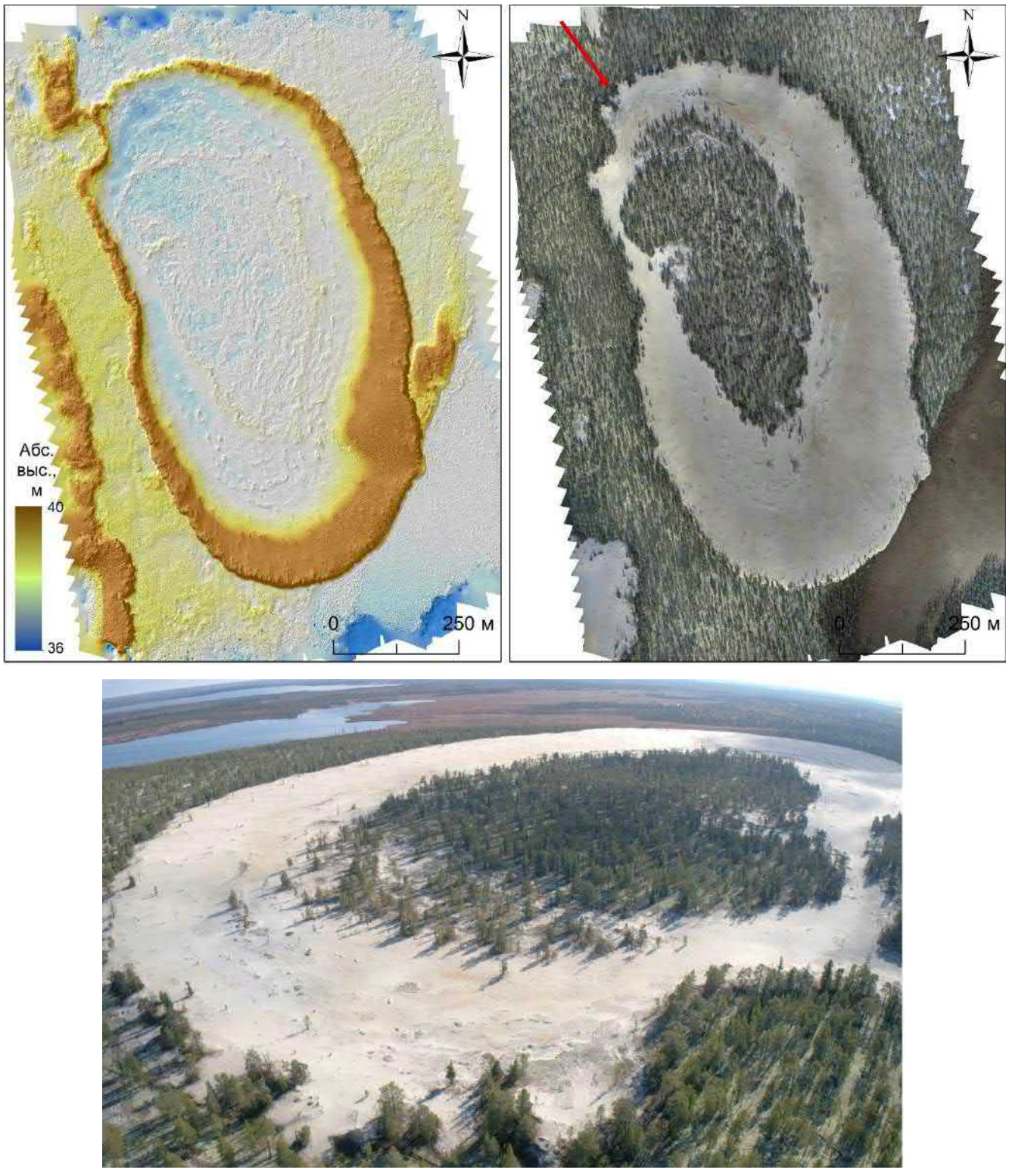


Рисунок Б.25 – Котловина выдувания К_2022_06:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

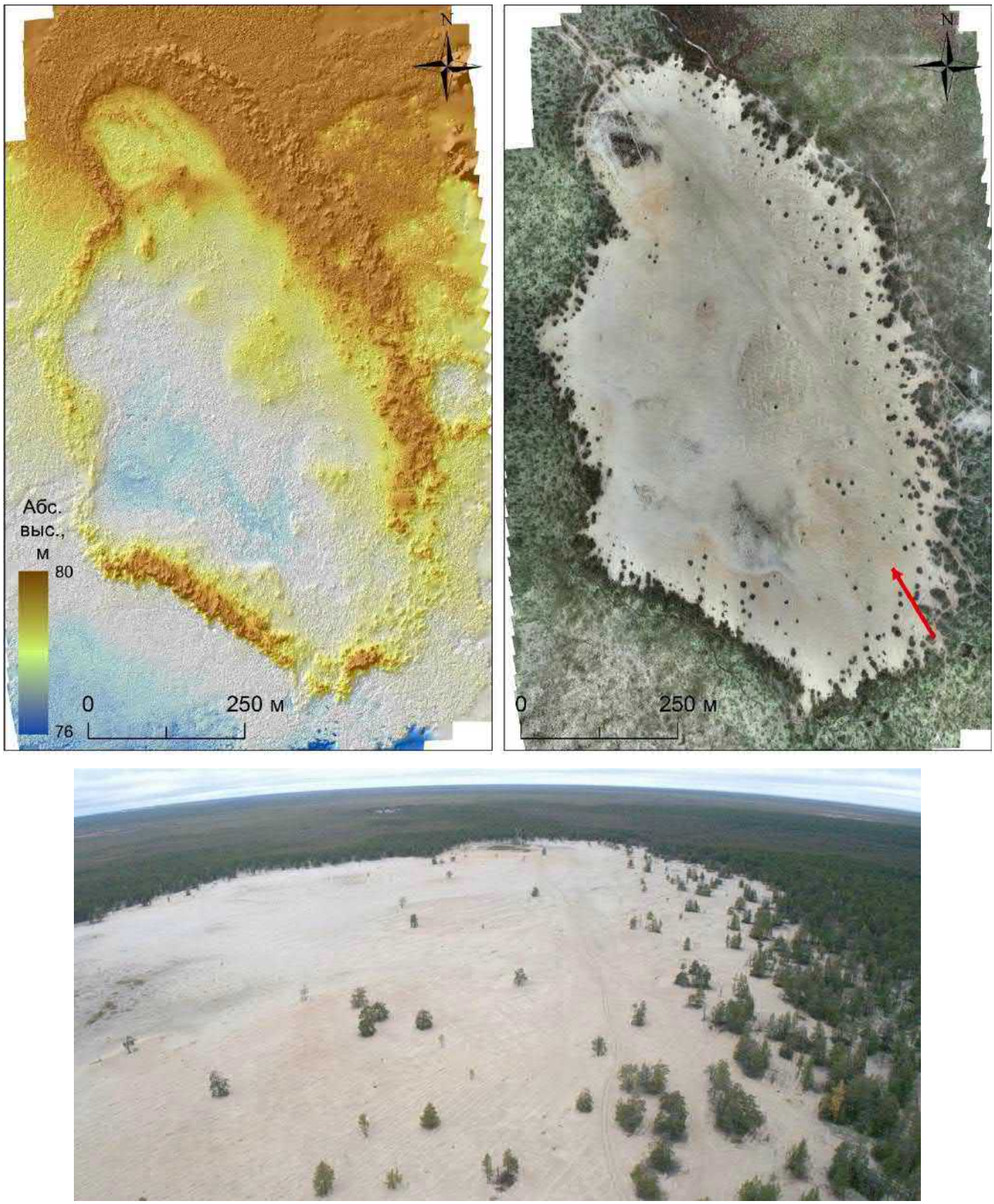


Рисунок Б.26 – Котловина выдувания К_2022_07:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

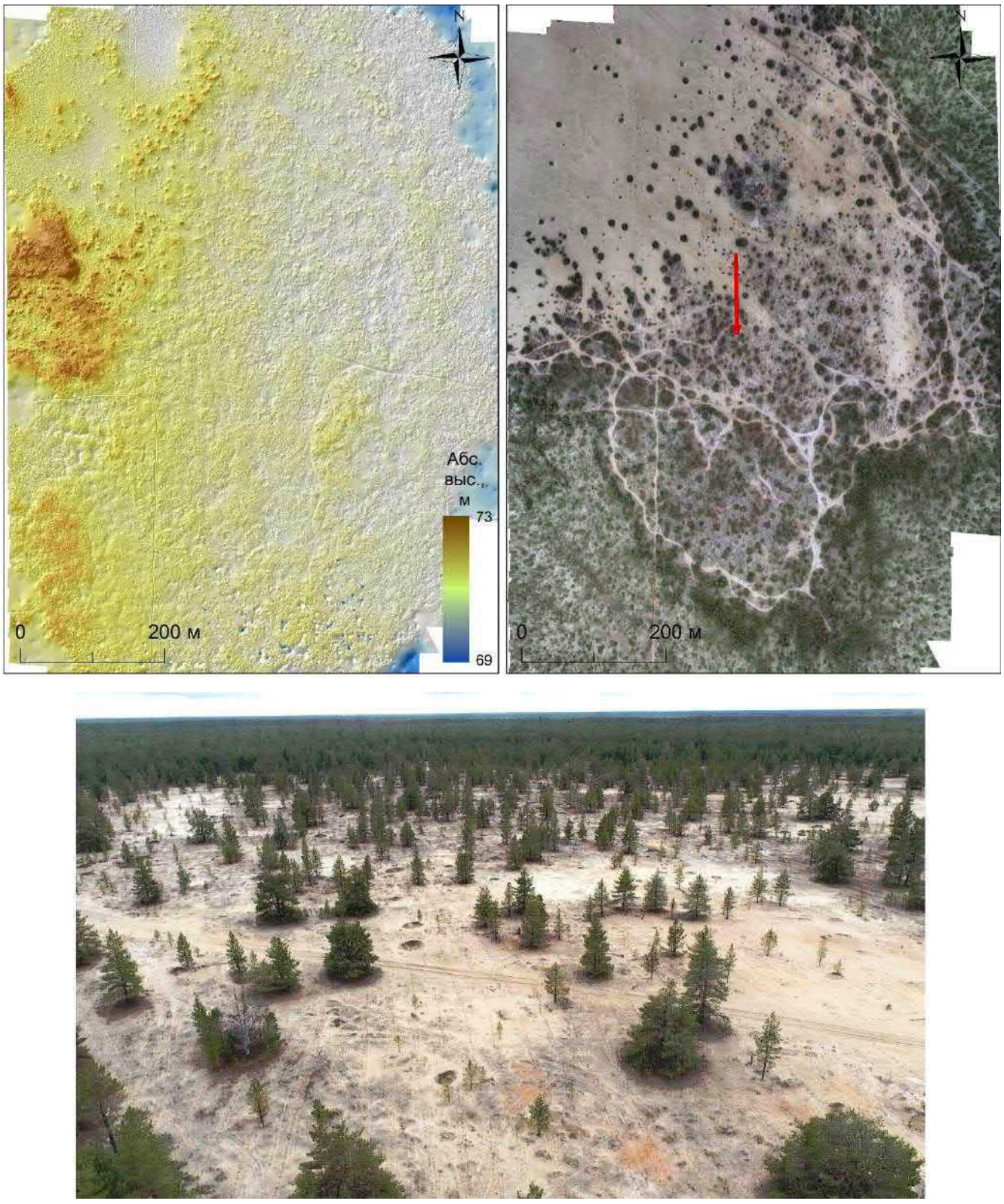


Рисунок Б.27 – Котловина выдувания К_2022_08:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

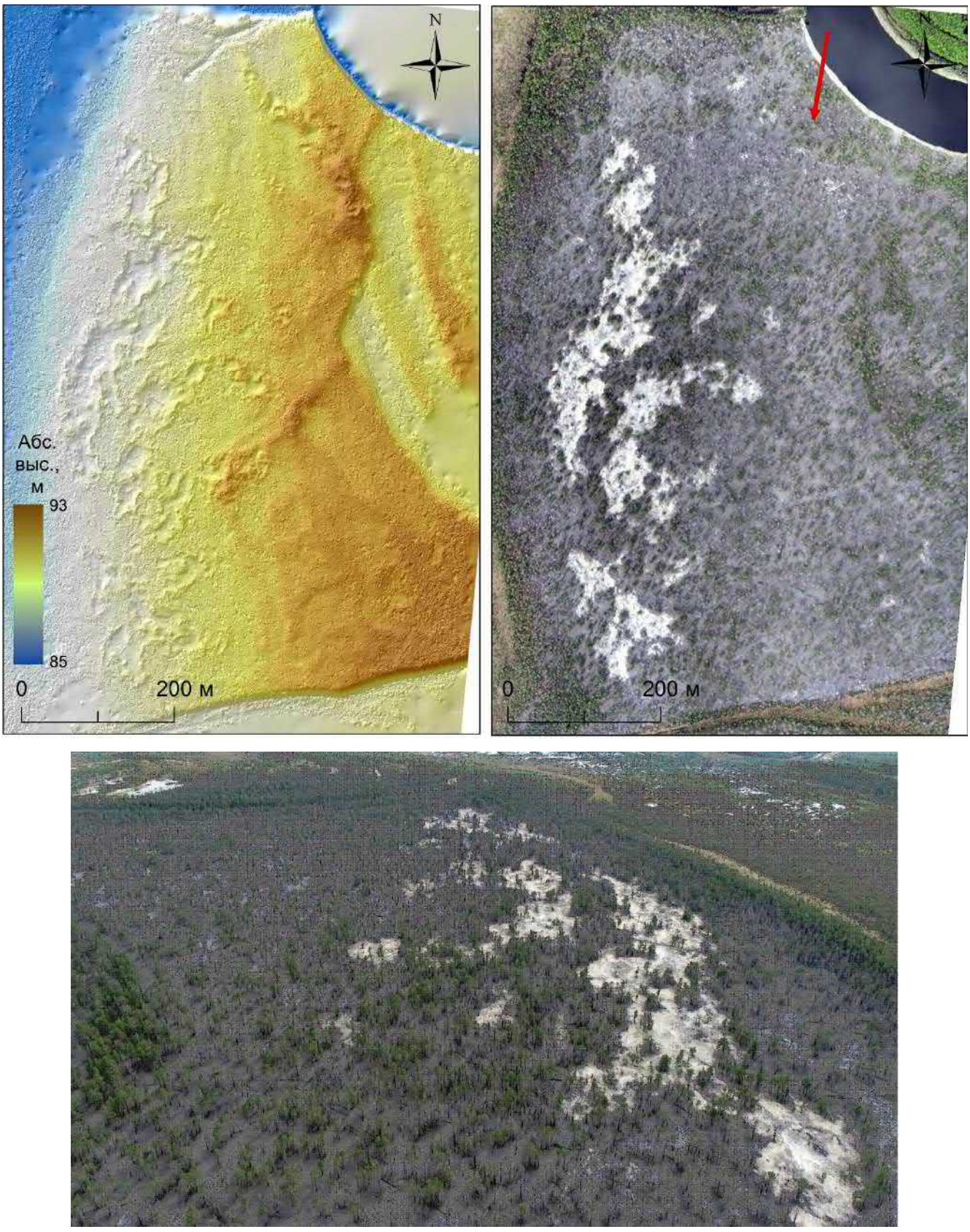


Рисунок Б.28 – Котловина выдувания К_2023_01:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

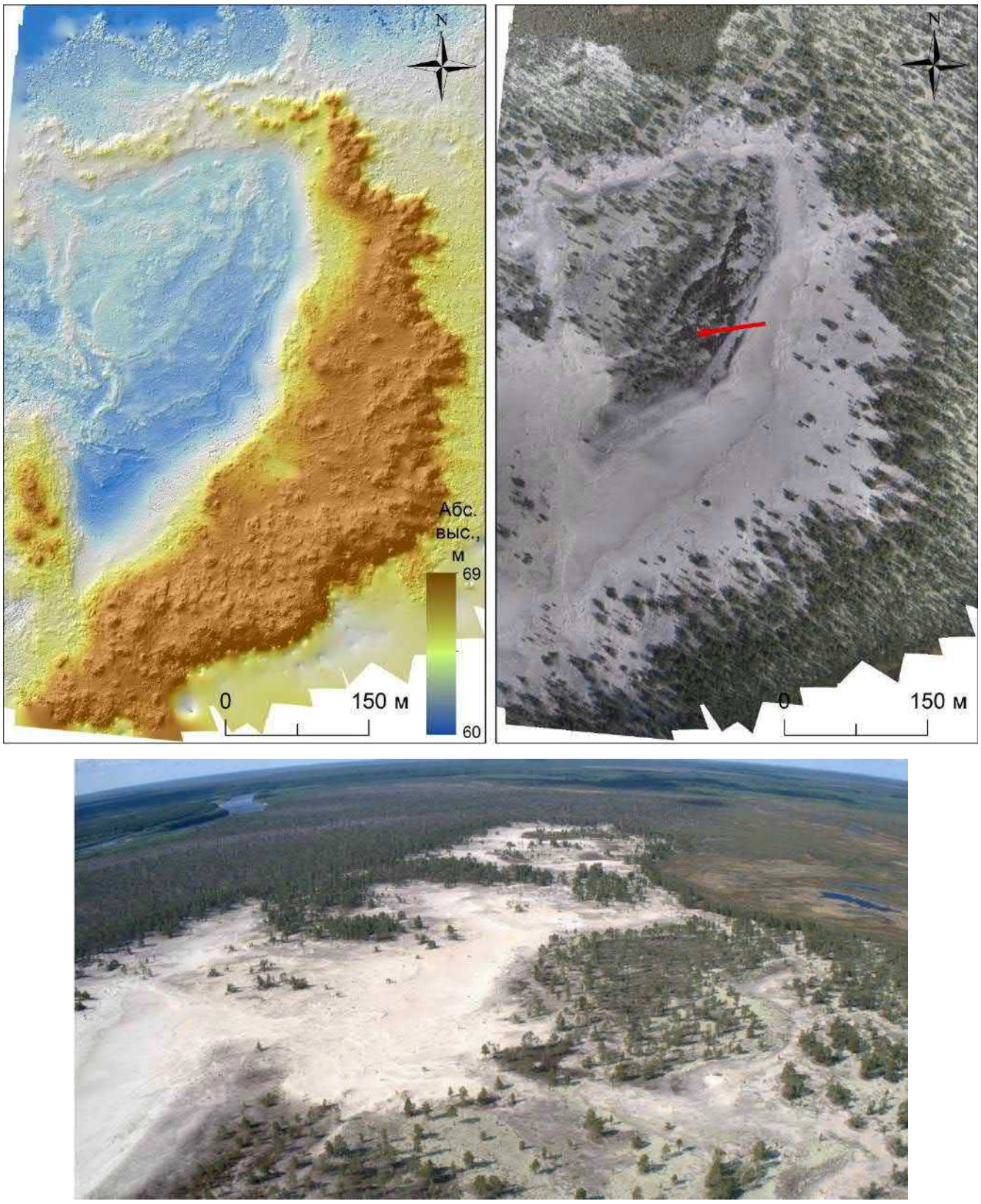


Рисунок Б.29 – Котловина выдувания К_2023_02:
ЦМР (слева), ортофотоплан (справа), фото с БПЛА (внизу)

Динамика площади крупных котловин выдувания

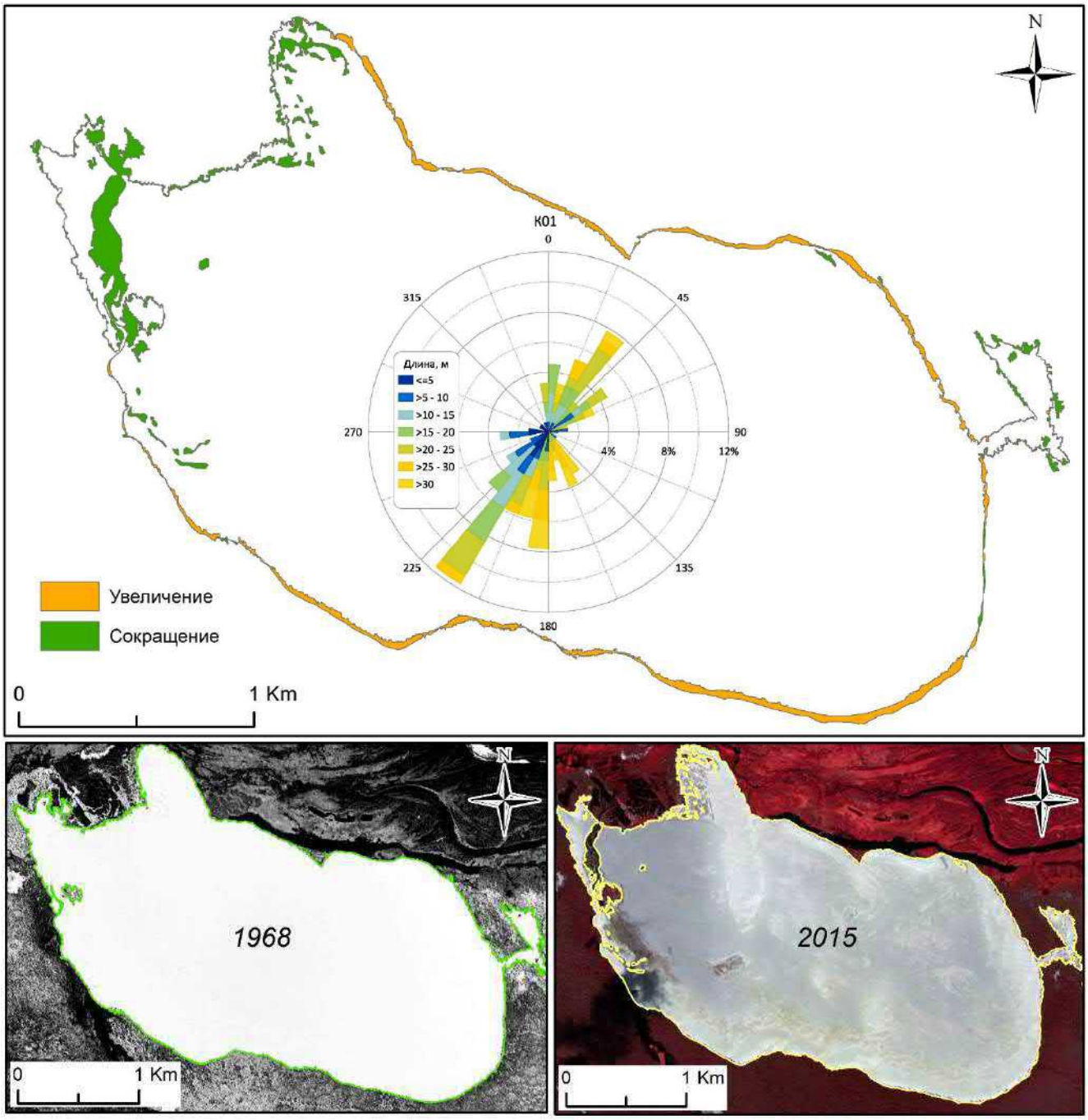


Рисунок В.1 – Изменение площади котловины К01: вверху – результат векторизации;
внизу слева – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2015.06.26 (©Maxar)

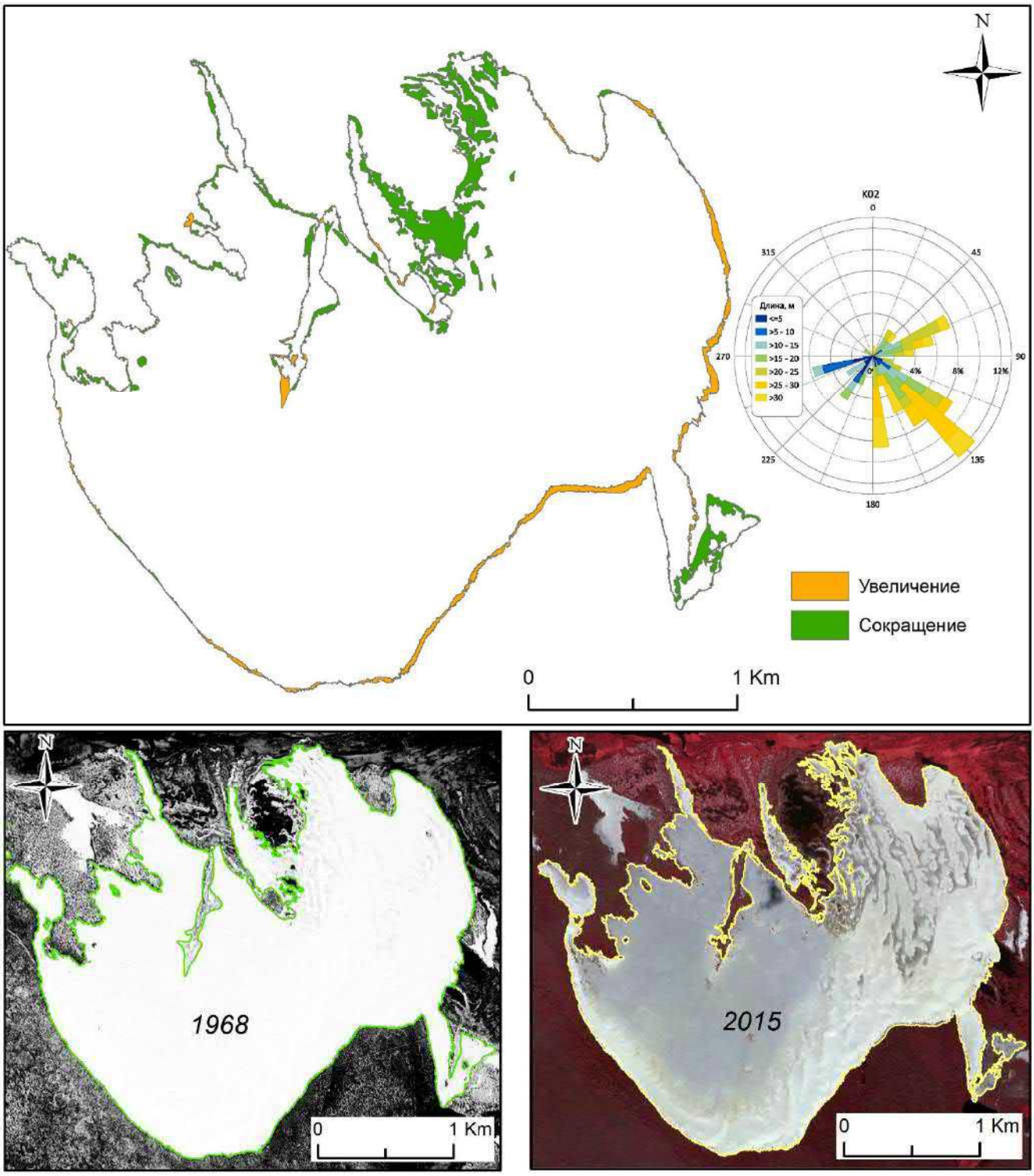


Рисунок В.2 – Изменение площади котловины К02: вверху – результат векторизации;
внизу слева – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2015.06.26 (©Maxar)

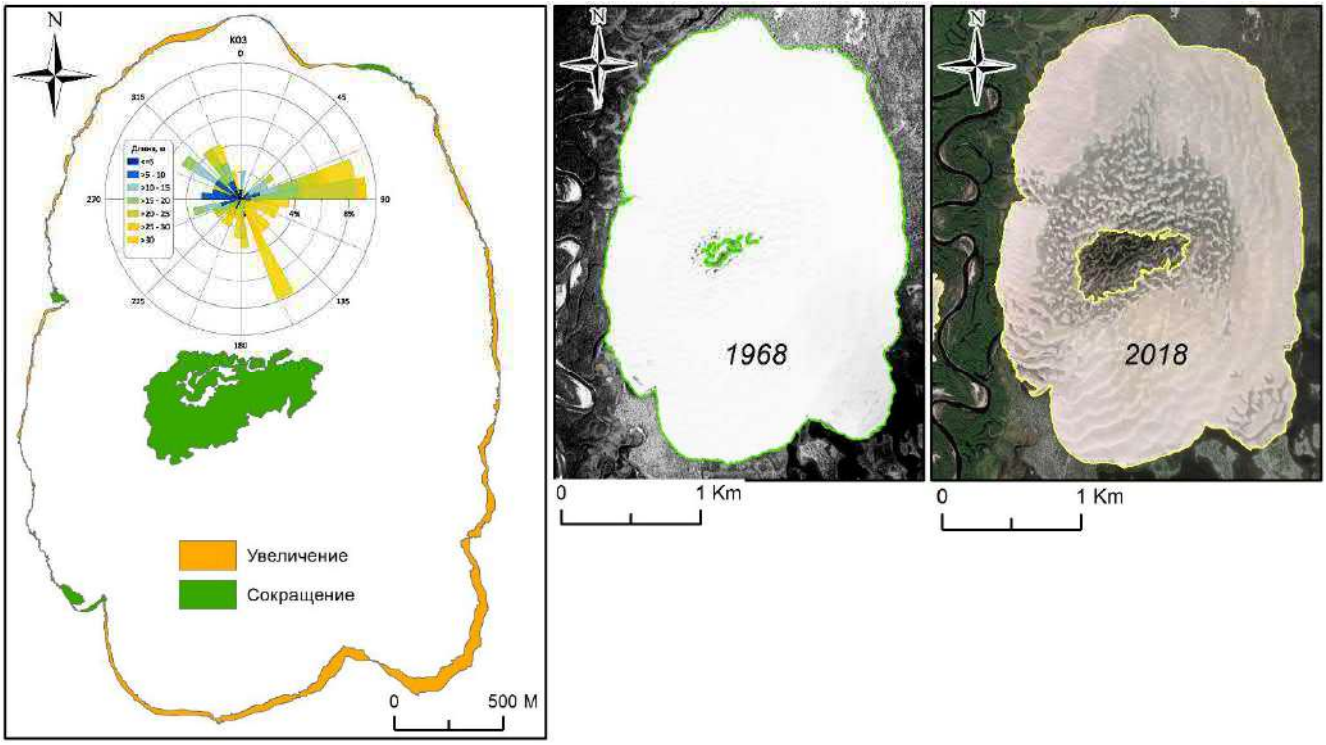


Рисунок В.3 – Изменение площади котловины К03: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
справа – снимок WorldView-3 от 2018.06.27 (©Maxar)

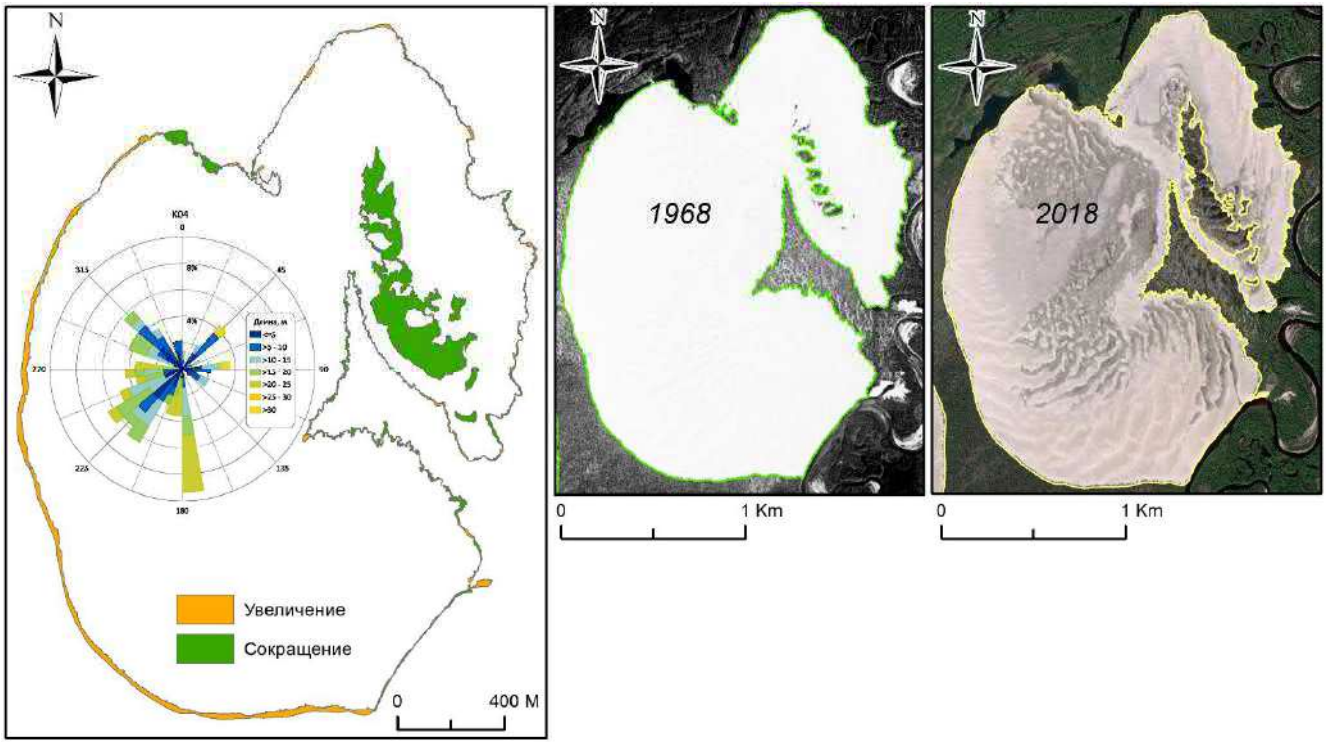


Рисунок В.4 – Изменение площади котловины К04: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
справа – снимок WorldView-3 от 2018.06.27 (©Maxar)

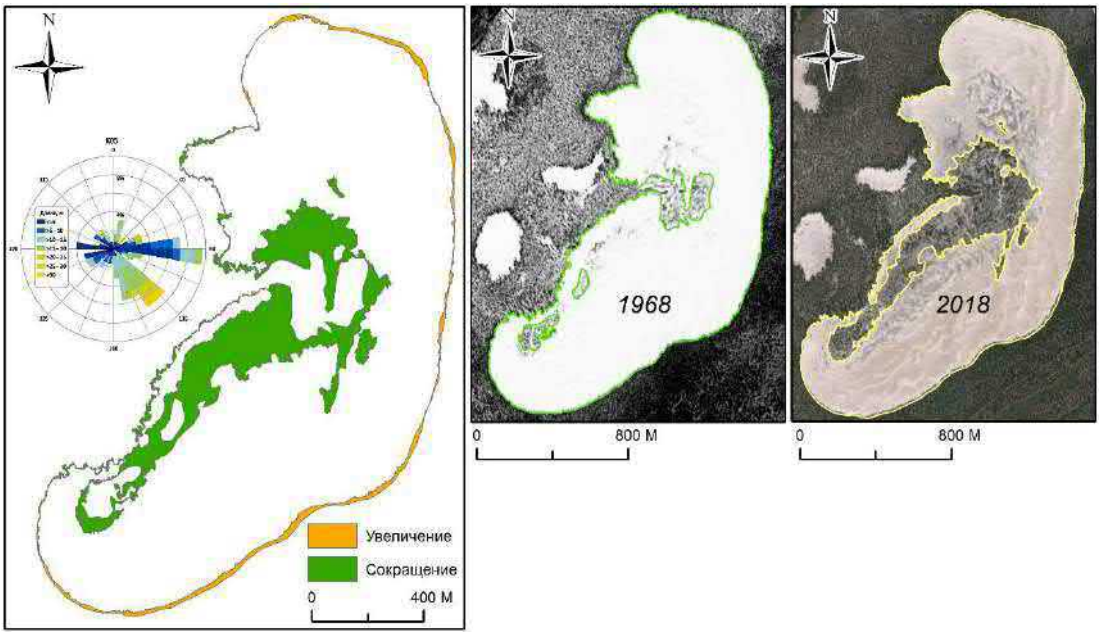


Рисунок В.5 – Изменение площади котловины К05: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
справа – снимок WorldView-3 от 2018.06.27 (©Maxar)

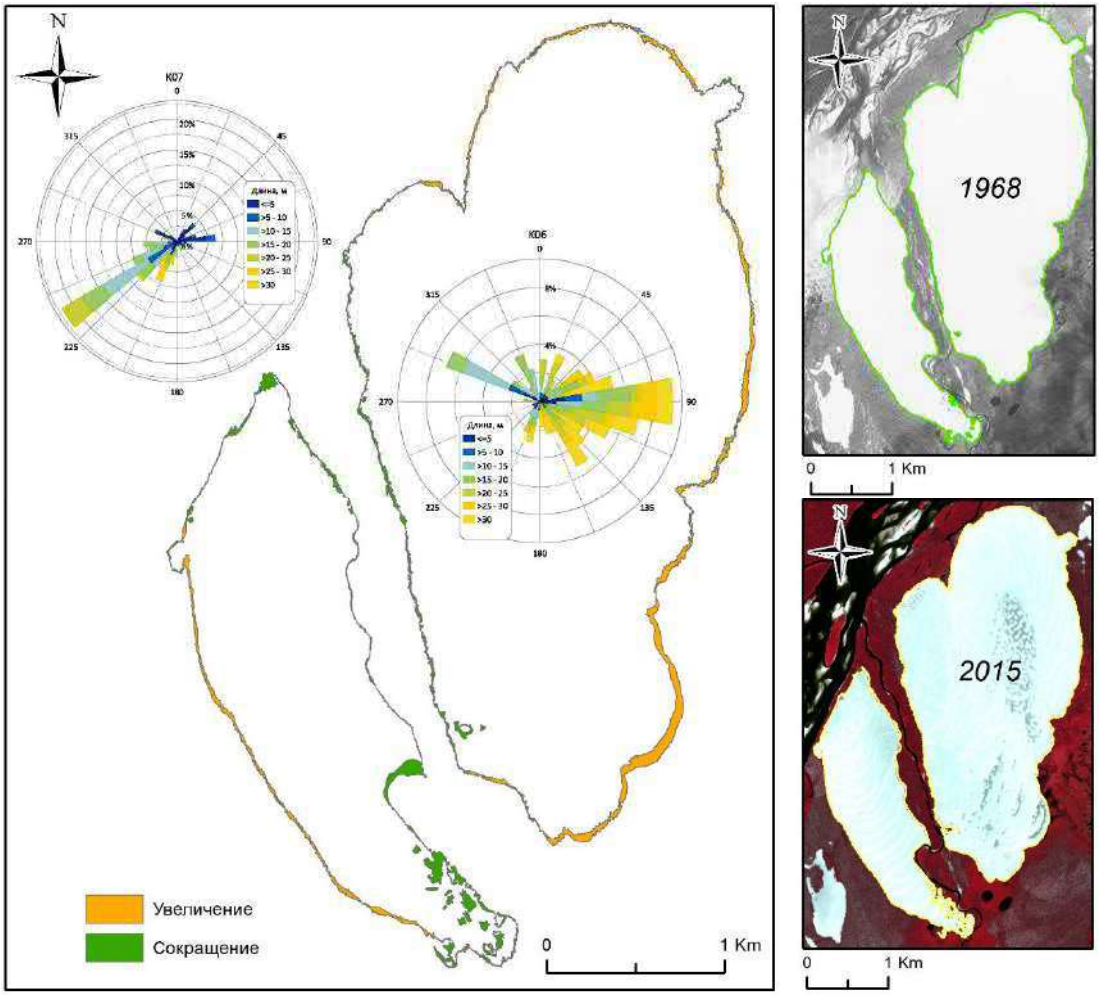


Рисунок В.6 – Изменение площади котловин К06 и К07: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2015.06.26 (©Maxar)

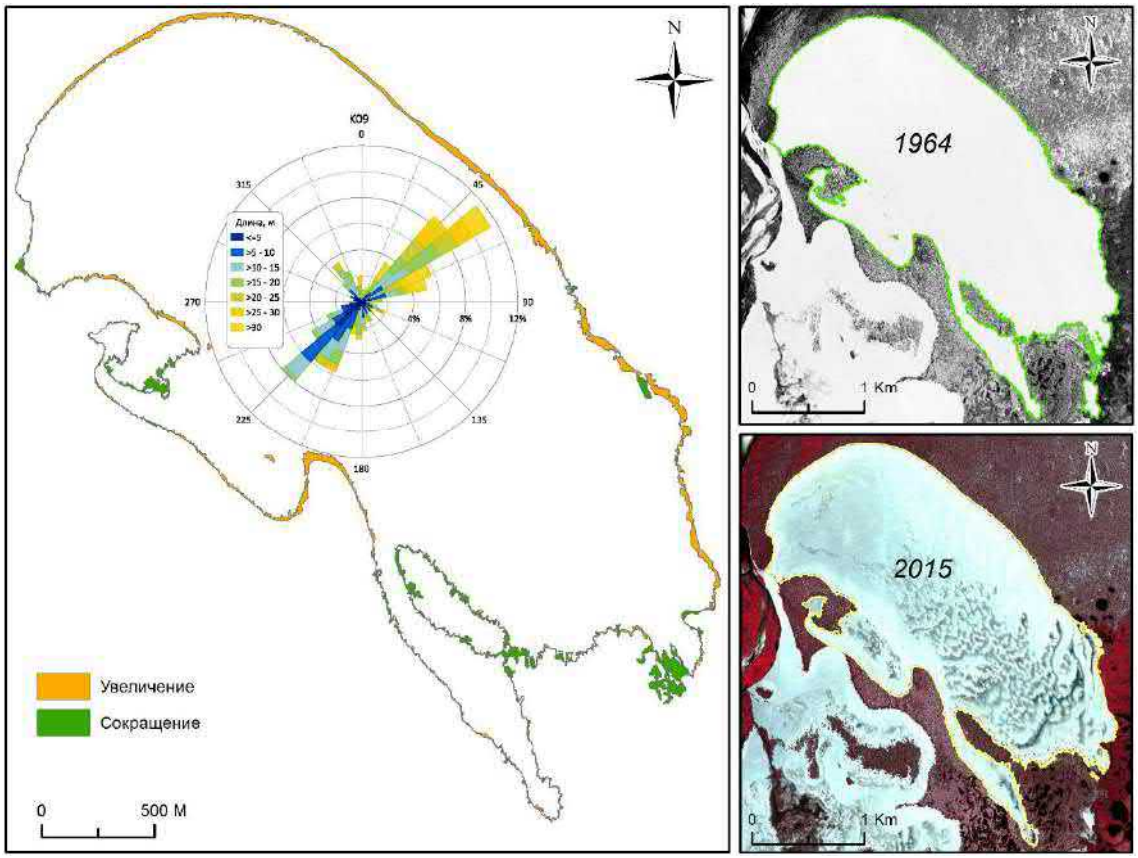


Рисунок В.7 – Изменение площади котловины К09: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-4A от 1964.08.09 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2015.06.26 (©Maxar)

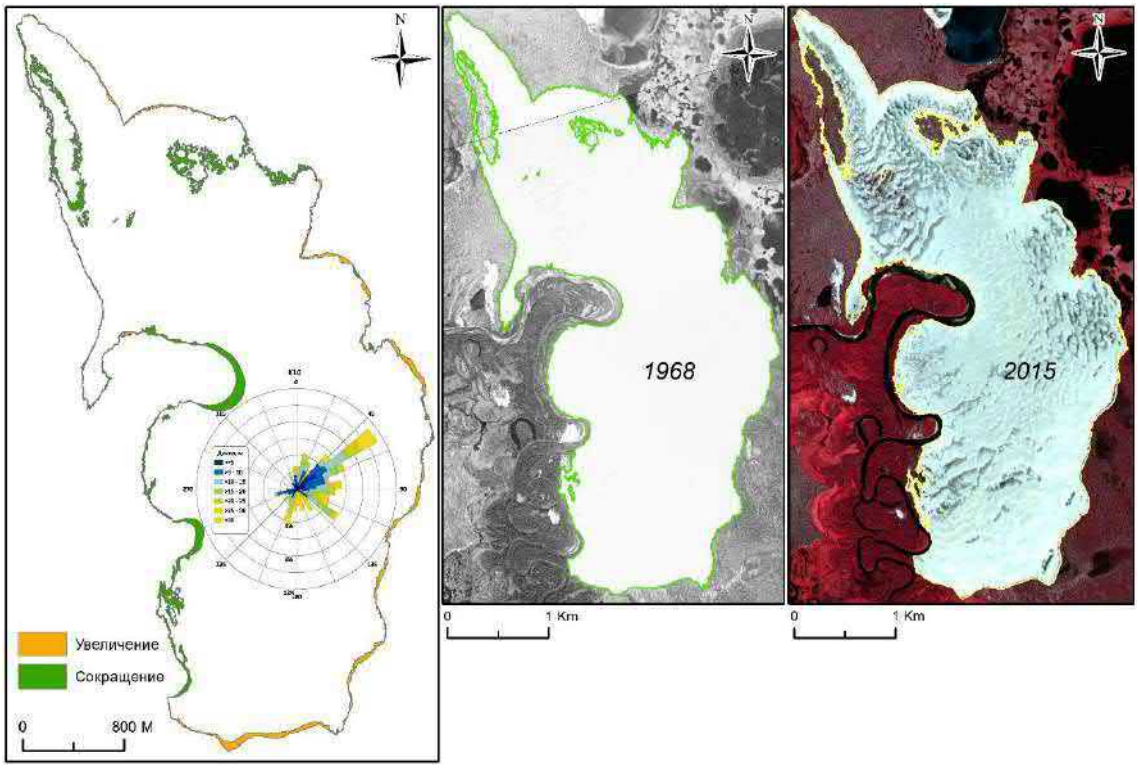


Рисунок В.8 – Изменение площади котловины К10: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4A от 1964.08.09 (©USGS);
справа – снимок WorldView-2 от 2015.06.26 (©Maxar)

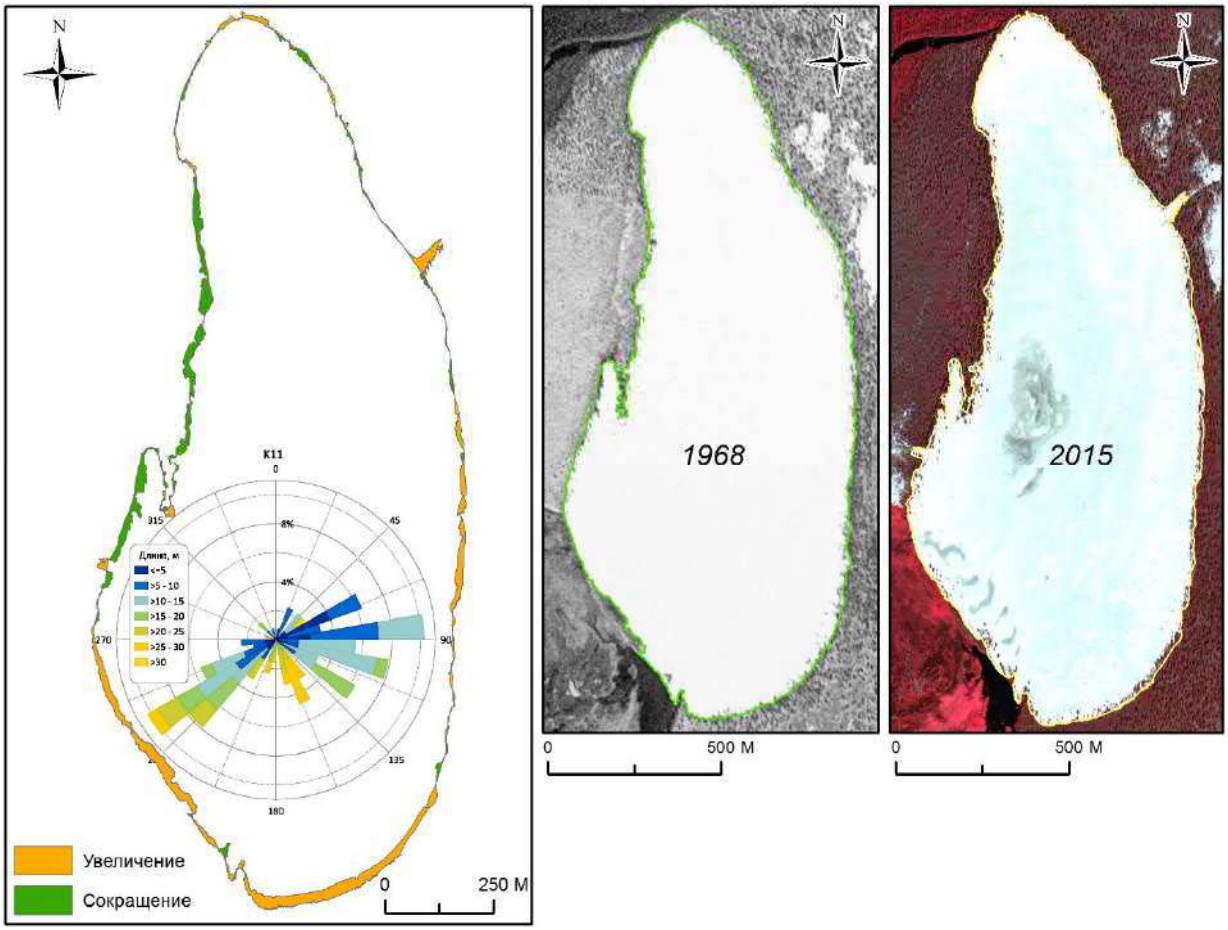


Рисунок В.9 – Изменение площади котловины К11: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
справа – снимок WorldView-3 от 2015.08.19 (©Maxar)

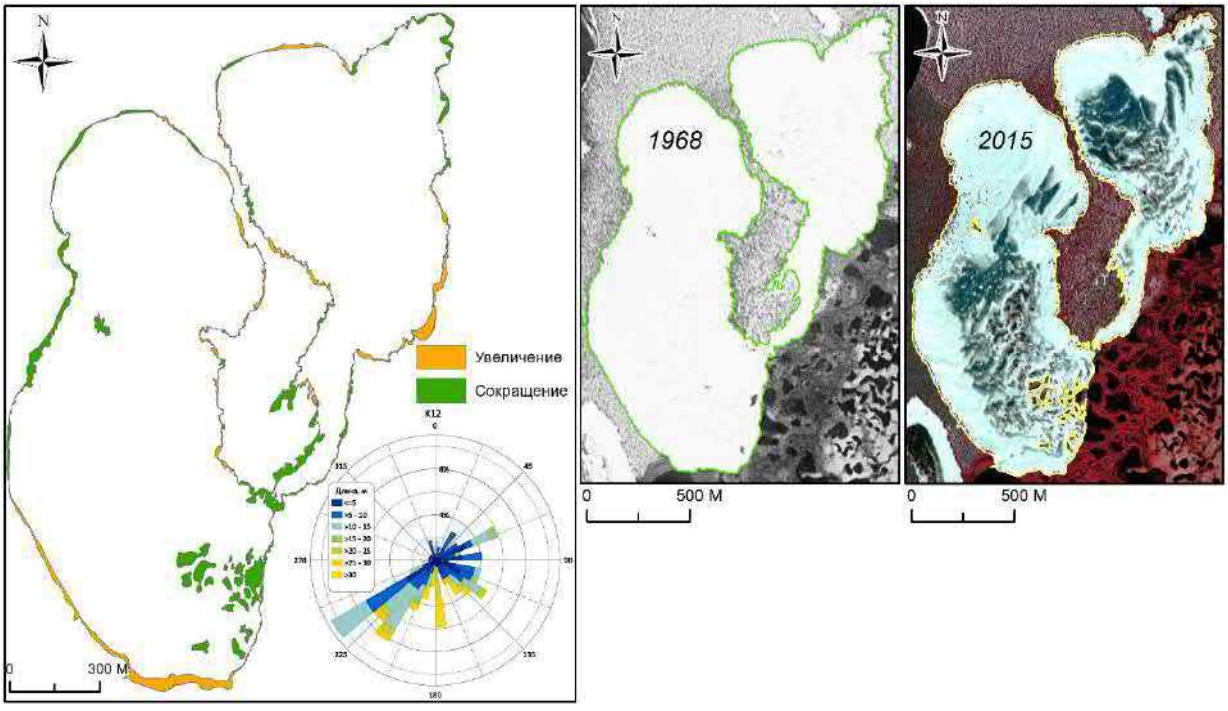


Рисунок В.10 – Изменение площади котловины К12: слева – результат векторизации;
в центре – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
справа – снимок WorldView-3 от 2015.08.19 (©Maxar)

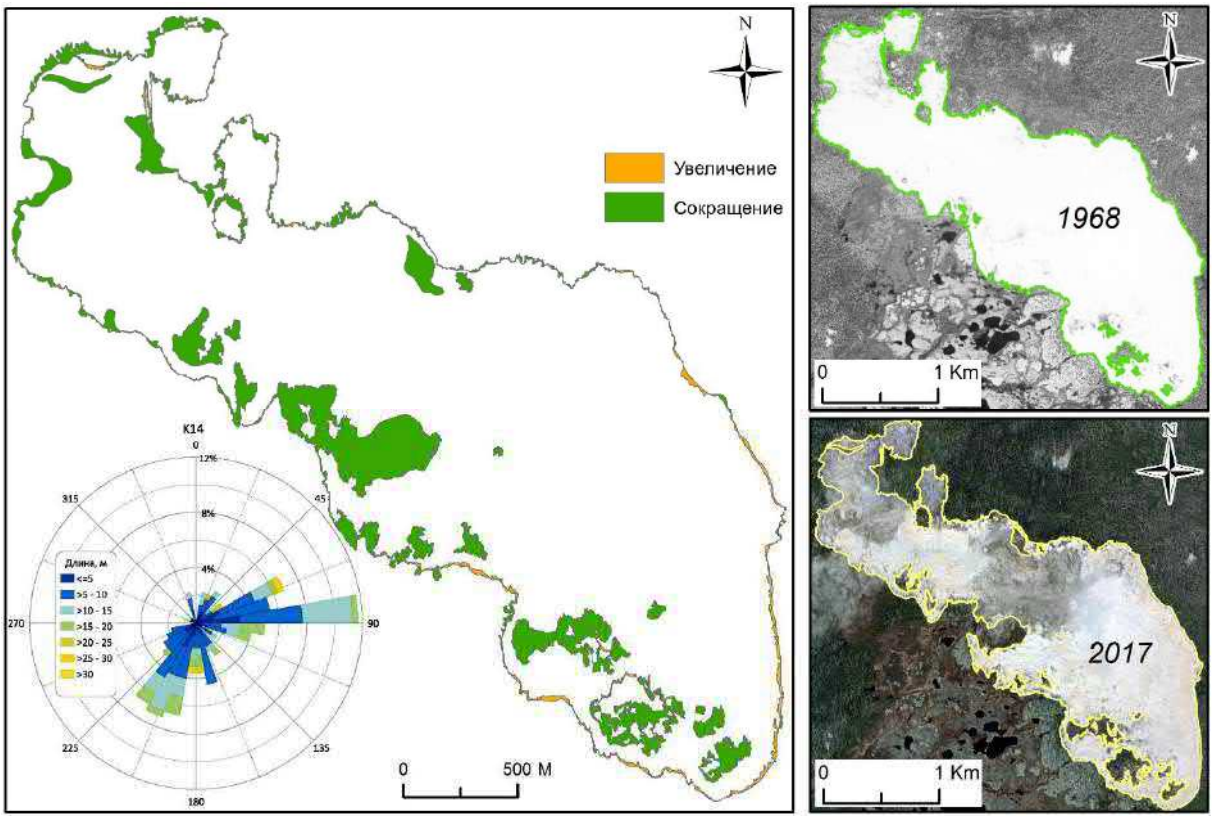


Рисунок В.11 – Изменение площади котловины К14: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-4B от 1968.08.21 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2017.10.12 (©Maxar)

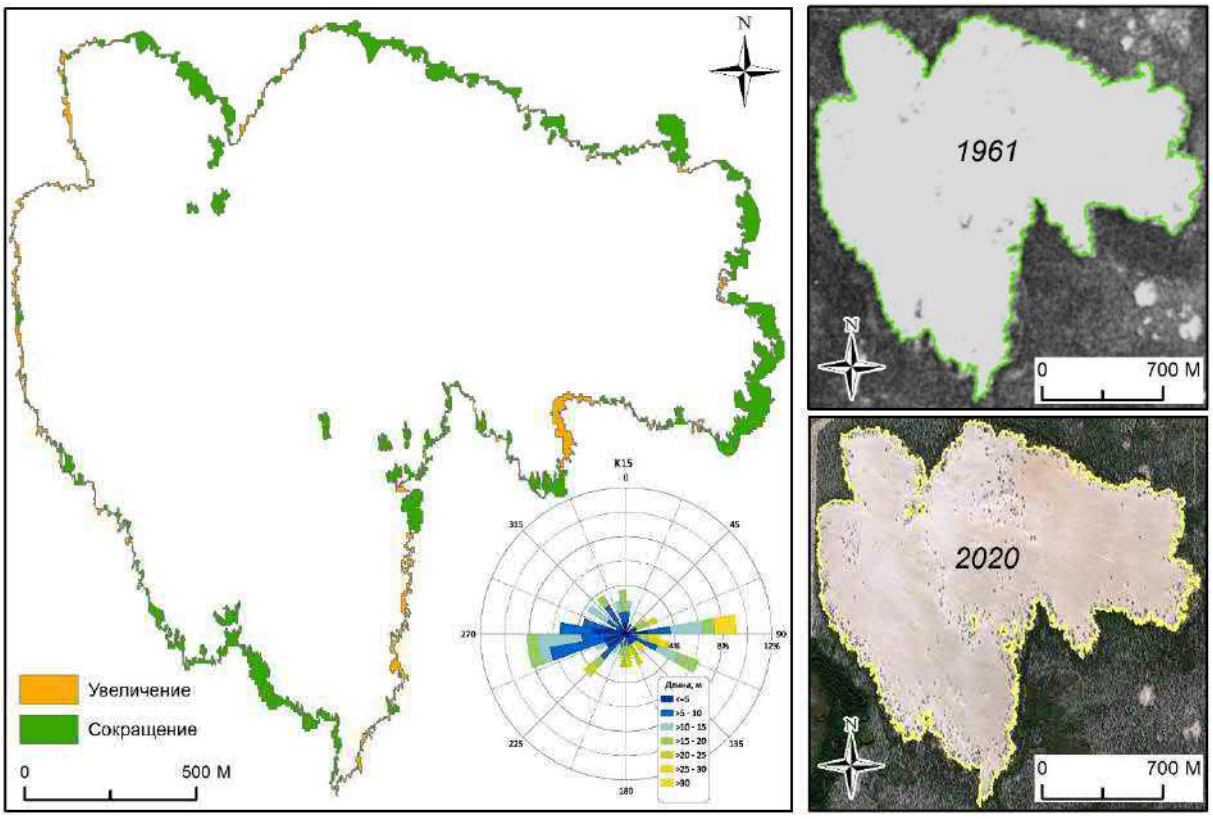


Рисунок В.12 – Изменение площади котловины К15: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-2 от 1961.06.16 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-2 от 2020.08.11 (©Maxar)

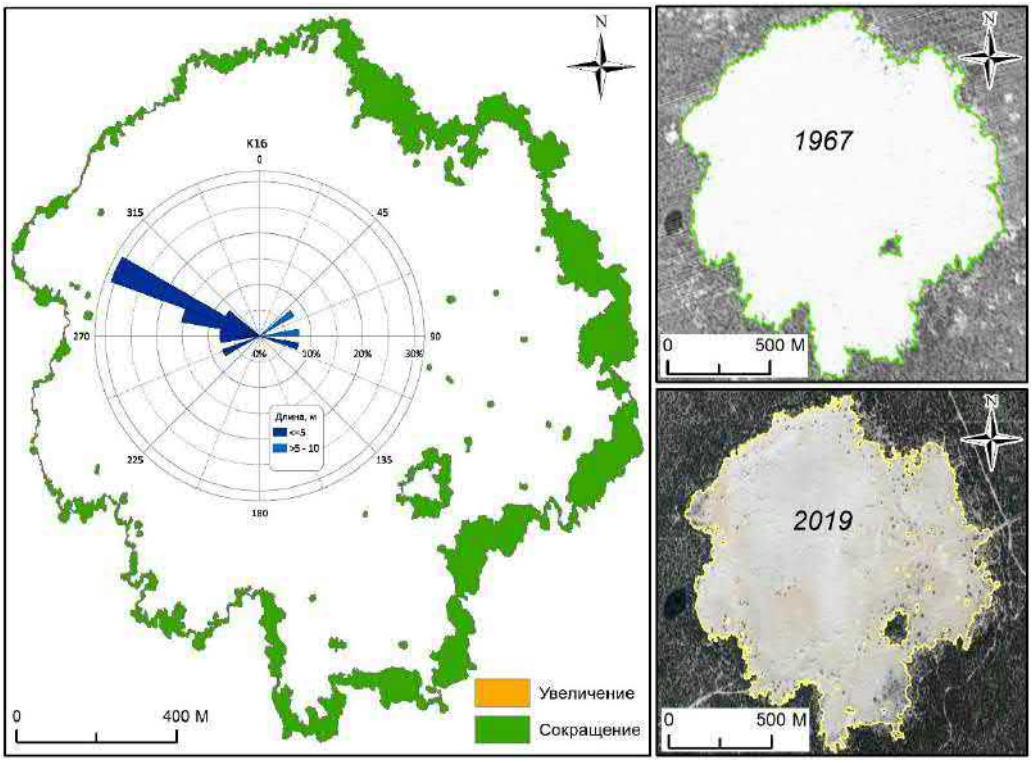


Рисунок В.13 – Изменение площади котловины К16: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-4A от 1967.08.16 (©USGS);
внизу справа – снимок WorldView-3 от 2019.07.15 (©Maxar)

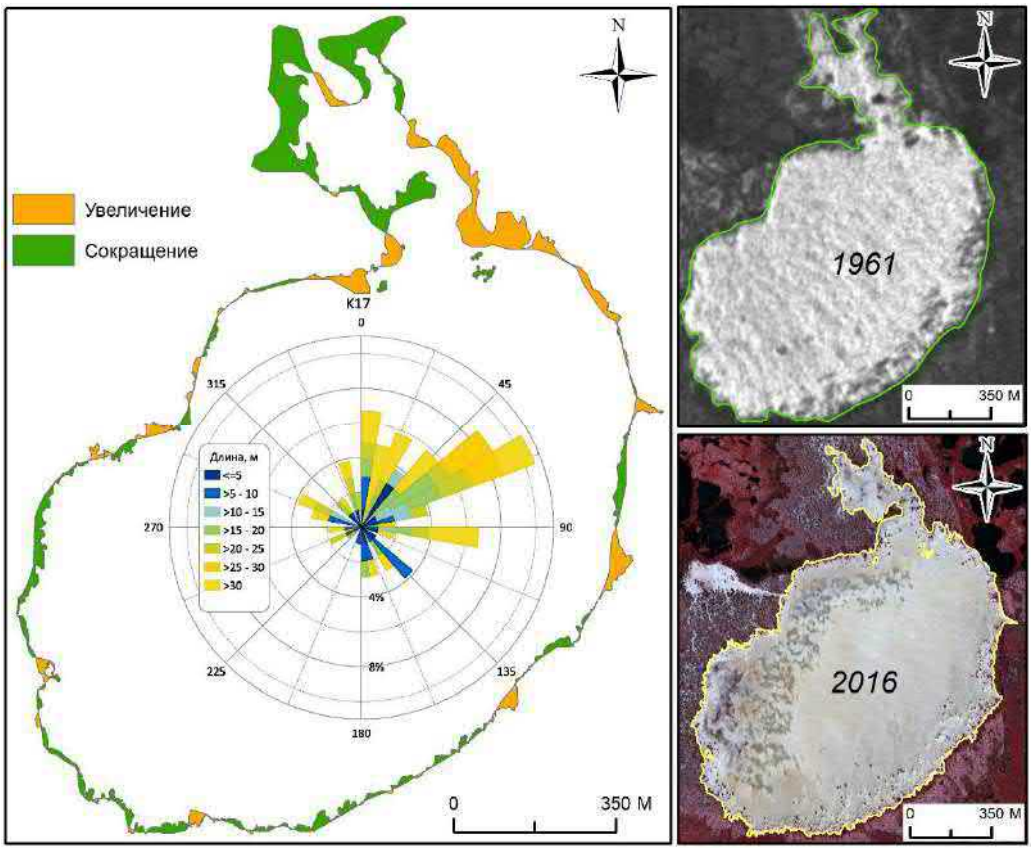


Рисунок В.14 – Изменение площади котловины К17: слева – результат векторизации;
вверху справа – снимок Corona/KH-2 от 1961.06.16 (©USGS);
внизу справа – снимок GeoEye-1 от 2016.06.09 (©Maxar)

Приложение Г

Динамика эоловых наносов в пределах модельной котловины выдувания

Таблица Г.1 – Динамика эоловых наносов в пределах модельной котловины выдувания за 2013-2022 гг.

N	Репер	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022
1	Old						засыпало	засыпало	засыпало	засыпало	засыпало
	см	**0**	**-**	**-**	**75**	**5**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							засыпало
	см	**-**	**-**	**-**	**0**	**4**	**6**	**23**	**27**	**29**	**>10**
2	Old				пропала	пропала	пропала	пропала	пропала	пропала	пропала
	см	**0**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0**	**0**	**3**	**2**	**1**	**-1**	**17**

457

N	Репер	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022
3	Old										
	см	**0**	**-**	**-**	**-2**	**6**	**7**	**2**	**4**	**2**	**5**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0**	**7**	**5**	**3**	**2**	**2**	**2**
4	Old										
	см	**0**	**7**	**-**	**17**	**2**	**2**	**2**	**4**	**2**	**29**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0**	**1**	**3**	**1**	**4,5**	**1,5**	**30**
5	Old										засыпало

458

N	Репер	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022
	см	**0**	**14**	**-**	**16**	**2**	**6**	**10**	**7**	**12**	**>13**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0**	**3**	**4**	**12**	**8**	**13**	**17**
6	Old										
	см	**0**	**2**	**-**	**13**	**3**	**4**	**5**	**5,5**	**4,5**	**3**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0(-1)**	**2**	**4**	**5**	**5**	**2**	**3**
7	Old										
	см	**0**	**-**	**-**	**3**	**-1**	**-3**	**0**	**-5,5**	**-3,5**	**0,5**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							

459

N	Репер	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022
	см	**-**	**-**	**-**	**0(-1)**	**-3**	**-4**	**-2**	**-1**	**-5**	**-3,5**
8	Old										
	см	**0**	**-**	**-**	**32**	**5**	**17**	**3**	**1**	**-0,5**	**0,5**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**		**0(-1)**	**4**	**18**	**3**	**0,5**	**-1,5**	**0,5**
9	Old										
	см	**0**	**-**	**-**	**-6**	**-4**	**-2**	**-2**	**-3**	**-4**	**-1,5**
	New	Не было	Не было	Уста-новка							
	см	**-**	**-**	**-**	**0(-1)**	**-3**	**-4**	**-4**	**-0,5**	**-4**	**-3**
10/ 11	Доп/ New						засыпало ***P10***/ установка ***P11***		засыпало	засыпало	засыпало
	см	**0**	**28**	**-**	**-**	**29**	**0**	**50**	**-**	**-**	**-**

460

Таблица Д.1 – Гранулометрический состав эоловых осадков

№	Разрез	Фация	Глубина, м	Размер частиц, мм									
				<0,002	0,002-0,004	0,004-0,008	0,008-0,016	0,016-0,063	0,063-0,125	0,125-0,25	0,25-0,5	0,5-1	>1
1	Раздув	Подвижные (дюнные) пески	0,1	1,5	0,1	0,0	0,0	1,2	14,2	39,5	40,0	3,6	0,0
2	Раздув		0,1	2,1	0,8	0,3	1,0	2,0	15,6	36,4	38,1	3,7	0,0
3	Раздув		0,1	2,1	0,4	0,2	0,2	6,6	45,7	32,0	8,8	4,0	0,0
4	К-1		0,35					18,7	12,5	32,1	32,2	4,2	0,3
5	К-1		1					18,9	32,3	35,6	11,9	1,2	0,1
6	НР-1		0,2	0,0		1,1		1,4	0,0	22,6	66,2	8,7	0,0
7	НР-1		1	0,0		0,5		0,4	0,1	36,5	55,7	6,9	0,0
8	НР-1		1,3	0,0		0,3		0,4	0,0	15,8	62,6	20,9	0,0
9	НР-7		0,6	0,9		3,7		9,7	13,6	65,4	6,5	0,0	0,0
10	НР-8		0,5	0,0		0,0		0,0	0,0	21,2	56,9	21,9	0,0
11	НР-8		2,5	0,2		1,4		12,7	11,7	58,5	15,6	0,0	0,0
12	НР-9		0,6	0,0		0,0		0,0	0,0	41,9	55,0	3,1	0,0
13	НР-10		1	0,0		0,0		0,0	0,3	42,5	52,5	4,7	0,0
14	НР-22		0,6						10,0	38,0	45,5	3,8	2,7
15	НР-22		1,5						2,5	18,9	74,9	3,7	0,0
16	НР-22		2,5						3,3	72,9	23,3	0,5	0,1
17	НР-25		1,4	0,9	1,3	1,2	1,0	2,9	9,7	79,3	1,9	1,2	0,9
18	Мур-2		0,5						8,2	9,0	61,0	15,8	6,0
19	НР-32		0,35	2,1	0,9	0,3	1,0	2,0	12,4	48,0	33,2	0,0	0,0
20	НР-32		0,6	2,3	1,2	0,4	1,8	3,2	10,8	47,4	33,0	0,0	0,0
21	НР-32		1	1,9	0,8	0,4	0,9	1,4	6,5	44,1	44,0	0,0	0,0
22	НР-32		1,3	0,4	0,1	0,2	0,1	2,1	6,5	54,6	35,3	0,6	0,0
23	НР-32		1,74	0,5	0,2	0,4	0,4	5,8	5,7	58,9	27,6	0,6	0,0
24	НР-32		2,1	0,4	0,2	0,2	0,2	2,1	6,3	71,0	19,4	0,1	0,0
25	НР-34		0,45	0,2	0,0	0,0	0,0	0,5	3,8	54,1	38,2	3,2	0,0
26	НР-34		0,55	0,5	0,2	0,1	0,1	1,3	9,3	53,0	27,5	7,5	0,4
27	НР-34		1,00	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	4,3	44,4	43,8	6,4	0,3
28	НР-34		1,50	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	3,8	44,1	44,8	6,4	0,2
29	НР-40		1,2				0,1	0,1	19,4	57,8	17,8	4,5	0,3
30	НР-50		1	0,2	0,2	0,4	1,3	9,1	23,5	32,2	28,6	4,4	0,0
31	НР-77		1,6	**2,1**	**0,4**	**0,1**	**0,2**	**8,6**	**17,2**	**35,1**	**32,2**	**3,9**	**0,2**
32	НР-86		1	0,9	0,4	0,3	0,2	0,7	5,0	51,4	38,6	2,7	0,0
33	НР-26		0,2						1,0	58,0	40,9	0,1	0,0
34	НР-26		0,8						0,6	63,4	35,9	0,1	0,0
35	НР-26		1,3						0,7	65,5	33,7	0,1	0,0
36	НР-26		4,5						1,6	56,5	41,4	0,4	0,0
37	НР-26		5,2						3,3	60,8	35,1	0,6	0,2
38	НР-4	Аллювиально-эоловые пески	1	0,0		0,7		4,4	5,0	40,7	41,0	8,2	0,0
39	НР-5		0,75	0,0		0,8		2,9	9,6	69,2	17,3	0,2	0,0
40	НР-5		1,25	0,0		0,0		0,5	5,3	70,3	23,6	0,3	0,0
41	НР-6		0,7	0,0		0,0		1,0	7,6	72,3	17,4	0,1	0,8
42	НР-6		1,4	0,0		0,0		2,3	9,3	64,7	20,4	1,7	1,1
43	НР-34		2,00	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	4,3	38,6	48,8	7,5	0,1
44	НР-34		4,00	0,3	0,1	0,1	0,0	0,5	4,9	59,2	34,0	1,0	0,0
45	НР-34		6,00	0,3	0,1	0,1	0,1	0,9	3,9	43,6	45,5	5,2	0,3
46	НР-34		8,00	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	2,8	48,3	42,6	5,4	0,2
47	НР-86		3,3	1,3	0,8	0,8	0,7	2,5	18,5	51,6	15,9	0,2	7,7
48	Раздув	Покровные пески	0,25	3,7	2,5	3,1	4,1	16,9	28,8	25,8	13,4	1,7	0,0
49	Раздув		0,25	2,0	0,6	0,6	0,6	4,8	21,0	40,4	25,0	5,0	0,0
50	Раздув		0,25	3,0	1,4	0,9	3,0	31,6	32,8	10,6	10,0	6,8	0,0
51	К-1		1,8					5,9	20,1	56,7	16,4	0,9	0,0
52	К-1		2,3					5,6	13,1	59,9	19,8	1,6	0,0

№	Разрез	Фа-ция	Глу-бина, м	Размер частиц, мм									
				<0,002	0,002-0,004	0,004-0,008	0,008-0,016	0,016-0,063	0,063-0,125	0,125-0,25	0,25-0,5	0,5-1	>1
53	К-3		0,5	0,5		2,2		9,8	11,9	60,4	14,5	0,1	0,4
54	НР-5		2	0,0		1,1		6,3	15,3	68,1	9,1	0,0	0,0
55	НР-5		3	0,5		2,0		9,2	18,0	65,3	5,1	0,0	0,0
56	НР-6		3,2	0,6		3,0		4,0	8,2	69,4	14,8	0,0	0,0
57	НР-7		1,5	0,9		3,2		10,4	15,6	62,8	7,1	0,0	0,0
58	НР-7		2,5	0,9		3,9		8,9	14,5	65,3	6,5	0,0	0,0
59	НР-11		0,75	1,3		5,0		18,9	4,8	40,0	27,0	3,1	0,0
60	НР-12		1,5	0,0		0,0		0,8	0,2	27,8	55,1	16,1	0,0
61	НР-15		2	0,4		3,1		10,1	2,2	47,3	35,0	2,1	0,0
62	НР-16		0,75	0,0		1,1		1,0	0,4	46,9	47,3	3,3	0,0
63	НР-31		1,1	2,4	2,0	1,6	3,8	14,8	4,9	33,9	28,0	6,8	1,9
64	НР-32		2,8	0,1	0,0	0,0	0,0	0,7	1,3	32,2	65,6	0,1	0,0
65	НР-40		5				0,1	0,2	1,2	33,3	29,0	25,0	11,2
66	НР-40		8				0,1	0,5	2,9	44,6	39,2	11,7	1,0
67	НР-43		8,2				0,3	2,7	15,2	52,8	22,3	6,1	0,6
68	НР-66		0,5	0,0	0,1	0,5	1,0	2,2	5,2	29,3	44,1	17,7	0,0
69	НР-66		3,5	0,0	0,1	0,1	1,3	2,2	9,2	45,7	37,7	3,6	0,1
70	НР-81		2	0,2	0,4	0,7	3,1	8,0	45,7	30,5	10,3	1,0	0,1
71	НР-52		0,7				0,9	4,1	10,4	33,7	41,6	8,8	0,5
72	НР-55		1,3				0,1	0,1	2,2	12,2	51,4	32,8	1,2
73	НР-62		1	0,1	0,1	0,2	1,5	2,2	3,2	30,5	51,5	10,0	0,7
74	НР-25	Лессовидные алевриты	0,9	6,8	5,1	7,2	14,0	66,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
75	НР-26		6,5	9,2	11,0	11,3	12,7	55,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
76	НР-26		9	4,6	2,4	3,0	7,3	79,7	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0
77	НР-27		0,7	6,1	4,1	5,6	13,0	70,6	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
78	НР-27		1,7	5,2	3,1	4,5	10,3	74,6	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0
79	НР-27		3,5	5,6	4,0	5,5	10,8	71,9	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0
80	НР-27		5	0,0	0,0	0,2	24,0	42,0	27,3	6,1	0,4	0,0	0,0
81	НР-33		0,4	8,5	7,4	7,2	11,4	59,3	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0
82	НР-33		0,8	23,0	24,3	26,3	25,1	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
83	НР-33		2,6	23,5	23,5	24,9	24,9	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
84	Г-1		0,4	8,5	7,0	8,3	20,0	55,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
85	Г-1		0,6	9,2	7,9	8,3	20,2	54,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
86	Г-1		0,8	9,8	8,4	6,3	21,6	53,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
87	Г-2		0,4	8,2	7,0	6,5	18,3	42,1	5,0	3,2	2,3	7,4	0,0
88	Г-2		0,6	7,6	6,4	7,2	18,2	45,6	4,6	2,2	1,9	6,2	0,0
89	Г-2		0,8	5,8	4,4	5,0	10,0	41,7	8,7	8,9	6,0	9,4	0,0
90	Г-2		1	8,0	7,9	10,2	21,6	43,9	7,0	0,7	0,8	0,0	0,0
91	Г-2		1,98	7,1	5,2	9,5	11,0	53,1	5,8	1,0	0,7	6,5	0,0
92	Г-3		0,4	11,7	10,8	10,3	22,1	44,6	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
93	Г-3		0,6	10,3	8,8	11,5	21,2	47,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
94	Г-3		0,8	10,5	8,9	5,4	25,0	49,6	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
95	Г-3		1	11,2	8,9	9,4	21,2	48,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0
96	Г-5		0,4	9,7	8,1	10,0	17,1	54,2	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0
97	Г-6		0,6	8,1	6,4	7,0	18,1	57,9	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0
98	Г-6		0,8	10,1	8,4	12,7	17,8	50,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
99	НР-60		3	10,2	11,6	18,5	55,6	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Таблица Д.2 – Гранулометрический состав водно-ледниковых осадков

№	Разрез	Глу-бина, м	Размер частиц, мм										
			<0,002	0,002-0,004	0,004-0,008	0,008-0,016	0,016-0,063	0,063-0,125	0,125-0,25	0,25-0,5	0,5-1	1-2	>2
1	НР-38	1,5	0,41	0,30	0,30	0,77	3,74	2,05	12,03	56,46	20,33	2,81	0,79
2	НР-38	2,5	0,52	0,35	0,35	0,66	3,91	4,59	9,50	38,71	24,46	9,50	7,44
3	НР-38	3,7	0,40	0,30	0,32	0,55	3,65	3,21	12,53	51,49	18,02	7,53	2,01
4	НР-11	10,5	0,87	0,00	2,45	0,00	2,44	1,26	30,63	31,07	23,66	7,61	0,00
5	НР-15	7	0,65	0,00	3,74	0,00	6,39	0,01	28,20	55,81	5,19	0,00	0,00
6	НР-31	25,5	0,14	0,09	0,30	0,51	0,79	1,53	53,82	38,22	4,35	0,26	0,00
7	НР-31	26,2	0,40	0,27	0,29	0,39	1,72	3,12	64,30	27,90	1,39	0,12	0,12
8	НР-31	27,1	1,44	1,00	1,00	0,64	1,64	4,09	87,65	2,36	0,16	0,00	0,00
9	НР-21	0,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	1,81	16,74	67,12	10,48	3,63
10	НР-21	1,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	2,59	27,38	67,24	2,29	0,31
11	НР-21	1,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	3,38	40,17	25,85	7,10	23,16
12	НР-21	2,2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	3,67	69,92	25,85	0,36	0,00
13	НР-21	2,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	4,98	52,63	34,33	2,80	4,89
14	НР-21	3,2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,41	53,29	44,33	0,88	0,08	0,00
15	НР-30	6,30	0,50	0,53	0,54	0,60	1,20	1,98	20,90	58,06	10,16	4,07	1,46
16	НР-55	2,3	0,0	0,0	0,0	0,3	2,1	4,1	28,9	48,0	15,5	1,1	0,0
17	НР-69	4,6	0,0	0,1	0,2	0,7	3,7	9,1	63,8	21,9	0,5	0,0	0,0
18	НР-75	4,7	0,0	0,1	0,1	0,3	3,1	8,0	63,6	24,8	0,0	0,0	0,0
19	НР-80	7	0,2	0,8	0,7	1,1	2,1	10,1	76,9	7,7	0,3	0,0	0,0
20	НР-81	3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	26,7	71,0	1,8	0,0	0,0

Таблица Д.3 – Гранулометрический состав ледниковых осадков

№	Разрез	Глубина, м	Размер частиц, мм									
			<0,002	0,002-0,004	0,004-0,008	0,008-0,016	0,016-0,063	0,063-0,125	0,125-0,25	0,25-0,5	0,5-1	>1
1	НР-62	4,5	25,1	22,0	49,2	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	НР-62	6,5	20,2	26,0	31,4	22,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
3	НР-65	8	21,5	25,2	44,2	9,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4	НР-65	7	40,3	51,7	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	НР-75	4,2	0,3	0,8	4,9	16,7	49,8	0,0	0,6	2,0	5,2	19,7
6	НР-75	5,2	13,5	15,2	21,9	45,6	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7	НР-69	4,1	11,0	9,7	11,1	12,5	5,5	2,7	0,7	0,1	0,0	0,0
8	НР-66	7,1	19,2	23,3	46,5	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	НР-66	8,7	18,5	28,5	43,0	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	НР-79	1,8	14,7	15,1	22,3	35,3	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	НР-60	8,5	7,6	14,5	47,9	30,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0
12	НР-61	9	17,5	38,8	23,0	17,7	1,0	1,2	0,5	0,2	0,0	0,0
13	НР-76	6,1	0,9	12,1	40,2	22,4	16,8	7,1	0,5	0,1	0	0
14	НР-76	7,5	7,2	29,9	52,5	10,3	0,1	0	0	0	0	0
15	НР-43	13,1	18,2	20,1	32,3	5,7	16,4	6,2	0,9	0,2	0,0	0,0
16	НР-45	8,0	17,0	25,8	35,1	12,3	4,1	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0
17	НР-45	8,1	14,7	18,3	24,2	36,2	6,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
18	НР-46	5,5	16,7	22,3	22,2	36,5	2,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
19	НР-80	9	19,1	18,3	51,1	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20	НР-58	1,5	6,4	12,3	58,0	22,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
21	НР-30	6,0	10,30	11,19	9,40	20,10	47,52	1,49	0,00	0,00	0,00	0,00
22	НР-52	3,5	12,1	27,3	20,7	21,7	16,6	1,4	0,1	0,1	0,0	0,0
23	НВ-3	2,3	12,28	11,88	10,00	17,23	45,9	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0
24	НВ-3	6,9	20,00	20,69	25,80	22,12	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
25	НВ-3	7	21,39	22,48	21,51	21,16	13,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
26	НР-82	11	0,2	1,2	24,9	33,6	33,8	5,3	0,8	0,3	0,0	0,0
27	НР-50	7	8,7	8,7	14,8	22,5	43,5	1,7	0,1	0,0	0,0	0,0
28	НР-50	5	8,7	8,6	13,7	25,4	23,8	19,2	0,5	0,0	0,0	0,0

Таблица Е.1 – Валовый химический состав эоловых осадков

№	Разрез	Фация	Глубина, м	SIO_2	AL_2O_3	FE_2O_3	K_2O	SIO_2/AL_2O_3
1	К-1	Подвижные (дюнные) пески	0,35	88,09	5,14	1,89	1,14	17,15
2	К-1		1	89,49	4,93	1,20	1,52	18,16
3	НР-1		0,2	97,33	1,37	0,17	0,30	70,93
4	НР-1		1	95,48	2,73	0,40	0,55	34,97
5	НР-1		1,3	96,89	1,57	0,50	0,20	61,55
6	НР-7		0,6	93,35	3,69	0,52	1,28	25,30
7	НР-8		0,5	93,99	3,43	0,39	1,12	27,39
8	НР-8		2,5	97,00	1,70	0,22	0,33	57,15
9	НР-9		0,6	97,33	1,51	0,20	0,25	64,50
10	НР-10		1	96,65	1,71	0,33	0,39	56,38
11	НР-22		0,6	94,41	2,99	0,98	0,72	31,60
12	НР-22		1,5	97,82	0,95	0,26	0,23	102,97
13	НР-22		2,5	95,13	1,98	0,28	0,86	48,09
14	НР-25		1,4	87,99	5,60	1,23	1,88	15,70
15	Мур-2		0,5	93,09	2,11	1,88	0,43	44,07
16	НР-32		0,35	93,90	2,71	0,68	1,05	34,68
17	НР-32		0,6	92,94	2,71	0,86	0,99	34,26
18	НР-32		1	94,36	2,25	0,88	0,84	41,85
19	НР-32		1,3	95,08	1,72	0,63	0,60	55,30
20	НР-32		1,74	93,94	2,08	0,80	0,66	45,16
21	НР-32		2,1	94,34	2,25	0,71	0,83	42,02
22	НР-34		0,45	97,29	1,10	0,29	0,27	88,17
23	НР-34		0,55	95,74	1,80	0,37	0,61	53,25
24	НР-34		1,00	96,57	1,26	0,26	0,45	76,64
25	НР-34		1,50	96,53	1,16	0,25	0,44	83,37
26	НР-40		1,2	95,79	1,84	0,37	0,73	51,98
27	НР-50		1	91,63	3,80	0,74	0,97	24,14
28	НР-77		1,6	97,69	0,79	0,19	0,26	123,66
29	НР-86		1	96,40	0,80	0,16	0,58	120,50
30	НР-26		0,2	95,81	2,07	0,47	0,81	46,23
31	НР-26		0,8	95,96	1,86	0,36	0,75	51,59
32	НР-26		1,3	95,01	1,78	0,42	0,71	53,43
33	НР-26		4,5	94,14	1,89	0,53	0,72	49,88
34	НР-26		5,2	94,33	1,92	0,89	0,63	49,15
35	НР-4	Аллювиально-эоловые пески	1	96,33	2,04	0,25	0,61	47,15
36	НР-5		0,75	94,57	3,04	0,46	0,82	31,13
37	НР-5		1,25	93,57	3,14	0,55	1,34	29,77
38	НР-6		0,7	91,83	4,57	0,74	1,47	20,08
39	НР-6		1,4	93,26	3,92	0,51	1,15	23,77
40	НР-34		2,00	97,35	1,21	0,28	0,43	80,50
41	НР-34		4,00	98,04	1,38	0,28	0,54	70,90
42	НР-34		6,00	97,42	1,17	0,22	0,44	83,44
43	НР-34		8,00	97,70	1,15	0,21	0,45	84,75
44	НР-86		3,3	94,8	2,4	0,38	1,05	39,50
45	К-1	Покровные пески	1,8	92,97	3,35	0,61	1,32	27,78
46	К-1		2,3	90,71	4,21	0,92	1,35	21,55
47	К-3		0,5	92,96	4,06	0,67	1,02	22,91
48	НР-5		2	93,30	3,75	0,52	1,35	24,85
49	НР-5		3	92,38	4,26	0,71	1,26	21,67
50	НР-6		3,2	92,38	4,05	0,75	1,38	22,82
51	НР-7		1,5	94,10	2,55	0,51	1,25	36,92
52	НР-7		2,5	84,86	8,76	0,97	2,59	9,69
53	НР-11		0,75	87,23	8,54	1,32	1,27	10,21
54	НР-12		1,5	97,05	1,58	0,20	0,48	61,57

№	Разрез	Фация	Глубина, м	SIO_2	AL_2O_3	FE_2O_3	K_2O	SIO_2/AL_2O_3
55	НР-15		2	95,33	2,14	0,28	1,11	44,45
56	НР-16		0,75	96,41	2,09	0,34	0,32	46,09
57	НР-31		1,1	86,76	6,04	1,50	1,47	14,35
58	НР-32		2,8	96,35	1,14	0,47	0,38	84,81
59	НР-40		5	97,08	1,16	0,26	0,43	83,43
60	НР-40		8	96,66	1,13	0,25	0,41	85,37
61	НР-43		8,2	93,96	2,40	0,59	0,83	39,09
62	НР-66		0,5	92,10	0,92	0,92	0,22	100,11
63	НР-66		3,5	92,78	2,01	0,49	0,65	46,16
64	НР-81		2	94,20	0,81	0,65	0,22	116,30
65	НР-52		0,7	95,05	2,17	0,34	0,89	43,84
66	НР-55		1,3	97,04	1,11	0,42	0,25	87,10
67	НР-62		1	92,10	0,89	0,79	1,10	103,48
68	НР-25	Лессовидные алевриты	0,9	73,30	11,44	4,03	2,09	6,41
69	НР-26		6,5	74,07	11,55	4,01	2,03	6,41
70	НР-26		9	76,61	10,33	2,80	1,99	7,42
71	НР-27		0,7	76,09	9,33	3,12	1,92	8,16
72	НР-27		1,7	76,20	10,45	2,90	2,04	7,29
73	НР-27		3,5	75,55	9,85	3,30	2,03	7,67
74	НР-27		5	71,17	11,49	3,94	2,11	6,20
75	НР-33		0,4	76,12	10,90	3,05	1,99	6,98
76	НР-33		0,8	56,77	17,10	7,47	2,71	3,32
77	НР-33		2,6	65,83	13,88	5,85	2,37	4,74
78	НР-60		3	78,46	9,66	3,02	2,07	8,12

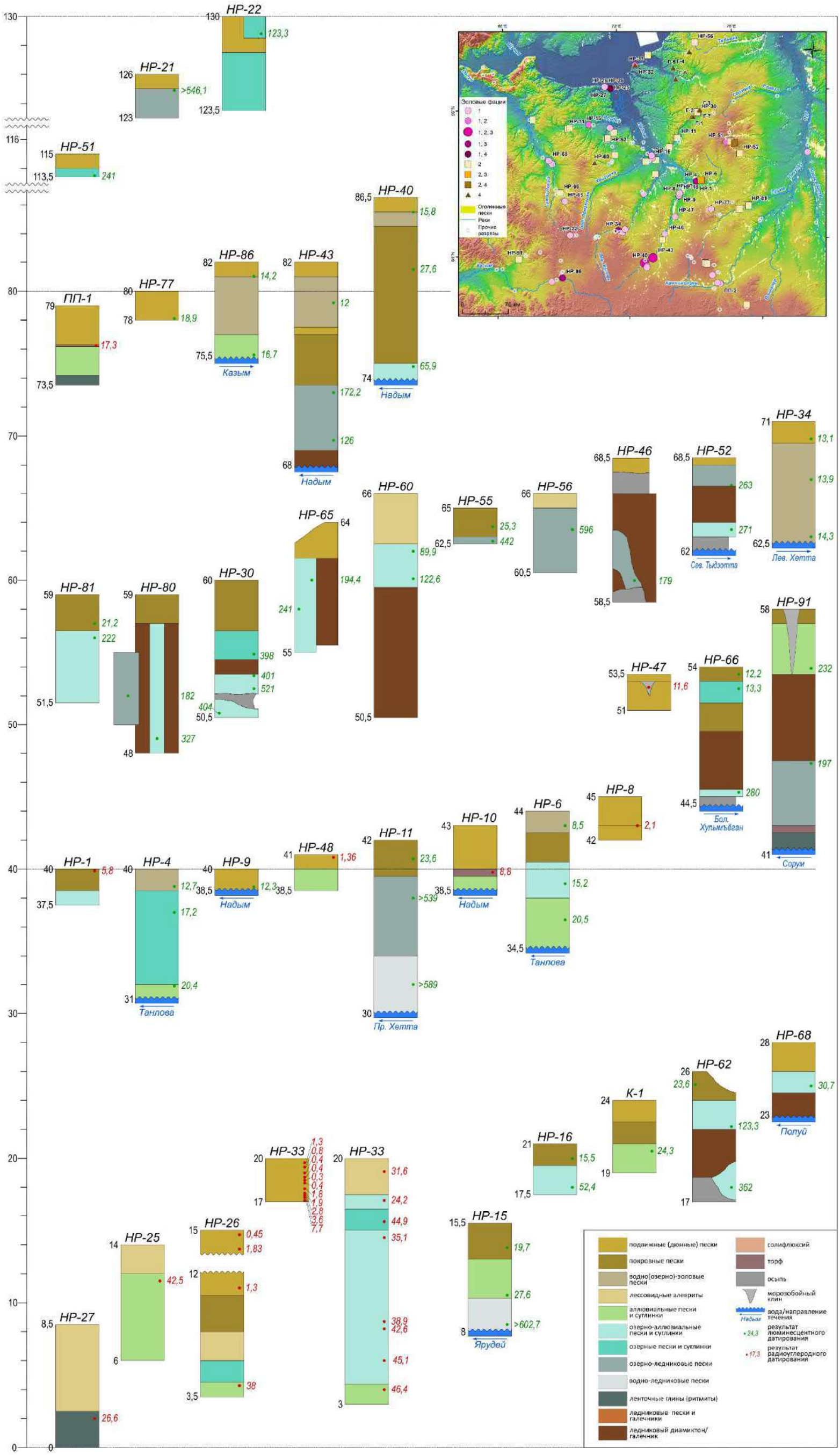
Таблица Е.2 – Валовый химический состав водно-ледниковых осадков

№	Разрез	Глубина, м	SIO_2	AL_2O_3	FE_2O_3	K_2O	SIO_2/AL_2O_3
1	НР-38	1,5	97,70	0,74	0,17	0,27	131,29
2	НР-38	2,5	98,44	0,62	0,19	0,17	158,44
3	НР-38	3,7	97,58	0,71	0,19	0,22	137,43
4	НР-11	10,5	96,47	2,09	0,23	0,43	46,19
5	НР-15	7	95,98	2,26	0,46	0,52	42,56
6	НР-21	0,9	97,82	0,95	0,26	0,23	102,97
7	НР-21	1,1	95,13	1,98	0,28	0,86	48,09
8	НР-21	1,9	94,25	2,16	0,51	0,79	43,54
9	НР-21	2,2	88,17	5,35	1,17	1,47	16,48
10	НР-21	2,5	95,59	1,93	0,57	0,61	49,40
11	НР-30	6,30	94,99	2,33	0,45	0,81	40,75
12	НР-69	4,6	80,10	5,25	3,85	2,14	15,26
13	НР-75	4,7	93,10	1,02	0,75	0,14	91,27
14	НР-81	3	93,37	1,05	0,46	0,32	88,92
15	НР-31	25,5	97,67	0,85	0,19	0,24	114,51
16	НР-31	26,2	97,28	1,11	0,26	0,33	87,59
17	НР-31	27,1	95,56	2,39	0,25	0,71	40,01
18	НР-21	3,2	94,11	2,46	0,70	0,70	38,25
19	НР-55	2,3	98,06	0,64	0,14	0,12	154,28
20	НР-80	7	91,16	2,25	0,74	0,66	40,52

Таблица Е.3 – Валовый химический состав ледниковых осадков

№	Разрез	Глубина, м	SIO_2	AL_2O_3	FE_2O_3	K_2O	SIO_2/AL_2O_3
1	НР-62	4,5	79,9	10,6	3,3	2,0	7,6
2	НР-62	6,5	87,6	3,1	1,8	1,3	28,4
3	НР-65	8	86,1	6,9	1,9	1,7	12,5
4	НР-65	7	78,6	10,7	2,9	2,2	7,3
5	НР-75	4,2	90,2	2,9	1,0	0,7	30,9
6	НР-75	5,2	86,7	6,0	1,2	1,7	14,4
7	НР-69	4,1	63,1	16,4	6,4	2,6	3,8
8	НР-66	7,1	83,4	6,7	1,6	1,4	12,5
9	НР-66	8,7	74,9	11,3	2,8	2,2	6,6
10	НР-79	1,8	97,2	1,0	0,3	0,4	99,2
11	НР-60	8,5	88,4	3,8	1,0	1,1	23,6
12	НР-61	9	90,1	2,2	0,6	1,5	41,3
13	НР-76	6,1	93,2	1,0	0,2	0,7	95,1
14	НР-76	7,5	84,0	7,1	2,2	1,6	11,9
15	НР-43	13,1	88,4	4,9	1,2	1,3	17,9
16	НР-45	8,0	80,6	9,2	2,1	1,6	8,8
17	НР-45	8,1	80,4	9,3	2,1	1,6	8,7
18	НР-46	5,5	74,3	11,5	3,6	2,0	6,5
19	НР-80	3	80,2	3,7	0,8	1,1	21,7
20	НР-58	1,5	76,4	10,2	3,3	2,1	7,5
21	НР-30	6	58,3	22,4	4,7	1,9	2,6
22	НР-52	3,5	89,9	4,8	1,2	1,2	18,6
23	НВ-3	2,3	81,0	8,3	2,7	1,7	9,8
24	НВ-3	6,95	62,4	16,6	6,2	2,2	3,8
25	НВ-3	7	60,0	16,9	7,4	2,1	3,5
26	НР-31	22,3	86,8	6,0	1,5	1,5	14,4
27	НР-87	11,3	77,3	9,1	3,6	1,4	8,5
28	НР-88	4,7	76,1	11,1	2,9	1,9	6,9
29	НР-88	17,5	84,0	8,1	1,7	1,6	10,4
30	НР-89	10,7	81,9	8,4	2,2	1,7	9,8
31	НР-91	8,5	80,2	8,5	1,3	2,2	9,4
32	НР-91	10	77,5	10,0	2,2	2,0	7,8
33	НР-92	1,25	70,6	11,8	4,0	1,8	6,0
34	НР-82	11	96,64	1,29	0,28	0,43	74,9
35	НР-50	5	61,95	14,51	8,90	2,05	4,3
36	НР-50	7	71,19	11,90	6,22	2,03	6,0

Схемы строения изученных разрезов с эоловыми отложениями



Приложение И

Результаты термолюминесцентного датирования

Таблица И.1 – Результаты датирования отложений методом IR-OSL

№	Лаб. номер	Полевой номер	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Глубина (м).	D_{sed} (mGy/a)	D_S (mGy/a)	P (Gy)	Возраст тыс.л.н.
1	RLQG 2443-057	К-1	0,11	0,45	0,01	3,5	71	1002	24,4 ± 1,2	24,3 ± 1,7
2	RLQG 2563-019	НР6-4	0,79	0,73	0,94	1,0	1114	2009	17,1 ± 0,5	8,5 ± 0,5
3	RLQG 2564-118	НР6-9	0,01	0,00	0,14	5,0	136	1126	17,1 ± 0,5	15,2 ± 0,7
4	RLQG 2565-118	НР6-11	0,01	0,00	0,14	7,5	136	1043	21,4 ± 1,1	20,5 ± 1,5
5	RLQG 2567-019	НР14-2	0,00	0,00	0,00	3,2	2	970	363,4 ± 85,8	373,0 ± 90,0
6	RLQG 2568-019	НР14-6	0,35	0,74	0,00	4,8	124	1070	458,9 ± 22,0	427,0 ± 30,0
7	RLQG 2577-059	НР-20	0,96	4,19	0,34	1,6	857	1744	195,5 ± 9,8	112,2 ± 8,3
8	RLQG 2578-059	НР-22	1,29	2,00	1,31	1,2	1728	2620	322,7 ± 16,1	123,3 ± 9,4
9	RLQG 2579-059	НР-24	0,38	1,50	0,74	1,5	877	1765	22,1 ± 1,1	12,5 ± 0,9
10	RLQG 2580-059	Мур-1-4	0,25	1,14	0,75	1,1	845	1738	179,0 ± 17,4	103,1 ± 11,5
11	RLQG 2581-049	Мур-1-5	0,01	0,00	0,01	2,5	10	953	147,0 ± 14,4	154,0 ± 17,0
12	RLQG 2672-101	НР-30-1	0,04	0,24	0,10	4,8	123	1032	409,0 ± 12,3	398,0 ± 35,0
13	RLQG 2673-101	НР-30-2	0,21	1,67	0,52	6,0	659	1510	603,0 ± 31,4	401,0 ± 30,0
14	RLQG 2674-101	НР-30-3	0,20	0,68	0,28	7,0	372	1213	628,6 ± 20,1	521,0 ± 32,0
15	RLQG 2675-111	НР-31-1	0,63	2,23	0,68	2,0	953	1835	423,0 ± 20,7	231,0 ± 17,0
16	RLQG 2676-111	НР-31-2	0,31	1,42	0,49	3,4	648	1514	350,5 ± 17,5	232,0 ± 15,0
17	RLQG 2677-111	НР-31-3	0,65	2,19	0,55	6,7	837	1673	616,6 ± 30,8	370,0 ± 24,0
18	RLQG 2678-111	НР-34	0,04	0,75	0,47	1,2	519	1411	18,5 ± 0,9	13,1 ± 0,8
19	RLQG 2679-111	НР-34	0,11	0,89	0,38	4,0	462	1322	18,4 ± 0,9	13,9 ± 0,9
20	RLQG 2680-111	НР-34	0,36	1,60	0,61	8,0	786	1611	23,0 ± 0,8	14,3 ± 0,9
21	RLQG 2681-111	НР-35	0,34	1,61	0,42	1,6	608	1495	295,5 ± 8,6	198,0 ± 12,0
22	RLQG 2682-121	НР-35	0,24	0,98	0,71	2,4	813	1691	342,5 ± 11,0	203,0 ± 13,0
23	RLQG 2683-121	НР-37	0,14	0,41	0,18	0,5	238	1140	100,0 ± 3,2	87,8 ± 5,33
24	RLQG 2684-121	НР-37	0,58	2,45	0,64	1,9	917	1800	501,0 ± 40,1	279 ± 27,0
25	RLQG 2685-121	НР-37	0,53	2,48	0,92	3,5	1182	2047	238,1 ± 7,1	116,4 ± 7,4
26	RLQG 2686-121	НР-38	0,10	0,32	0,17	1,5	206	1094	663,5 ± 23,2	610,0 ± 38,0
27	RLQG 2687-121	НР-38	0,00	0,95	0,16	2,5	219	1095	713,9 ± 23,6	656,0 ± 40,0
28	RLQG 2688-012	НР-38	0,23	0,56	0,17	3,5	257	1122	752,5 ± 28,6	675,0 ± 43,0
29	RLQG 2689-012	НВ-1	0,00	1,15	0,49	1,6	554	1441	416,8 ± 13,3	290,0 ± 18,0
30	RLQG 2690-012	НВ-3	0,61	1,55	0,71	6,1	934	1774	513,0 ± 24,1	290,0 ± 21,0
31	RLQG 2693-052	НР-30	0,00	0,00	0,10	9,5	95	975	395,5 ± 20,2	404,0 ± 29,0
32	RLQG 2694-052	НР-40	0,13	0,30	0,32	1,0	369	1264	20,0 ± 0,6	15,8 ± 1,0
33	RLQG 2695-052	НР-40	0,00	0,37	0,22	5,0	235	1085	30,0 ± 0,9	27,6 ± 1,6

№	Лаб. номер	Полевой номер	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Глубина (м).	D_{sed} (mGy/a)	D_S (mGy/a)	P (Gy)	Возраст тыс.л.н.
34	RLQG 2696-052	НР-40	0,05	0,56	0,27	11,7	317	1183	78,0 ± 2,3	65,9 ± 3,9
35	RLQG 2697-052	НР-41	0,40	0,86	0,86	1,2	991	1883	287,9 ± 8,6	153,1 ± 9,8
36	RLQG 2698-052	НР-43	0,12	0,51	0,35	2,8	405	1250	15,0 ± 0,5	12,0 ± 0,7
37	RLQG 2699-052	НР-43	0,27	1,80	1,02	9,0	1169	1959	338,0 ± 10,1	172,2 ± 11,1
38	RLQG 2700-052	НР-43	0,31	2,81	1,67	12,3	1766	2536	320,0 ± 9,6	126,0 ± 8,4
39	RLQG 2701-062	НР-44	0,12	0,80	0,18	0,9	261	1130	408,3 ± 13,5	360,0 ± 22,0
40	RLQG 2702-062	НР-46	0,49	2,70	1,69	8,5	1882	2619	468,0 ± 14,5	179,0 ± 12,0
41	RLQG 2703-062	НР-49	1,71	4,02	2,27	2,9	2801	3589	716,2 ± 24,4	200,0 ± 14,0
42	RLQG 2704-062	НР-49	2,05	4,01	2,36	6,2	2975	3725	769,4 ± 21,5	207,0 ± 14,0
43	RLQG 2705-062	НР-49	3,17	3,59	2,27	11,8	3152	3988	883,2 ± 34,4	221,0 ± 16,0
44	RLQG 2706-062	НР-51	1,37	0,60	0,78	1,5	1123	1928	463,5 ± 12,5	241,0 ± 15,0
45	RLQG 2707-072	НР-52	1,88	0,84	0,69	1,9	1171	2090	551,2 ± 22,0	263,0 ± 18,0
46	RLQG 2708-072	НР-52	0,62	0,41	0,15	5,0	322	1088	294,2 ± 10,3	271,0 ± 17,0
47	RLQG 2709-072	НР-55	0,69	0,74	0,17	1,3	378	1185	30,0 ± 0,8	25,3 ± 1,5
48	RLQG 2710-072	НР-55	0,77	0,80	0,13	2,3	367	1162	511,5 ± 15,9	442,0 ± 27,0
49	RLQG 2711-072	НР-56	0,43	0,40	0,29	2,5	408	1201	711,3 ± 21,3	596,0 ± 36,0
50	RLQG 2729-072	НВ-3	0,46	3,20	0,97	2,8	1254	2043	661,7 ± 20,5	325,0 ± 21,0
51	RLQG 2747-023	НР-58 низ	0,38	2,16	1,78	0,5	1849	2667	305,8 ± 9,2	114,8 ± 7,7
52	RLQG 2748-023	НР-58 верх	0,77	2,46	1,72	0,7	1858	2673	343,2 ± 10,3	128,6 ± 8,6
53	RLQG 2749-023	НР-60-1	0,40	0,85	0,47	4,0	610	1506	135,6 ± 4,1	89,9 ± 5,5
54	RLQG 2750-023	НР-60-2	0,12	0,00	0,45	2,5	456	1368	167,9 ± 5,0	122,6 ± 7,5
55	RLQG 2751-023	НР-61-1	0,39	1,21	0,46	11,7	605	1452	263,0 ± 7,9	180,8 ± 11,0
56	RLQG 2752-033	НР-61-2	0,14	0,63	0,39	10,2	450	1307	182,4 ± 5,5	139,4 ± 8,4
57	RLQG 2753-033	НР-62-1	0,74	0,01	0,59	6,5	750	1622	589,3 ± 19,4	362,0 ± 23,0
58	RLQG 2754-033	НР-62-2	0,10	0,00	0,33	2,5	343	1136	139,9 ± 4,2	123,3 ± 7,5
59	RLQG 2755-033	НР-62-3	0,10	0,07	0,53	0,9	535	1348	31,8 ± 1,0	23,6 ± 1,5
60	RLQG 2756-033	НР-63-1	0,00	0,32	0,21	1,2	212	1076	375,8 ± 33,8	348,0 ± 36,0
61	RLQG 2757-033	НР-63-2	0,57	2,18	0,57	0,5	840	1658	40,0 ± 1,2	24,1 ± 1,5
62	RLQG 2758-033	НР-64-1	0,11	1,26	1,22	4,0	1208	2046	477,8 ± 13,4	233,0 ± 15,0
63	RLQG 2759-033	НР-65-1	0,58	1,54	1,71	3,5	1886	2667	517,4 ± 15,0	194,4 ± 13,0
64	RLQG 2760-043	НР-65-2	0,29	1,18	0,66	4,5	786	1579	379,6 ± 11,0	241,0 ± 15,0
65	RLQG 2761-043	НР-66-1	0,83	3,30	1,22	9,2	1581	2330	650,4 ± 18,2	280,0 ± 18,0
66	RLQG 2762-043	НР-66-2	0,01	0,31	0,46	1,5	463	1387	18,5 ± 0,6	13,3 ± 0,8
67	RLQG 2763-043	НР-66-3	0,10	0,00	0,46	0,5	456	1274	15,5 ± 0,5	12,2 ± 0,7
68	RLQG 2764-043	НР-68-1	0,21	0,84	0,74	3,0	776	1563	48,0 ± 1,4	30,7 ± 1,9
69	RLQG 2765-053	НР-69-1	0,61	2,08	1,49	6,3	1622	2395	474,0 ± 14,2	198,3 ± 13,0
70	RLQG 2766-053	НР-69-2	0,61	1,26	0,99	4,6	1186	1978	341,0 ± 10,2	172,7 ± 11,2
71	RLQG 2774-063	НР-75-11.0	0,99	0,63	1,2	6,7	1440	2281	500,6 ± 32,5	219,0 ± 19,0

№	Лаб. номер	Полевой номер	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Глубина (м).	D_{sed} (mGy/a)	D_S (mGy/a)	P (Gy)	Возраст тыс.л.н.
72	RLQG 2775-063	HP-75-9.0	0,77	1,82	1,2	4,7	1463	2316	452,6 ± 26,7	195,0 ± 16,0
73	RLQG 2776-063	HP-75-8.0	0,2	1,12	0,9	3,7	993	1853	340,8 ± 10,2	183,5 ± 11,7
74	RLQG 2777-073	HP-76-5.0	0,84	2,22	1,4	7,0	1573	2340	602,1 ± 18,7	258,0 ± 17,0
75	RLQG 2778-073	HP-77-1.9	0,23	0,52	0,3	1,9	336	1255	23,7 ± 0,7	18,9 ± 1,1
76	RLQG 2779-073	HP-78-0.8	0,09	0,55	0,2	0,8	214	1027	201,1 ± 6,0	196,0 ± 12,0
77	RLQG 2780-073	HP-79-2.3	0,18	0,34	0,3	2,3	367	1282	309,6 ± 33,6	241,0 ± 29,0
78	RLQG 2781-073	HP-79-2.0	0,59	0,72	0,5	2	671	1589	361,6 ± 14,1	227,0 ± 15,0
79	RLQG 2782-073	HP-80-9.0	0,3	0,61	0,4	10,0	524	1258	410,0 ± 12,3	327,0 ± 20,0
80	RLQG 2783-073	HP-80-7.0	0,73	1,53	1,6	7	1892	2641	480,0 ± 13,4	182,0 ± 12,0
81	RLQG 2784-083	HP-81-2.0	0,96	1,61	0,9	2	1220	2018	42,8 ± 0,7	21,2 ± 1,2
82	RLQG 2785-083	HP-81-3.0	0,54	0,59	0,5	3	603	1509	335,8 ± 8,1	222,0 ± 13,0
83	RLQG 2798-024	HP-86-1	0,12	0,34	0,45	1,0	493	1304	18,5 ± 0,5	14,2 ± 0,8
84	RLQG 2799-024	HP-86-2	0,39	1,06	0,54	6,5	656	1409	23,5 ± 0,6	16,7 ± 1,0
85	RLQG 2800-034	HP-87-1	0	0	0,08	3,5	76	967	283,1 ± 120	292,0 ± 19,0
86	RLQG 2801-034	HP-87-2	0,39	0,61	0,6	8,0	713	1437	464,0 ± 13,5	324,0 ± 20,0
87	RLQG 2802-034	HP-87-3	0,15	0,21	0,2	13,4	237	945	340,7 ± 17,0	362,0 ± 26,0
88	RLQG 2803-034	HP-88-1	0,08	0,18	0,1	5,1	88	854	232,0 ± 10,4	272,5 ± 18,5
89	RLQG 2804-034	HP-88-2	0,12	0,37	0,2	10	189	917	271,5 ± 8,8	297,0 ± 18,0
90	RLQG 2805-044	HP-88-3	0,87	2,61	1,3	18,5	1590	2276	460,0 ± 13,8	202,5 ± 13,3
91	RLQG 2806-044	HP-89-1	0,41	1,41	0,3	11,3	524	1244	363,3 ± 8,5	293,0 ± 17,0
92	RLQG 2807-044	HP-89-2	0,1	0,48	0,3	32,5	309	1089	473,3 ± 12,0	433,0 ± 25,0
93	RLQG 2808-044	HP-90	0,87	2,83	0,9	13,3	1255	1964	187,1 ± 3,7	95,4 ± 5,7
94	RLQG 2809-054	HP-91-1	0,11	0,74	0,2	4,1	309	1204	280,0 ± 12,0	232,0 ± 13,0
95	RLQG 2810-054	HP-91-2	0,72	2,49	1	10,7	1279	2002	393,7 ± 8,7	197,0 ± 12,0
96	RLQG 2811-054	HP-92-1	0,4	0,97	0,4	2,5	540	1332	546,6 ± 27,1	412,0 ± 30,0

U, Th и K – содержание урана, тория и калия в осадках, определенное методом гамма-спектрометрии в лабораторных условиях. Относительное стандартное отклонение (%RSD) для U составляет около 0,5-1,1%, для Th – около 1,2-1,9%, для K – около 0,4-1,1%. D_{sed} – доза облучения осадков; D_S – суммарная доза облучения; P – поглощенная радиация

Таблица И.2 – Результаты датирования отложений методом OSL и Post-IR IRSL

№	Лаб. номер	Образец	Разрез	w.c. %	Глубина см	Эквивалентная доза		Мощность дозы		Возраст, тыс. л.н.	
						КПШ, pIRIR290	кварц, OSL	КПШ	кварц	КПШ	Кварц
1	218801	НР-4-1	НР-4	15	120	25,9 ± 1,5	7,3 ± 0,2	1,52 ± 0,07	0,57 ± 0,03	17,1 ± 1,3	**12,7 ± 0,7**
2	218802	НР-4-2	НР-4	15	300	28,7 ± 2,5	8,6 ± 0,6	1,44 ± 0,07	0,50 ± 0,02	19,8 ± 2,0	**17,2 ± 1,5**
3	218803	НР-4-3	НР-4	15	800	18,8 ± 0,8	4,3 ± 0,2	1,15 ± 0,06	0,21 ± 0,01	16,3 ± 1,2	**20,4 ± 1,9**
4	218804	НР-9-1	РН-9	15	130	14,8 ± 0,7	4,9 ± 0,1	1,34 ± 0,07	0,40 ± 0,02	11,0 ± 0,8	**12,3 ± 0,7**
5	218805	НР-11-1	РН-11	15	130	33,3 ± 1,4	20,4 ± 0,6	1,81 ± 0,07	0,87 ± 0,04	18,4 ± 1,1	**23,6 ± 1,3**
6	218806	НР-11-2	РН-11	15	400	> 1000	> 220	1,30 ± 0,07	0,36 ± 0,02	> ***538,9***	> *366,0*
7	218807	НР-11-3	РН-11	15	1000	> 1000	> 220	1,20 ± 0,07	0,26 ± 0,02	> ***583,8***	> *509,4*
8	218808	НР-15-1	РН-15	15	170	26,0 ± 0,9	15,6 ± 0,3	1,73 ± 0,07	0,79 ± 0,04	15,0 ± 0,9	**19,7 ± 1,1**
9	218809	НР-15-2	РН-15	15	550	31,3 ± 0,5	11,5 ± 0,3	1,36 ± 0,07	0,42 ± 0,02	23,0 ± 1,3	**27,4 ± 1,6**
10	218810	НР-15-3	РН-15	15	700	> 1000	> 220	1,16 ± 0,06	0,22 ± 0,01	> ***602,7***	> *597,4*
11	218811	НР-16-1	НР-16	15	100	21,7 ± 0,7	10,9 ± 0,4	1,64 ± 0,07	0,70 ± 0,03	13,2 ± 0,8	**15,5 ± 1,0**
12	218812	НР-16-2	НР-16	15	300	68,7 ± 3,8	28,7 ± 0,6	1,49 ± 0,07	0,55 ± 0,02	46,1 ± 3,4	**52,4 ± 2,6**
13	218813	НР-21-1	НР-21	15	110	> 1000	> 220	1,28 ± 0,07	0,34 ± 0,02	> ***546,1***	> *384,5*

Таблица И.3 – Результаты датирования эоловых отложений на севере Западно-Сибирской равнины методом OSL/IRSL по литературным данным

Лаб. номер	Полевой номер	Координаты		Местоположение	Отложения, стратиграфия	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
Riso 142 525	7043 -101	71°03'52,1"	69°08'00,6"	р.Моржовка	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,42 ± 0,06	28,4 ± 1,0	20,0 ± 1,1	[Nazarov et al., 2022]
Riso 142 526	7043 -102	71°03'52,1"	69°08'00,6"	р.Моржовка	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,45 ± 0,05	29,2 ± 0,5	20,2 ± 0,9	[Nazarov et al., 2022]
Riso 142 527	7043 -103	71°03'52,1"	69°08'00,6"	р.Моржовка	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,38 ± 0,06	25,0 ± 0,7	18,1 ± 1,0	[Nazarov et al., 2022]
Riso 142 532	7053 -132	71°08'29,3"	68°47'51,6"	бассейн р.Моржовки	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,54 ± 0,06	24,5 ± 0,4	15,9 ± 0,7	[Nazarov et al., 2022]
Riso 142 533	7053 -133	71°08'29,3"	68°47'51,6"	бассейн р.Моржовки	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,58 ± 0,06	24,6 ± 0,7	15,6 ± 0,8	[Nazarov et al., 2022]
Riso 142 534	7053 -134	71°08'29,3"	68°47'51,6"	бассейн р.Моржовки	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)	1,14 ± 0,04	21,7 ± 0,5	19,1 ± 0,8	[Nazarov et al., 2022]
012544	00-418	68°11'	68°52'	Ерката	эоловый песок, Лыяхинская свита (IgIII lh)	1,78 ± 0,07	106 ± 5	59 ± 4	[Mangerud et al., 2004]
012543	00-416	68°11'	68°52'	Ерката	эоловый песок, Лыяхинская свита (IgIII lh)	1,81 ± 0,07	118 ± 7	65 ± 5	[Mangerud et al., 2004]

Лаб. номер	Полевой номер	Координаты		Местоположение	Отложения, стратиграфия	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
	7121-256	70°27'08''	75°48'26''	Меркуто	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)			26,4 ± 1,4	[Лист R-43..., 2019]
	7121-256	70°27'08''	75°48'26''	Меркуто	песок, Байдарацкий эолий (vIII bd)			31,3	[Николаенко, 2016]
052547	04-2509	66°05'	66°16'	Игорская Обь, обн. 46	субаэральные пески и алевриты	1,87 ± 0,07	166 ± 7	89 ± 5	[Назаров, 2007]
052548	04-2510	66°05'	66°16'	Игорская Обь, обн. 46	субаэральные пески и алевриты	1,94 ± 0,07	159 ± 8	82 ± 6	[Назаров, 2007]
052546	04-2508	66°05'	66°16'	Игорская Обь, обн. 46	субаэральные пески и алевриты	1,19 ± 0,05	86 ± 3	72 ± 4	[Назаров, 2007]
052545	04-2507	66°05'	66°16'	Игорская Обь, обн. 46	субаэральные пески и алевриты	1,23 ± 0,06	90 ± 4	73 ± 5	[Назаров, 2007]
022515	01-0160	65°52'	65°53'	Питляр, обн. 30	субаэральные пески	1,98 ± 0,09	151 ± 3	76 ± 4	[Назаров, 2007]
022514	01-0159	65°52'	65°53'	Питляр, обн. 30	субаэральные пески	1,82 ± 0,08	196 ± 5	108 ± 6	[Назаров, 2007]
022513	01-0154	65°52'	65°53'	Питляр, обн. 30	субаэральные пески	1,68 ± 0,07	104 ± 4	62 ± 4	[Назаров, 2007]
022512	01-0153	65°52'	65°53'	Питляр, обн. 30	субаэральные пески	1,55 ± 0,08	102 ± 3	66 ± 4	[Назаров, 2007]
012547	00-0504	66°33'	67°49'	Аксарка	лессовидный алеврит	2,13 ± 0,08	42,4 ± 0,6	19,8 ± 0,9	[Астахов, Назаров, 2010]
012548	00-0505	66°33'	67°49'	Аксарка	лессовидный алеврит	1,70 ± 0,07	29,4 ± 0,4	17,3 ± 0,8	[Астахов, Назаров, 2010]
042524	03-212	69°32'	84°40'	Малая Хета	эоловый алеврит	1,73 ± 0,07	142 ± 6	82 ± 5	[Астахов, Назаров, 2010]
042523	03-211	69°32'	84°40'	Малая Хета	эоловый алеврит	1,88 ± 0,08	148 ± 4	79 ± 4	[Астахов, Назаров, 2010]
042522	03-209	69°32'	84°40'	Малая Хета	эоловый алеврит	1,63 ± 0,08	161 ± 5	98 ± 6	[Астахов, Назаров, 2010]
022520	01-0193	66°48'	67°45'	Сангомпан	субаэральный песок	2,60 ± 0,12	53,8 ± 1,1	20,7 ± 1,1	[Астахов, Назаров, 2010]
022521	01-0194	66°48'	67°45'	Сангомпан	субаэральный песок	1,65 ± 0,06	48 ± 2	29,2 ± 1,8	[Астахов, Назаров, 2010]
022510	01-0186	65°57'	65°	Шур-2	субаэральный песок	1,31 ± 0,06	99 ± 2	75 ± 4	[Астахов, Назаров, 2010]
022511	01-0187	65°57'	65°	Шур-2	субаэральный песок	1,64 ± 0,08	103 ± 2	63 ± 4	[Астахов, Назаров, 2010]
	UIC649, 4.73	69°43'	66°49'	Марре-Сале	*Oleny sand*	2,53 ± 0,11	75,45 ± 0,63	30,0 ±2,6	[Forman et al., 2002]
	UIC652, 4.73	69°43'	66°49'	Марре-Сале	*Oleny sand*	2,72 ± 0,14	89,81 ± 3,18	33,0 ±2,9	[Forman et al., 2002]
	UIC653, 4.73	69°43'	66°49'	Марре-Сале	*Oleny sand*	2,65 ± 0,11	79,36 ± 4,11	29,9 ± 2,9	[Forman et al., 2002]
	UIC656, 2.04	69°43'	66°49'	Марре-Сале	*Baidarata sand*	2,08 ± 0,10	27,46 ± 0,20	13,2 ± 1,0	[Forman et al., 2002]
	UIC657, 2.04	69°43'	66°49'	Марре-Сале	*Baidarata sand*	2,85 ± 0,12	53,58 ± 0,20	18,8 ± 1,4	[Forman et al., 2002]

Таблица И.4 – Результаты датирования эоловых отложений на севере Восточно-Европейской (Русской) равнины методом OSL/IRSL по литературным данным

Лаб. номер	Полевой номера	Координаты		Местоположение	Отложения	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
992540	98-3097			Адзьва 1	эоловый песок	1,40 ± 0,07	24,7 ± 0,7	17,7 ± 1,2	[Астахов, Свенсен, 2011]
992541	98-3098			Адзьва 1	эоловый песок	1,77 ± 0,09	26,2 ± 1,3	14,9 ± 1,2	[Астахов, Свенсен, 2011]
992542	98-3099			Адзьва 1	эоловый песок	1,74 ± 0,09	27,2 ± 1,0	15,6 ± 1,1	[Астахов, Свенсен, 2011]
012505	00-3404			Бызовая	покровный песок	1,13 ± 0,06	17,3 ± 0,4	15,3 ± 0,9	[Свендсен et al., 2008]
982510	97-3002			Бызовая	покровный песок	1,10 ± 0,06	18,8 ± 1,2	17,1 ± 1,5	[Свендсен et al., 2008]
012515	00-3628			Бызовая	покровный песок	1,16 ± 0,06	16,4 ± 0,7	14,2 ± 1,0	[Свендсен et al., 2008]
022509	00-3690			Бызовая	дюнный песок	1,22 ± 0,06	20,8 ± 0,4	17,0 ± 1,0	[Свендсен et al., 2008]
012509	00-3540			Бызовая	лессовидный алеврит	1,78 ± 0,07	36,2 ± 1,0	20,3 ± 1,1	[Свендсен et al., 2008]
982511	97-3008			Бызовая	лессовидный алеврит	1,68 ± 0,08	41 ± 2	24 ± 2	[Свендсен et al., 2008]
012508	00-3539			Бызовая	лессовидный алеврит	1,42 ± 0,06	34,7 ± 0,7	24,4 ± 1,2	[Свендсен et al., 2008]
012507	00-3538			Бызовая	дюнный песок	1,45 ± 0,06	33,6 ± 0,8	23,1 ± 1,2	[Свендсен et al., 2008]
012516	00-3689			Бызовая	покровный песок	0,72 ± 0,04	22,9 ± 0,5	32 ± 2	[Свендсен et al., 2008]
982512	97-3026			Бызовая	покровный песок	0,95 ± 0,05	31,7± 1,2	33 ± 2	[Свендсен et al., 2008]
982513	97-3022			Бызовая	покровный песок	1,15 ± 0,06	38 ± 2	33 ± 3	[Свендсен et al., 2008]
012506	00-3482			Бызовая	покровный песок	0,89 ± 0,05	26,2 ± 0,9	29,5 ± 2,1	[Свендсен et al., 2008]
992531	97-1215			Мамонтовая Курья	эоловый песок	2,37 ± 0,12	33 ± 1	13,8 ± 1,1	[Свендсен et al., 2008]
992532	97-1217			Мамонтовая Курья	эоловый песок	2,29 ± 0,11	33,1 ± 0,6	14,4 ± 0,9	[Свендсен et al., 2008]
992533	97-1219			Мамонтовая Курья	эоловый песок	2,52 ± 0,13	39,9 ± 0,2	15,8 ± 1	[Свендсен et al., 2008]
992534	97-1231			Мамонтовая Курья	эоловый песок	2,46 ± 0,12	48,8 ± 0,7	19,9 ± 1,3	[Свендсен et al., 2008]
002516	99-0230			Бол. Роговая	эоловый песок	1,51 ± 0,08	33,7 ± 0,3	22,3 ± 1,4	[Астахов, Свенсен, 2002]
992506	98-0050			Коротаиха	покровный песок	1,54 ± 0,08	22,6 ± 1,2	14,6 ± 1,2	[Астахов, Свенсен, 2002]
992507	98-0057			Коротаиха	покровный песок	1,61 ± 0,08	21,7 ± 1,2	13,5± 1,1	[Астахов, Свенсен, 2002]
992508	98-0049			Коротаиха	покровный песок	1,64 ± 0,08	24,1 ± 1,7	14,7 ± 1,4	[Астахов, Свенсен, 2002]
992509	98-0058			Коротаиха	покровный песок	1,80 ± 0,09	25,3 ± 1,5	14,0 ± 1,2	[Астахов, Свенсен, 2002]
992510	98-0048			Коротаиха	покровный песок	1,58 ± 0,08	24 ± 2	15,0 ± 1,8	[Астахов, Свенсен, 2002]
992514	98-0059			Коротаиха	покровный песок	1,79 ± 0,09	23,4 ± 0,9	13,1 ± 0,9	[Астахов, Свенсен, 2002]
022573	02-4137			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,06 ± 0,05	14,5 ± 0,6	13,7 ± 0,9	[Астахов, Свенсен, 2002]
022572	02-4136			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	0,92 ± 0,04	12,9 ± 0,3	14,0 ± 0,8	[Астахов, Свенсен, 2002]
022571	02-4135			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,68 ± 0,07	26,1 ± 0,8	15,5 ± 0,9	[Астахов, Свенсен, 2002]
022570	02-4134			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,64 ± 0,07	25,4 ± 0,3	15,4 ± 0,7	[Астахов, Свенсен, 2002]

Лаб. номер	Полевой номера	Координаты		Местоположение	Отложения	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
022569	02-4133			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,08 ± 0,06	20,3 ± 1,1	18,7 ± 1,5	[Астахов, Свенсен, 2002]
022568	02-4132			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	0,98 ± 0,05	15,9 ± 0,6	16,2 ± 1,0	[Астахов, Свенсен, 2002]
022567	02-4131			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,20 ± 0,05	22,1 ± 2,0	18,4 ± 1,9	[Астахов, Свенсен, 2002]
022565	02-4130			Куя	надморенные эоловые и флювиальные пески	1,40 ± 0,06	29,4 ± 1,1	21,0 ± 1,3	[Астахов, Свенсен, 2002]
992516	98-2084			Нгутаяха	покровный песок	1,59 ± 0,08	34,6 ± 0,4	21,8 ± 1,4	[Астахов, Свенсен, 2002]
992517	98-2083			Нгутаяха	покровный песок	1,79 ± 0,09	47 ± 4	26 ± 3	[Астахов, Свенсен, 2002]
992518	98-2082			Нгутаяха	покровный песок	1,77 ± 0,09	46 ± 5	26 ± 3	[Астахов, Свенсен, 2002]
992519	98-2081			Нгутаяха	покровный песок	1,55 ± 0,08	40 ± 3	26 ± 3	[Астахов, Свенсен, 2002]
022519	02-5027			Устье Вонды (Шапкина 9)	эоловый песок	1,49 ± 0,06	26,7 ± 1,0	17,9 ± 1,0	[Никольская, 2006]
022588	02-5033			Вонда (Шапкина 8)	эоловый песок	1,45 ± 0,06	14,8 ± 0,5	10,2 ± 0,6	[Никольская, 2006]
022589	02-5030			Вонда (Шапкина 8)	эоловый песок	1,31 ± 0,06	15,1 ± 0,4	11,5 ± 0,7	[Никольская, 2006]
022587	02-5032			Вонда (Шапкина 8)	эоловый песок	1,36 ± 0,06	19,4 ± 1,1	14,2 ± 1,1	[Никольская, 2006]
022586	02-5031			Вонда (Шапкина 8)	эоловый песок	1,29 ± 0,06	22,3 ± 1,3	17,3 ± 1,3	[Никольская, 2006]
942510	93-24/1			Куя, мост	эоловый песок	2	29 (4)	14,6 ± 1,2	[Mangerud et al., 1999]
952516	94-2035			Тиманский Берег	дюнный песок	2,07	40 (9)	19 ± 2	[Mangerud et al., 1999]
952517	94-2038			Тиманский Берег	дюнный песок	1,55	23 (4)	14,9 ± 1,3	[Mangerud et al., 1999]
952518	94-2037			Тиманский Берег	дюнный песок	1,95	25 (4)	12,7 ± 1,1	[Mangerud et al., 1999]
952519	94-2036			Тиманский Берег	дюнный песок	2,19	43 (12)	19,4 ± 1,6	[Mangerud et al., 1999]
962521	95-0055			Пымва-Шор	эоловый песок	2,06	26 (4)	12,0 ± 0,9	[Mangerud et al., 1999]
962522	95-0056			Пымва-Шор	эоловый песок	1,68	23 (3)	13,6 ± 1,2	[Mangerud et al., 1999]
992536	98-3090			Пымва-Шор	эоловый песок	1,10 ± 0,05	59,1 ± 0,8	54 ± 3	[Астахов, Свенсен, 2011]
992538	98-3095			Пымва-Шор	эоловый песок	1,67 ± 0,08	67,0 ± 1,1	40 ± 3	[Астахов, Свенсен, 2011]
952501	93-25/3			Сула 22	эоловый или флювиальный песок	1,29	103 (3)	79 ± 6	[Mangerud et al., 1999]
952506	94-232			Сула 21	эоловый песок	1,98	145 (7)	74 ± 8	[Mangerud et al., 1999]
952508	94-086			Сула 21	эоловый песок	1,94	122 (7)	63 ± 5	[Mangerud et al., 1999]
952510	94-027			Сула 7	дюнный песок на морене	1,66	247 (6)	149 ± 13	[Mangerud et al., 1999]

Лаб. номер	Полевой номера	Координаты		Местоположение	Отложения	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
952511	94-029			Сула 7	дюнный песок на морене	1,76	235 (6)	134 ± 11	[Mangerud et al., 1999]
021007	02-509	67°32'48"	48°26'24"	*Timan*	*Aeolian*	1,73 ± 0,07	129,1 ± 5,3	74,6 ± 4,7	[Kjaer et al., 2006]
001008	00-403	67°10'11"	43°50'34"	*Konushinskaya Korga*	*Aeolian sand*	1,15	128 ± 5	112 ± 8	[Kjaer et al., 2006]
001009	00-404	67°10'11"	43°50'34"	*Konushinskaya Korga*	*Aeolian sand*	1,1	106 ± 4	96 ± 7	[Kjaer et al., 2006]
001015	00-410	67°11'48"	43°46'35"	*Cape Konushin*	*Aeolian sand*	1,29	121 ± 3	94 ± 6	[Kjaer et al., 2006]
993833	99427	64°4330"	43°3116"	*Kologora*	*Aeolian sand*	18,2 ± 2		15 ± 1,6	[Demidov et al., 2006]
083801	07-100	61.685490°	54.889002°	*Kuryador*	*Aeolian sand, K3b*	1,80 ± 0,09	25,2 ± 0,6	13,4 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]
083802	07-101	61.685490°	54.889002°	*Kuryador*	*Aeolian sand, K3b*	1,67 ± 0,09	28,2 ± 1,0	16,3 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
06 38 59	06-277	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,72 ± 0,04	11,6 ± 0,3	16,0 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
06 38 60	06-278	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,81 ± 0,04	12,2 ± 0,3	15,1 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 61	06-279	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,72 ± 0,04	9,7 ± 0,4	13,6 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
06 38 62	06-280	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,77 ± 0,04	11,6 ± 0,3	15,0 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
06 38 63	06-281	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,71 ± 0,04	9,7 ± 0,2	13,7 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 64	06-283	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	1,07 ± 0,05	14,8 ± 0,3	13,8 ± 0,7	[Lysså et al., 2014]
06 38 65	06-284	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,83 ± 0,04	12,0 ± 0,4	14,4 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 66	06-285	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,99 ± 0,04	11,9 ± 0,5	12,0 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]
08 38 10	07-112	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,75 ± 0,07	11,3 ± 0,4	14,9 ± 1,4	[Lysså et al., 2014]
08 38 11	07-113	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,60 ± 0,07	10,0 ± 0,4	16,8 ± 2,0	[Lysså et al., 2014]
08 38 12	07-114	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,66 ± 0,07	11,2 ± 0,4	17,0 ± 1,8	[Lysså et al., 2014]
08 38 13	07-115	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,69 ± 0,07	11,3 ± 0,4	16,2 ± 1,7	[Lysså et al., 2014]
08 38 14	07-116	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	1,28 ± 0,08	18,0 ± 0,8	14,1 ± 1,1	[Lysså et al., 2014]
08 38 15	07-117	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	1,25 ± 0,07	20,5 ± 0,8	16,4 ± 1,2	[Lysså et al., 2014]
08 38 16	07-118	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,74 ± 0,06	10,7 ± 0,5	14,6 ± 1,5	[Lysså et al., 2014]
08 38 17	07-119	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,79 ± 0,07	11,9 ± 0,5	15,1 ± 1,5	[Lysså et al., 2014]
08 38 20	07-122	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,93 ± 0,07	12,6 ± 0,6	13,5 ± 1,2	[Lysså et al., 2014]
08 38 21	07-123	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,90 ± 0,07	13,2 ± 0,5	14,6 ± 1,3	[Lysså et al., 2014]
08 38 42	08-202	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,84 ± 0,07	11,0 ± 0,4	13,1 ± 1,2	[Lysså et al., 2014]
08 38 43	08-203	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka I*	*Sand*	0,96 ± 0,07	10,4 ± 0,5	10,8 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
08 38 56	08-506	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka II*	*Aeolian sand*	0,90 ± 0,07	11,6 ± 0,4	13,0 ± 1,1	[Lysså et al., 2014]
08 38 57	08-507	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka II*	*Aeolian sand*	0,81 ± 0,07	11,1 ± 0,3	13,7 ± 1,3	[Lysså et al., 2014]
08 38 58	08-508	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka II*	*Aeolian sand*	0,88 ± 0,07	10,0 ± 0,3	11,4 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
08 38 59	08-509	61°45'55.45"	45°28'20.99"	*Tolokonka II*	*Aeolian sand*	0,84 ± 0,07	8,9 ± 0,2	10,7 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 29	06-235			*Kultovka I*	*Sand*	0,51 ± 0,04	4,5 ± 0,2	8,8 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]
06 38 30	06-236			*Kultovka I*	*Sand*	0,61± 0,04	5,2 ± 0,3	8,6 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]

Лаб. номер	Полевой номера	Координаты		Местоположение	Отложения	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
06 38 31	06-237			*Kultovka I*	*Sand*	0,80 ± 0,04	8,9 ± 0,3	11,1 ± 0,7	[Lysså et al., 2014]
06 38 40	06-247			*Kultovka III*	*Sand*	0,69 ± 0,04	10,3 ± 0,3	14,9 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 41	06-248			*Kultovka III*	*Sand*	0,79 ± 0,04	12,7 ± 0,4	16,1 ± 1,0	[Lysså et al., 2014]
06 38 23	06.227			*Nidz*	*Sand*	0,47 ± 0,04	4,8 ± 0,1	10,3 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 24	06.228			*Nidz*	*Sand*	0,53 ± 0,08	6,2 ± 0,3	11,8 ± 1,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 25	06.229			*Nidz*	*Sand*	1,16 ± 0,05	11,8 ± 0,3	10,1 ± 0,5	[Lysså et al., 2014]
06 38 26	06.230			*Nidz*	*Sand*	0,65 ± 0,04	9,3 ± 0,2	14,2 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
06 38 16	06-220	61,812569°	53,374973°	*Ozjag I*	*Sand*	0,93 ± 0,04	9,6 ± 0,6	10,3 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]
06 38 17	06-221	61,812569°	53,374973°	*Ozjag I*	*Sand*	0,90 ± 0,04	9,7 ± 0,5	10,8 ± 0,8	[Lysså et al., 2014]
06 38 19	06-223	61,812569°	53,374973°	*Ozjag I*	*Sand*	0,57 ± 0,04	11,0 ± 0,4	19 ± 1	[Lysså et al., 2014]
96 10 02	96028			*Pasva*	*Sand*	2,13 ± 0,11	24 ± 2	11,3 ± 1,3	[Lysså et al., 2014]
97 25 04	96029			*Pasva*	*Sand*	2,31 ± 0,12	29,4 ± 0,4	12,7 ± 0,9	[Lysså et al., 2014]
176 124	17 804	61,96619°	50,67627°	*Kechoyag (10)*	*Cover sand*	0,95 ± 0,04	12,2 ± 0,8	12,9 ± 1,0	[Zaretskaya et al., 2024]
176 125	17 804	61,96619°	50,67627°	*Kechoyag (10)*	*Cover sand*	1,02 ± 0,04	14,1 ± 0,5	13,9 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]
176 133	17 813	62,04574°	49,36690°	*Razmanovka (9)*	*Dune*	0,98 ± 0,03	11,6 ± 0,4	11,8 ± 0,6	[Zaretskaya et al., 2024]
176 134	17 813	62,04574°	49,36690°	*Razmanovka (9)*	*Dune*	0,63 ± 0,03	10,9 ± 0,3	17,3 ± 1,1	[Zaretskaya et al., 2024]
176 139	17 819	62,09210°	49,26735°	*Chernaya Vadya (8)*	*Dune*	0,79 ± 0,03	9,5 ± 0,6	10,7 ± 0,9	[Zaretskaya et al., 2024]
176 138	17 819	62,09210°	49,26735°	*Chernaya Vadya (8)*	*Dune*	0,88 ± 0,03	8,8 ± 0,5	11,2 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]
176 144	17 825	62,10176°	49,03758°	*Yarenga (7)*	*Cover sand*	0,82 ± 0,03	16,3 ± 0,4	15,8 ± 0,9	[Zaretskaya et al., 2024]
176 150	17 835	61,712924°	48,250034°	*Yakimovskaya (6)*	*Dune*	0,97 ± 0,05	6,9 ± 0,4	7,1 ± 0,5	[Zaretskaya et al., 2024]
176 151	17 835	61,712924°	48,250034°	*Yakimovskaya (6)*	*Dune*	0,67 ± 0,04	8,2 ± 0,5	12,3 ± 0,9	[Zaretskaya et al., 2024]
176 152	17 835	61,712924°	48,250034°	*Yakimovskaya (6)*	*Dune*	0,69 ± 0,03	8,4 ± 0,3	12,2 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]
176 153	17 835	61,712924°	48,250034°	*Yakimovskaya (6)*	*Dune*	0,64 ± 0,03	8,0 ± 0,2	12,5 ± 0,7	[Zaretskaya et al., 2024]
176 154	17 835	61,712924°	48,250034°	*Yakimovskaya (6)*	*Fluvio-aeolian*	0,65 ± 0,03	10,3 ± 0,5	15,9 ± 1,1	[Zaretskaya et al., 2024]
176 159	17 837	61,51036°	47,87814°	*Kiver (5)*	*Cover sand*	1,48 ± 0,06	13,7 ± 0,5	9,3 ± 0,5	[Zaretskaya et al., 2024]
176 164	17 839	61,38675°	47,47613°	*Timasova gora (4)*	*Cover sand*	1,65 ± 0,06	15,0 ± 0,8	15,0 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]
176 167	17 840	61,33391°	46,97135°	*Gusikha (3)*	*Cover sand*	1,25 ± 0,05	5,9 ± 0,2	4,7 ± 0,3	[Zaretskaya et al., 2024]
176 168	17841a	61,369735°	46,689492°	*Belorechka dune field (1)*	*Dune*	0,84 ± 0,03	13,4 ± 0,5	16,0 ± 0,9	[Zaretskaya et al., 2024]
176 169	17841a	61,369735°	46,689492°	*Belorechka dune field (1)*	*Dune*	1,06 ± 0,04	11,5 ± 0,8	10,8 ± 0,9	[Zaretskaya et al., 2024]
176 170	17841 b	61,369735°	46,689492°	*Belorechka dune field (1)*	*Dune*	0,76 ± 0,03	12,5 ± 0,7	16,6 ± 1,2	[Zaretskaya et al., 2024]
176 171	17841 b	61,369735°	46,689492°	*Belorechka dune field (1)*	*Dune*	0,89 ± 0,04	12,7 ± 0,5	14,2 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]
176 172	17 842	61,26866°	46,79721°	*Baika (2)*	*Cover sand*	1,26 ± 0,06	14,4 ± 0,5	11,4 ± 0,7	[Zaretskaya et al., 2024]
176 173	17 842	61,26866°	46,79721°	*Baika (2)*	*Cover sand*	0,88 ± 0,04	11,9 ± 0,4	13,6 ± 0,8	[Zaretskaya et al., 2024]

Лаб. номер	Полевой номера	Координаты		Местоположение	Отложения	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
		с. ш.	в. д.						
176 174	17 842	61,26866°	46,79721°	*Baika (2)*	*Fluvio-aeolian*	0,92 ± 0,04	18,7 ± 0,9	20,2 ± 1,3	[Zaretskaya et al., 2024]
Riso 10 61 17	Мл-1	51,6769°	35,7757°	Сейм	эоловые			21,7	[Матлахова, 2014]
GdTL-1397	Мл-2	51,68069°	35,77935°	Сейм	эоловые			19,1	[Матлахова, 2014]
Riso 10 61 20	Тк-1	51,33941°	42,48048°	Хопёр	эоловые			22,7	[Матлахова, 2014]
Riso 10 61 15	Тк-1	51,33941°	42,48048°	Хопёр	эоловые нивейные			22,5	[Матлахова, 2014]
Riso 10 61 05	Тн-1	51,31585°	42,44678°	Хопёр	эоловые			19,3	[Матлахова, 2014]
GdTL-1392	Тн-1	51,31585°	42,44678°	Хопёр	эоловые			18,6	[Матлахова, 2014]
Riso 10 61 13	Тн-3	51,31356°	42,4043°	Хопёр	эоловые			14,7	[Матлахова, 2014]
Ris0 10 61 06	Тн-3	51,31356°	42,4043°	Хопёр	эоловые			20,6	[Матлахова, 2014]
Ris0 10 61 12	Тн-2	51,32138°	42,40237°	Хопёр	эолово-аллювиальные			14	[Матлахова, 2014]

Таблица И.5 – Результаты датирования эоловых отложений на северо-востоке Цинхай-Тибетского нагорья методом OSL по литературным данным

Полевой номер	Глубина, м	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	w.c. (%)	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
ZC3-1	1,0	1,62 ± 0,08	9,72 ± 0,23	2,42 ± 0,16	7,5 ± 2,5	3,1 ± 0,2	10,1 ± 0,5	3	[Long et al., 2016]
ZC5-1	0,5	1,91 ± 0,11	10,46 ± 0,25	2,90 ± 0,19	7,5 ± 2,5	3,6 ± 0,2	37,1 ± 1,1	10	[Long et al., 2016]
ZC3-2	2,0	1,52 ± 0,08	8,96 ± 0,22	2,55 ± 0,16	7,5 ± 2,5	3,0 ± 0,2	36,3 ± 1,1	12	[Long et al., 2016]
ZC4-1	1,0	1,36 ± 0,08	7,93 ± 0,20	1,76 ± 0,13	7,5 ± 2,5	2,6 ± 0,1	31,8 ± 1,1	12	[Long et al., 2016]
ZC3-5	5,0	1,03 ± 0,07	4,53 ± 0,12	1,16 ± 0,11	5 ± 2,5	1,8 ± 0,1	26,4 ± 2,0	14	[Long et al., 2016]
ZC3-3	3,0	1,22 ± 0,08	5,81 ± 0,16	1,46 ± 0,12	7,5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	33,4 ± 1,5	15	[Long et al., 2016]
ZC3-4	4,0	0,86 ± 0,06	4,86 ± 0,14	1,19 ± 0,11	5 ± 2,5	1,7 ± 0,1	26,4 ± 2,0	15	[Long et al., 2016]
ZC5-2	1,0	1,67 ± 0,09	10,13 ± 0,24	2,66 ± 0,16	7,5 ± 2,5	3,2 ± 0,2	50,9 ± 1,7	15	[Long et al., 2016]
ZC2-2	3,5	1,29 ± 0,07	5,33 ± 0,14	1,21 ± 0,10	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	38,0 ± 1,5	17	[Long et al., 2016]
ZC2-1	2,5	0,84 ± 0,05	3,43 ± 0,10	0,92 ± 0,09	5 ± 2,5	1,5 ± 0,1	27,8 ± 0,9	18	[Long et al., 2016]
ZC3-6	6,0	1,04 ± 0,06	3,63 ± 0,11	0,66 ± 0,09	5 ± 2,5	1,6 ± 0,1	28,9 ± 1,0	18	[Long et al., 2016]
XC6-6	6,0	1,62 ± 0,09	7,06 ± 0,18	1,81 ± 0,16	5 ± 2,5	2,7 ± 0,2	50,2 ± 2,1	18	[Long et al., 2016]
XC6-2	2,0	1,50 ± 0,08	6,86 ± 0,18	1,70 ± 0,14	5 ± 2,5	2,6 ± 0,1	49,4 ± 1,8	19	[Long et al., 2016]
XC6-1	1,0	1,37 ± 0,08	6,64 ± 0,17	2,02 ± 0,16	5 ± 2,5	2,6 ± 0,1	49,7 ± 2,3	19	[Long et al., 2016]
XC6-5	5,0	1,11 ± 0,07	5,52 ± 0,16	1,71 ± 0,14	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	46,6 ± 1,3	21	[Long et al., 2016]
XC6-3	3,0	1,47 ± 0,08	5,73 ± 0,16	1,36 ± 0,14	5 ± 2,5	2,4 ± 0,1	53,1 ± 2,3	22	[Long et al., 2016]
XC6-10	10,0	1,19 ± 0,06	5,64 ± 0,16	1,38 ± 0,13	5 ± 2,5	2,0 ± 0,1	45,6 ± 1,4	23	[Long et al., 2016]
XC6-13	13,0	1,28 ± 0,07	5,60 ± 0,15	1,61 ± 0,13	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	50,7 ± 1,0	23	[Long et al., 2016]
XC6-15	15,0	1,45 ± 0,08	6,61 ± 0,17	1,64 ± 0,15	5 ± 2,5	2,4 ± 0,1	56,5 ± 0,9	23	[Long et al., 2016]
XC6-7	7,0	1,19 ± 0,06	5,20 ± 0,15	1,51 ± 0,14	5 ± 2,5	2,0 ± 0,1	49,6 ± 2,7	24	[Long et al., 2016]

Полевой номер	Глубина, м	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	w.c. (%)	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
XC6-11	11,0	1,26 ± 0,07	5,85 ± 0,16	1,36 ± 0,13	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	50,6 ± 2,4	24	[Long et al., 2016]
XC6-4	4,0	1,43 ± 0,08	6,89 ± 0,18	1,38 ± 0,13	5 ± 2,5	2,4 ± 0,1	59,7 ± 2,0	24	[Long et al., 2016]
XC6-12	12,0	1,16 ± 0,07	5,45 ± 0,15	1,77 ± 0,12	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	51,6 ± 1,7	24	[Long et al., 2016]
XC6-9	9,0	1,27 ± 0,07	6,02 ± 0,17	1,28 ± 0,13	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	53,1 ± 1,1	25	[Long et al., 2016]
XC5-1	1,0	1,23 ± 0,07	5,91 ± 0,16	1,48 ± 0,12	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	57,5 ± 3,5	25	[Long et al., 2016]
XC6-8	8,0	1,22 ± 0,07	5,25 ± 0,15	1,18 ± 0,13	5 ± 2,5	2,0 ± 0,1	50,8 ± 1,2	26	[Long et al., 2016]
XC6-14	14,0	1,35 ± 0,08	6,25 ± 0,16	1,72 ± 0,14	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	59,5 ± 0,9	26	[Long et al., 2016]
XC5-4	4,0	1,34 ± 0,07	5,95 ± 0,16	1,51 ± 0,12	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	58,2 ± 1,2	26	[Long et al., 2016]
XC5-9	9,0	1,52 ± 0,08	7,62 ± 0,19	1,72 ± 0,15	5 ± 2,5	2,6 ± 0,2	72,9 ± 1,5	27	[Long et al., 2016]
XC6-16	16,0	1,33 ± 0,08	5,81 ± 0,16	1,34 ± 0,14	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	60,7 ± 1,6	28	[Long et al., 2016]
XC5-2	2,0	1,24 ± 0,07	5,77 ± 0,16	1,48 ± 0,11	5 ± 2,5	2,2 ± 0,1	63,7 ± 4,0	28	[Long et al., 2016]
XC1-8	14,4	1,00 ± 0,12	4,42 ± 0,18	1,29 ± 0,05	5 ± 2,5	1,9 ± 0,1	55,4 ± 3,4	29	[Long et al., 2016]
XC5-5	5,0	1,43 ± 0,08	6,79 ± 0,18	1,57 ± 0,12	5 ± 2,5	2,5 ± 0,1	69,1 ± 2,4	29	[Long et al., 2016]
XC5-3	3,0	1,22 ± 0,06	5,69 ± 0,15	1,50 ± 0,12	5 ± 2,5	2,2 ± 0,1	63,9 ± 1,2	29	[Long et al., 2016]
XC5-8	8,0	1,49 ± 0,08	6,01 ± 0,16	1,56 ± 0,13	5 ± 2,5	2,2 ± 0,1	69,3 ± 3,0	29	[Long et al., 2016]
XC5-11	11	1,22 ± 0,08	4,97 ± 0,12	1,34 ± 0,07	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	62,3 ± 1,9	30	[Long et al., 2016]
XC5-7	7,0	1,40 ± 0,07	5,54 ± 0,09	1,65 ± 0,10	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	68,4 ± 0,7	30	[Long et al., 2016]
XC5-6	6,0	1,43 ± 0,08	6,33 ± 0,17	1,59 ± 0,12	5 ± 2,5	2,4 ± 0,1	73,6 ± 3,2	31	[Long et al., 2016]
XC1-9	19,5	1,39 ± 0,13	4,95 ± 0,19	1,4 ± 0,05	5 ± 2,5	2,1 ± 0,1	68,0 ± 4,3	31	[Long et al., 2016]
XC5-10	10	1,30 ± 0,13	5,58 ± 0,15	1,17 ± 0,06	5 ± 2,5	2,0 ± 0,1	63,1 ± 2,1	31	[Long et al., 2016]
XC1-11	21,0	2,11 ± 0,15	7,95 ± 0,20	1,4 ± 0,08	5 ± 2,5	2,6 ± 0,2	85,7 ± 5,4	33	[Long et al., 2016]
XC1-10	20,2	1,65 ± 0,18	6,34 ± 0,25	1,53 ± 0,05	5 ± 2,5	2,4 ± 0,1	83,7 ± 5,1	34	[Long et al., 2016]
XC1-12	22,0	1,44 ± 0,14	5,55 ± 0,16	1,37 ± 0,07	5 ± 2,5	2,2 ± 0,1	78,7 ± 4,3	36	[Long et al., 2016]
XC1-13	23,0	1,08 ± 0,1	5,06 ± 0,14	1,21 ± 0,06	5 ± 2,5	1,9 ± 0,1	69,8 ± 3,9	37	[Long et al., 2016]
ZC5-3	1,5	1,51 ± 0,10	9,01 ± 0,23	2,20 ± 0,18	5 ± 2,5	3,0 ± 0,2	151,6 ± 5,6	51	[Long et al., 2016]
ZC5-4	2,0	1,57 ± 0,09	7,51 ± 0,11	2,21 ± 0,12	5 ± 2,5	2,9 ± 0,2	172,6 ± 6 1	60	[Long et al., 2016]
MPQ2	5,5	1,80 ± 0,14	10,91 ± 0,26	3,27 ± 0,18	7,5 ± 2,5	3,5 ± 0,2	231,8 ± 18,4	66	[Long et al., 2016]
ZC4-2	2,0	1,09 ± 0,08	6,46 ± 0,17	1,90 ± 0,13	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	226,5 ± 10,0	99	[Long et al., 2016]
MPQ1	4,0	1,10 ± 0,06	5,14 ± 0,14	0,94 ± 0,10	5 ± 2,5	1,8 ± 0,1	190,1 ± 7,9	103	[Long et al., 2016]
ZC4-3	3,0	1,35 ± 0,06	6,25 ± 0,14	1,86 ± 0,14	5 ± 2,5	2,3 ± 0,1	261,6 ± 10,7	115	[Long et al., 2016]
XC1-1	1	1,74 ± 0,06	9,03 ± 0,32	3,72 ± 0,21	7 ± 0,5	3,42 ± 0,24	40,4 ± 4,4	11,8	[Long et al., 2012]
XC1-2	1,5	1,75 ± 0,06	10,41 ± 0,32	2,87 ± 0,19	7 ± 0,5	3,29 ± 0,23	45,7 ± 1,9	13,9	[Long et al., 2012]
XC1-3	1,8	1,80 ± 0,06	8,90 ± 0,28	2,43 ± 0,19	7 ± 0,5	3,10 ± 0,22	46,1 ± 1,3	14,9	[Long et al., 2012]
XC1-4	2,2	0,84 ± 0,04	3,65 ± 0,17	0,93 ±0,11	5 ± 0,5	1,46 ± 0,10	38,3 ± 1,2	26,3	[Long et al., 2012]
XC1-5	5,2	0,73 ± 0,03	4,05 ± 0,17	0,81 ± 0,10	5 ± 0,5	1,33 ± 0,09	35,7 ± 1,6	26,8	[Long et al., 2012]
XC1-6	10	1,25 ± 0,05	4,50 ± 0,19	1,17 ± 0,13	5 ± 0,5	1,86 ± 0,14	52,0 ± 4,5	27,9	[Long et al., 2012]
XC1-7	18	1,40 ± 0,05	5,26 ± 0,21	1,28 ± 0,15	5 ± 0,5	1,99 ± 0,16	59,9 ± 3,3	30,1	[Long et al., 2012]
ZC1-A	4	1,94 ± 0,07	10,05 ± 0,35	2,83 ± 0,20	7 ± 0,5	3,10 ± 0,24	234,7 ± 10,7	75,7	[Long et al., 2012]

Полевой номер	Глубина, м	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	w.c. (%)	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Возраст, тыс. лет	Источник
ZC1-B	3	2,00 ± 0,07	11,27 ± 0,42	4,02 ± 0,25	7 ± 0,5	3,75 ± 0,27	226,9 ± 4,2	60,5	[Long et al., 2012]
ZC1-C	2	1,32 ± 0,05	5,63 ± 0,26	1,59 ± 0,18	5 ± 0,5	2,35 ± 0,18	27,5 ± 0,7	11,7	[Long et al., 2012]
ZC1-D	1	1,38 ± 0,05	5,57 ± 0,26	1,39 ± 0,16	5 ± 0,5	2,45 ±0,18	12,6 ± 0,7	5,1	[Long et al., 2012]
XC2-A	18	1,74 ± 0,06	10,52 ± 0,37	2,87 ± 0,21	7 ± 0,5	3,25 ± 0,23	157,7 ± 4,1	48,5	[Long et al., 2012]
XC2-B	17	1,82 ± 0,07	10,63 ± 0,37	2,97 ± 0,23	7 ± 0,5	3,33 ± 0,24	146,3 ± 8,2	43,9	[Long et al., 2012]
XC2-C	15,6	1,53 ± 0,06	6,26 ± 0,27	1,48 ± 0,16	5 ± 0,5	2,45 ±0,18	82,3 ± 3,7	33,6	[Long et al., 2012]
XC2-D	9,5	1,45 ± 0,05	6,20 ± 0,27	1,50 ± 0,16	5 ± 0,5	2,37 ± 0,18	74,8 ± 3,8	31,5	[Long et al., 2012]
XC2-E	6	1,35 ± 0,05	5,16 ± 0,25	1,01 ± 0,15	5 ± 0,5	2,15 ± 0,16	61,0 ± 2,4	28,4	[Long et al., 2012]
XC2-F	1	1,23 ± 0,05	4,25 ± 0,23	1,39 ± 0,19	5 ± 0,5	1,99 ± 0,16	64,4 ± 3,5	32,4	[Long et al., 2012]
XC3	2	1,28 ± 0,05	5,94 ± 0,28	1,36 ± 0,18	5 ± 0,5	2,12 ± 0,17	56,4 ± 1,4	26,6	[Long et al., 2012]
XC4	8	1,15 ± 0,05	4,43 ± 0,24	1,32 ± 0,15	5 ± 0,5	1,89 ± 0,15	46,2 ± 2,1	24,5	[Long et al., 2012]

Приложение К

Результаты радиоуглеродного датирования

Таблица К.1 – Результаты радиоуглеродного датирования отложений (^{14}C)

Лаб. номер	Разрез / полевой номер	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст	
			Результат	Доверительный интервал	Медиана (вероятность 95,4%)	Доверительный интервал
СОАН-5667	ПП-2	торф	14220	175	**17313**	1054
СОАН-9638	НР-10	торф	7925	105	**8779**	563
СОАН-9921	К-1	древесина	1345	65	**1256**	288
СОАН-9922	НР-33 / 14 м	водорослевый мат	41110	2310	**45108**	10352
СОАН-9923	НР-33 / 16 м	водорослевый мат	42445	2540	**46383**	12130
СОАН-10022	НР-12 / (5)	торф	31520	660	**35939**	2989

Таблица К.2 – Результаты радиоуглеродного датирования отложений (AMS)

Лаб. номер	Разрез / полевой номер	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст	
			Результат	Доверительный интервал	Медиана (вероятность 95,4%)	Доверительный интервал
NSKA-1985	НР-8	остатки почвы, перекрытые эоловыми	2088	78	**2057**	237
NSKA-1986	НР-1	остатки пожара в подзоле	5111	97	**5845**	286
NSKA-1987	Пинго-1	заполнение морозобойного клина в бугре пучения	19800	175	**23839**	456
NSKA-1988	НК-1	морозобойный клин	13480	182	**16259**	565
NSKA-1989	К-5, суффозионная западина	морозобойный клин	10240	98	**11973**	535
NSKA-1990	НР-12, Правая Хетта,	ленточные глины	45440	450	**47746**	1117
NSKA-2070(1)	НР-22	целлюлоза	5	3	**современный**	
NSKA-2070(2)	НР-22	гумус	9	7	**современный**	
NSKA-2071	НР-24, слой 6	органика	46970	456	**49427**	1632
NSKA-2072(1)	НР-25, слой 4	целлюлоза	38180	357	**42336**	292
NSKA-2072(2)	НР-25, слой 4	гумус	38960	375	**42626**	326
NSKA-2073	НР-26, слой 1	органика	1370	67	**1285**	131
NSKA-2074	НР-26, слой 6	органика	33185	520	**37965**	1390
NSKA-2075	НР-26 (верх), между слоями 1 и 2	органика	421	74	**454**	123
NSKA-2076(1)	НР-26 (верх), между слоями 2 и 3	уголь	1809	73	**1709**	170
NSKA-2076(2)	НР-26 (верх), между слоями 2 и 3	гумус с угля	2056	84	**2015**	277
NSKA-2076(3)	НР-26 (верх), между слоями 2 и 3	гумус	1842	73	**1752**	180
NSKA-2077	НР-27, основание разреза	органика	22260	195	**26598**	519

Лаб. номер	Разрез / полевой номер	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст	
			Результат	Доверительный интервал	Медиана (вероятность 95,4%)	Доверительный интервал
NSKA-2078(1)	Мур-2 (низ)	гумус	527	55	**546**	78
NSKA-2078(2)	Мур-2 (низ)	гумус с угля	1212	95	**1129**	180
NSKA-2078(3)	Мур-2 (низ)	уголь	807	62	**724**	127
GV-3183	HP-32 30-40 sm	гумус	1379	70	**1292**	137
GV-3184	HP-32 60-70 sm	гумус	916	71	**826**	133
GV-3185	HP-32 100-110 sm	гумус	330	71	**388**	184
GV-3186	HP-32 130-135 sm	гумус	396	70	**433**	114
GV-3187(1)	HP-32 140-145 sm (1)	гумус	261	67	**309**	177
GV-3187(2)	HP-32 140-145 sm (2)	гумус	современный			
GV-3188	HP-32 170-174 sm	гумус	396	62	**436**	106
GV-3189	HP-32 210-215 sm	гумус	1857	66	**1770**	169
GV-3190(1)	HP-32 240 sm (1)	гумус	1827	64	**1731**	159
GV-3190(2)	HP-32 240 sm (2)	гумус	2058	58	**2015**	227
GV-3191(1)	HP-32 250 sm (1)	гумус	2702	73	**2821**	139
GV-3191(2)	HP-32 250 sm (2)	гумус	2613	76	**2728**	223
GV-3191(3)	HP-32 250 sm (3)	гумус	2589	54	**2715**	177
GV-3192(1)	HP-32 263 sm (1)	гумус	3541	84	**3827**	252
GV-3192(2)	HP-32 263 sm (2)	гумус	3129	92	**3331**	243
GV-3193	HP-32 296 sm	гумус	6890	130	**7739**	231
GV-3196	HP-33 90 sm	гумус	27530	368	**31552**	904
GV-3197	HP-33 290 sm	гумус	20160	235	**24245**	565
GV-3198	HP-33 340 sm (1)	гумус	40340	699	**43584**	947
GV-3199(1)	HP-33 340 sm (2)	гумус	43720	807	**46197**	1565
GV-3199(2)	HP-33 550 sm	гумус	30720	264	**35065**	555
GV-3194	HP-33 11250 sm	гумус	33950	545	**38886**	1505
GV-3195	HP-33 11750 sm	гумус	38740	803	**42640**	1033
GV-3250(1)	K-1, 12 см (1)	гумус	888	65	**799**	116
GV-3250(2)	K-1, 12 см (2)	гумус с угля	1637	69	**1515**	163
GV-3250(3)	K-1, 12 см (3)	уголь	1684	47	**1577**	144
GV-3182(1)	K-1, междюна, 10 см (1)	гумус	1129	71	**1042**	171
GV-3182(2)	K-1, междюна, 10 см (2)	гумус с угля	273	66	**332**	179
GV-3182(3)	K-1, междюна, 10 см (3)	уголь	549	46	**560**	68
GV-3649	HP-47 (клин низ)	морозобойный клин	9992	216	**11575**	833
GV-3650	HP-48 (1-20 см)	органика	1453	98	**1357**	186

Таблица К.3 – Результаты радиоуглеродного датирования эоловых отложений по литературным данным

Лаб. номер (полевой номер)	Координаты		Местоположение (номер точки наблюдения)	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст, медиана (вероятность 95,4%)	Источник
	с. ш.	в. д.			Результат	Доверительный интервал		
7121-260	70°27'07,769"	75°48'25,549"	7121	растительный детрит + алеврит	27600	500	**31720**	[Лист R-43..., 2019]
7121-261	70°27'07,769"	75°48'25,549"	7121	растительный детрит + алеврит	27400	400	**31477**	[Лист R-43..., 2019]
7121-262	70°27'07,769"	75°48'25,549"	7121	растительный детрит + алеврит	28900	600	**33234**	[Лист R-43..., 2019]
7119-212	70°17'08,394"	75°47'48,995"	7119	растительный детрит + алеврит	27900	700	**32209**	[Лист R-43..., 2019]
7119-213	70°17'08,394"	75°47'48,995"	7119	растительный детрит + алеврит	24300	400	**28495**	[Лист R-43..., 2019]
7119-226	70°17'12,692"	75°48'01,703"	7119	растительный детрит + алеврит	24300	400	**28495**	[Лист R-43..., 2019]
7184-28	71°07'38.727"	80°22’48,2 95"	7184	растительный детрит	40300	600	**44441**	[Лист R-44..., 2019]
7194-83	71°01'17.047"	79°50’11,029”	7194	растительный детрит	35000	500	**40180**	[Лист R-44..., 2019]
7193-82	71°00'54.224"	79°47'59,338”	7193	песок + растительный войлок	38200	1100	**42423**	[Лист R-44..., 2019]
7296	72°22'37,62"	70°12'27,10"	7296	растительный детрит	1880	60	**1793**	[Nazarov et al., 2022]
7053	71°08'29,336"	68°47'51,645"	7053	растительный детрит	13470	140	**16236**	[Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022]
7053	71°08'29,336"	68°47'51,645"	7053	растительный детрит	13570	130	**16390**	[Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022]
7053	71°08'29,336"	68°47'51,645"	7053	растительный детрит	14110	260	**17172**	[Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022]
7043	71°03'52,10"	69°08'00,60"	7043	растительный детрит	34710	470	**39914**	[Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022]
7043	71°03'52,10"	69°08'00,60"	7043	растительный детрит	42580	1640	**45672**	[Лист R-42..., 2015; Nazarov et al., 2022]
NSRL-10312	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 4,70 км	растительный детрит	25100	560	**29401**	[Forman et al., 2002]
NSRL-10311	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 4,70 км	растительный детрит	27300	430	**31416**	[Forman et al., 2002]
AA-26946	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 4,73 км	растительный детрит	28280	421	**32497**	[Forman et al., 2002]
AA-26947	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 4,73 км	растительный детрит	27450	320	**31468**	[Forman et al., 2002]

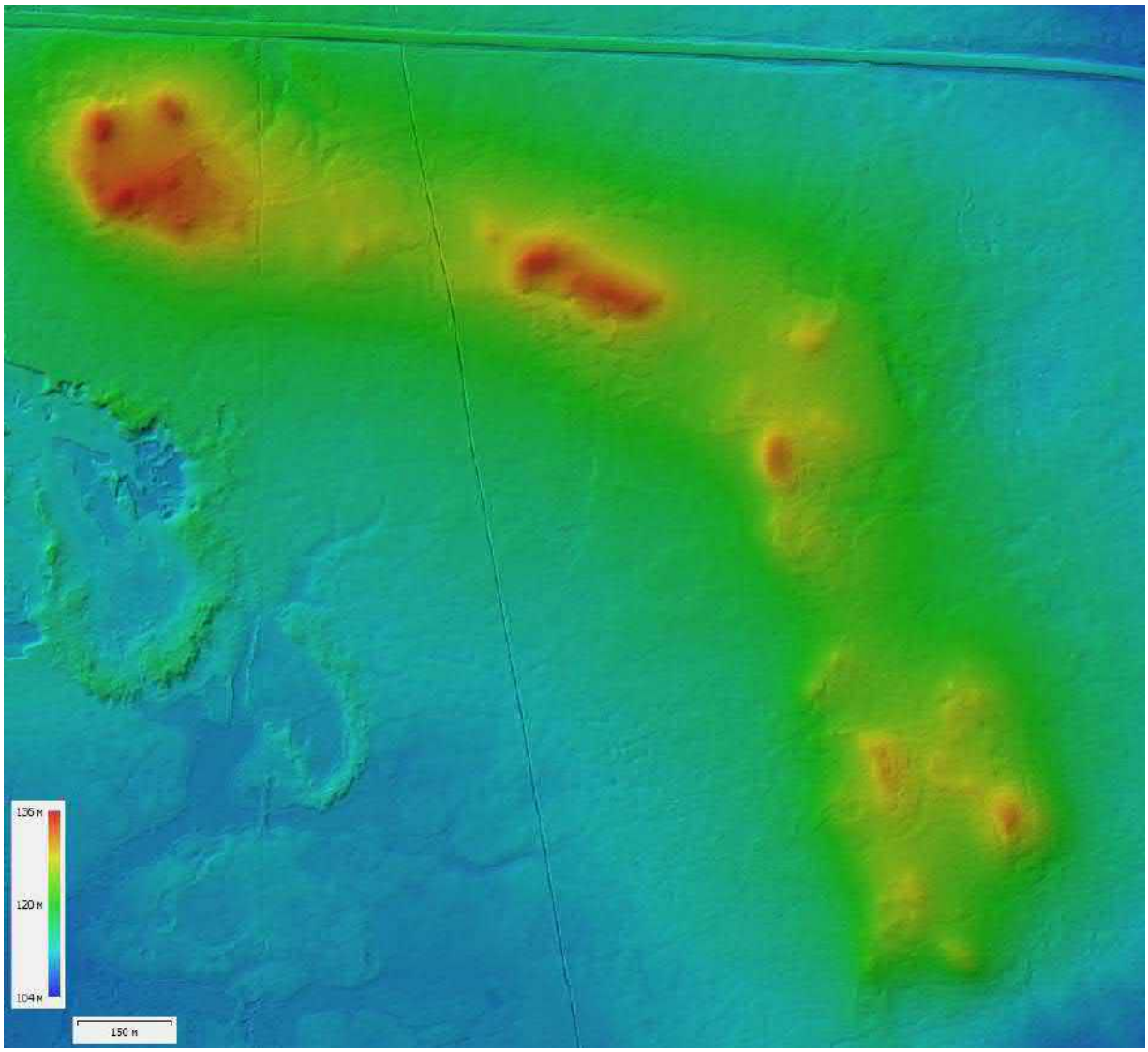
Лаб. номер (полевой номер)	Координаты		Местоположение (номер точки наблюдения)	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст, медиана (вероятность 95,4%)	Источник
	с. ш.	в. д.			Результат	Доверительный интервал		
AA-26948	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 4,73 км	растительный детрит	26230	260	**30520**	[Forman et al., 2002]
AA-26949	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 1,61 км	растительный детрит	15025	95	**18453**	[Forman et al., 2002]
AA-26950	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 1,61 км	растительный детрит	14280	90	**17364**	[Forman et al., 2002]
AA-26951	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 1,61 км	растительный детрит	13225	85	**15883**	[Forman et al., 2002]
AA-26952	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 1,61 км	растительный детрит	12220	75	**14156**	[Forman et al., 2002]
AA-26962	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,04 км	растительный детрит	16360	120	**19748**	[Forman et al., 2002]
AA-26961	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,04 км	растительный детрит	15020	120	**18421**	[Forman et al., 2002]
AA-26960	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,04 км	растительный детрит	14140	100	**17202**	[Forman et al., 2002]
AA-26959	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,04 км	растительный детрит	13845	80	**16809**	[Forman et al., 2002]
AA-26958	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,04 км	растительный детрит	12980	80	**15529**	[Forman et al., 2002]
AA-26965	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 2,51 км	растительный детрит	13975	95	**16988**	[Forman et al., 2002]
AA-26964	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 3,39 км	растительный детрит	13060	100	**15648**	[Forman et al., 2002]
AA-26966	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, участок 3,39 км	растительный детрит	13990	100	**17010**	[Forman et al., 2002]
Tin-1059	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	мох	13830	260	**16763**	[Гатауллин, 1988]
Tin-1026	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	растительный детрит	13970	140	**16968**	[Гатауллин, 1988]
GIN-5197	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	мох	13280	150	**15967**	[Болиховский и др., 1989]
GIN-5196	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	мох	13340	200	**16058**	[Болиховский и др., 1989]
AA-20496	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	растительный детрит	14160	120	**17220**	[Forman et al., 2002]

Лаб. номер (полевой помер)	Координаты		Местоположение (номер точки наблюдения)	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст, медиана (вероятность 95,4%)	Источник
	с. ш.	в. д.			Результат	Доверительный интервал		
AA-20495	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	растительный детрит	13780	190	**16701**	[Forman et al., 2002]
AA-20494	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	растительный детрит	13750	110	**16669**	[Forman et al., 2002]
AA-20493	69°44'30,33"	66°48'43,80"	Марресале, район метеостанции	растительный детрит	13265	150	**15946**	[Forman et al., 2002]
ЛУ-4555 (00-502)	66°33'06.76"	67°49'17.54"	Аксарка, основание лессовидного алеврита	торфянистый ил с веточками	27840	310	**31826**	[Астахов, Назаров, 2010]
ЛУ-4763 (01-178)	65°55'07.01"	65°20'13.50"	Шур-1, верхняя часть лессовидного алеврита	фрагменты кустарника	12800	150	**15284**	[Астахов, Назаров, 2010]
He1-4023 (363-YuV/77)	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	торф коричневый	17290	250	**20904**	[Васильчук и др., 2000]
He1-3942	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	торф коричневый	11620	150	**13486**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-2473	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	22700	300	**26979**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-2475	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	22600	600	**26880**	[Васильчук и др., 2000]
He1-4043	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	24460	650	**28725**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-8931	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	22510	330	**26790**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-2474	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	23500	400	**27731**	[Васильчук и др., 2000]
He1-4046	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	22850	440	**27116**	[Васильчук и др., 2000]
He1-4056	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	25300	900	**29607**	[Васильчук и др., 2000]
He1-3943	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	27890	90	**31792**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-2476	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	24300	300	**28480**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН- 8936	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	29500	400	**33999**	[Васильчук и др., 2000]
ГИН-2477	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	Торф коричневый	30100	1500	**34785**	[Васильчук и др., 2000]

Таблица К.4 – Результаты радиоуглеродного датирования морозобойных клиньев по литературным данным

Лаб. номер	Координаты		Местоположение	Материал образца	Радиоуглеродный возраст		Калиброванный возраст, медиана (вероятность 95,4%)	Источник
	с. ш.	в. д.			Результат	Доверительный интервал		
IGANAMS 5970			*Pyul'ky site*	гумус	8890	30	**10029**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5969			*Pyul'ky site*	гумус	9090	30	**10237**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5968			*Pyul'ky site*	гумус	9780	30	**11213**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5967			*Pyul'ky site*	гумус	11335	35	**13220**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5977			*Khetta 1 site, 130 cm*	гумус	8170	30	**9100**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5974			*Khetta 1 site, 280 cm*	органика	10290	30	**12015**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5975			*Khetta 1 site, 180 cm*	гумус	10840	30	**12759**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5976			*Khetta 1 site, 160 cm*	гумус	13830	40	**16800**	[Sheinkman et al., 2024]
Ki-19420			*Khetta 1 site*	гумус	14170	240	**17246**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5971			*Khetta 2 site, 210 cm*	гумус	9950	30	**11346**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 6648			*Razduv site, profile 1, 20 cm*	гумус	10000	30	**11474**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 6649			*Razduv site, profile 2, 50 cm*	гумус	10610	35	**12652**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 5978			*Razduv site, profile 3a*	гумус	11200	35	**13122**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 6654			*Pangody site, profile 2, 200 cm*	уголь	11275	30	**13158**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 6653			*Pangody site, profile 1, 20 cm*	гумус	11720	35	**13552**	[Sheinkman et al., 2024]
Ki-19425			*Longyugan 2017 site, profile 6*		8340	150	**9307**	[Sheinkman et al., 2024]
Ki-19424			*Longyugan 2017 site, profile 5*		8540	140	**9540**	[Sheinkman et al., 2024]
Ki-19427			*Longyugan 2017 site, profile 7*		9240	130	**10434**	[Sheinkman et al., 2024]
IGANAMS 6663			*Longyugan 2018 site, profile 18, 300 cm*	гумус	10000	30	**11468**	[Sheinkman et al., 2024]
GrA-10538	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	микроорганика	14550	100	**17768**	[Васильчук и др., 2000]
GrA-10539	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	микроорганика	14720	100	**18032**	[Васильчук и др., 2000]
GrA-10536	70°10'19,22"	72°33'12,59"	Сеяха	микроорганика	20960	140	**25266**	[Васильчук и др., 2000]

Детальные цифровые модели ледникового и водно-ледникового рельефа



Шкала показывает перепад относительных высот

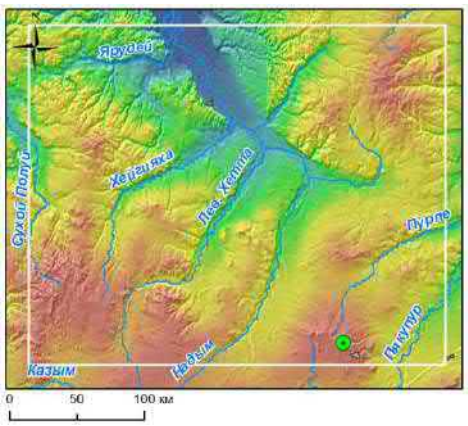
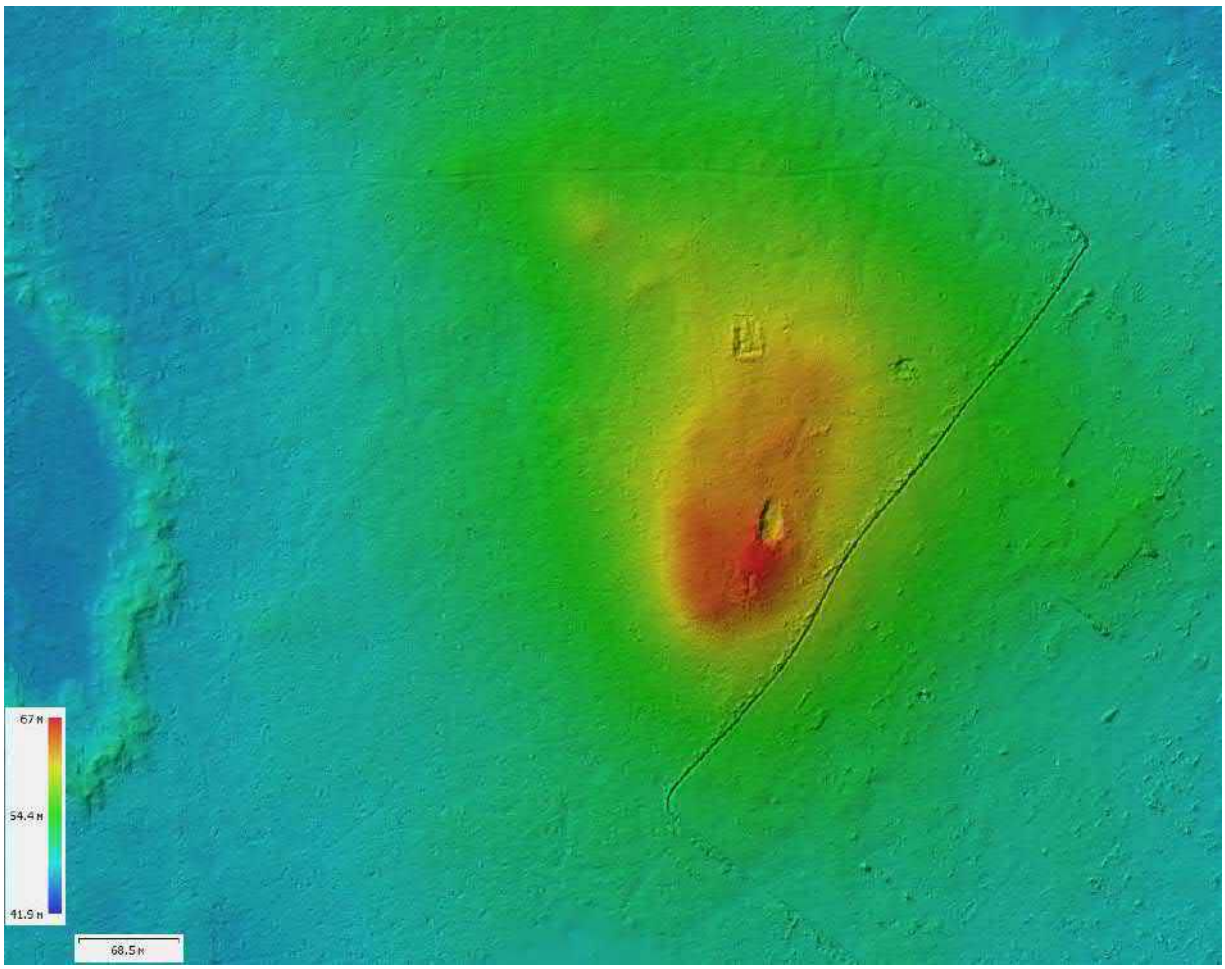




Рисунок Л.1 – Участок 1 (N63,840907° E74,408889°, северо-западнее г. Муравленко) – камообразные холмы: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина одного из холмов (фото О.С. Сизова, 2018)



Шкала показывает перепад относительных высот

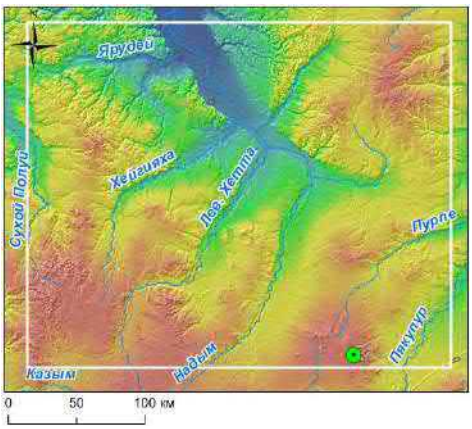
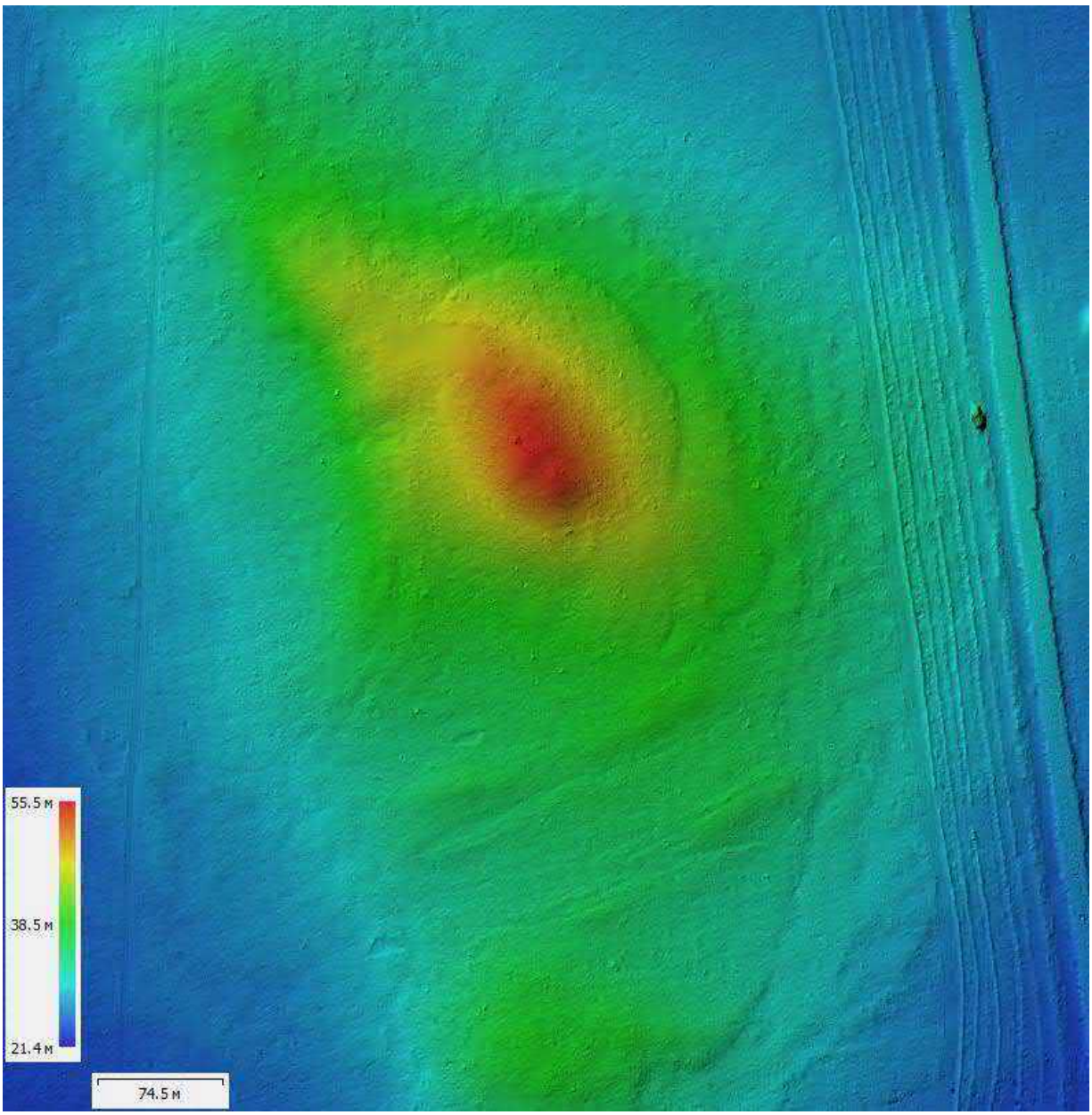




Рисунок Л.2 – Участок 2 (N63,815316° E74,440818°, район СНТ г. Муравленко, разрез Мур-1) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2018)



Шкала показывает перепад относительных высот

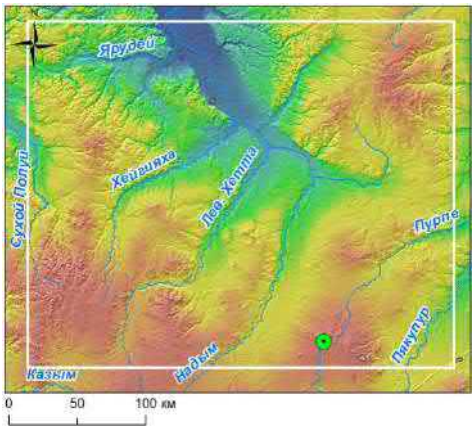
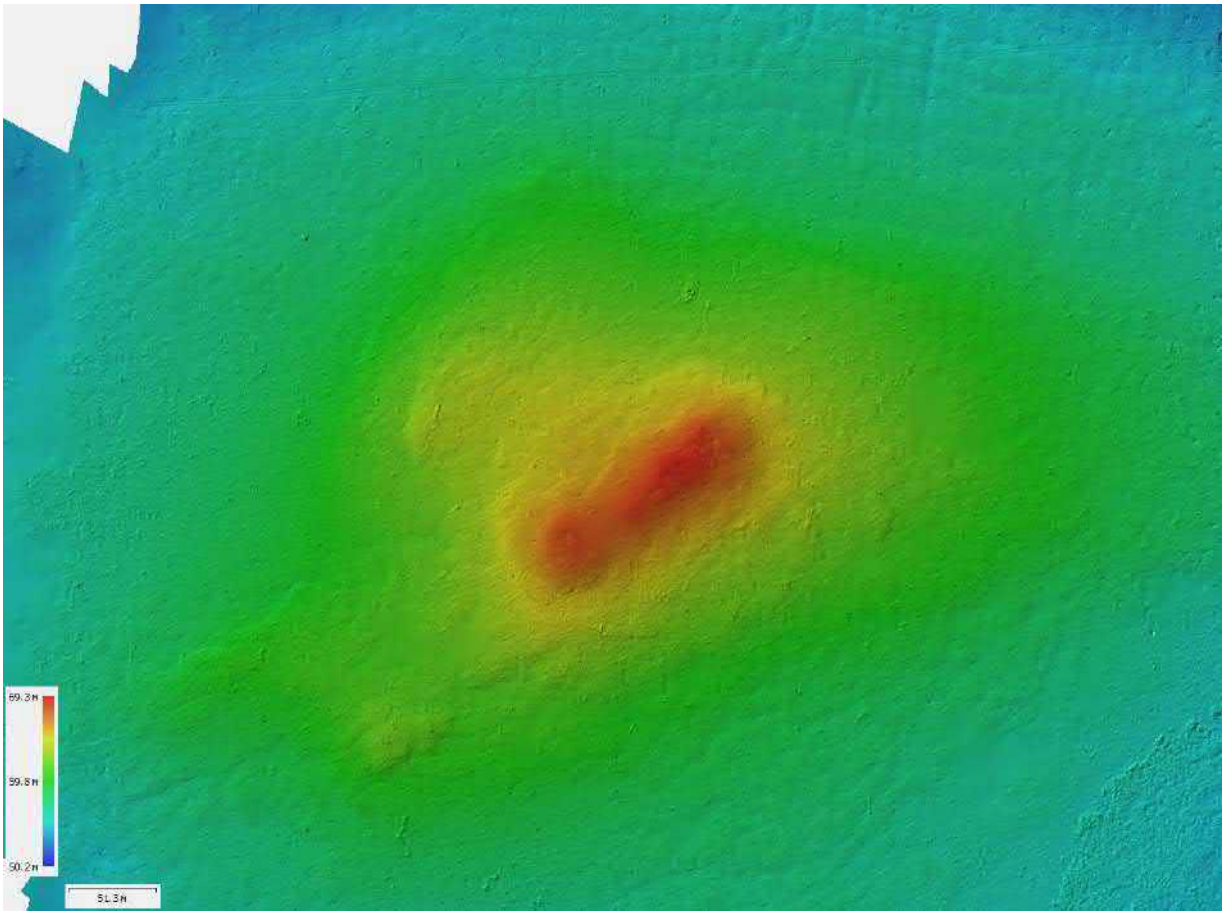




Рисунок Л.3 – Участок 3 (N63,919429° E73,990722°, истоки р.Пурпе, район Романовского месторождения) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2020)



Шкала показывает перепад относительных высот

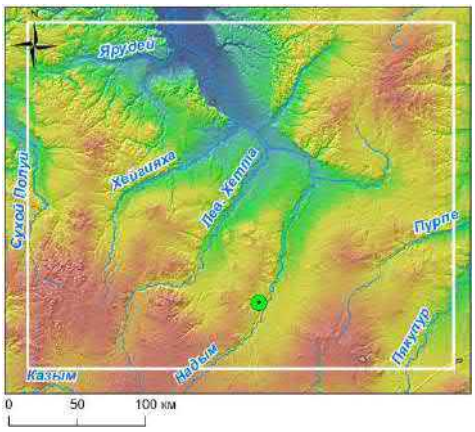
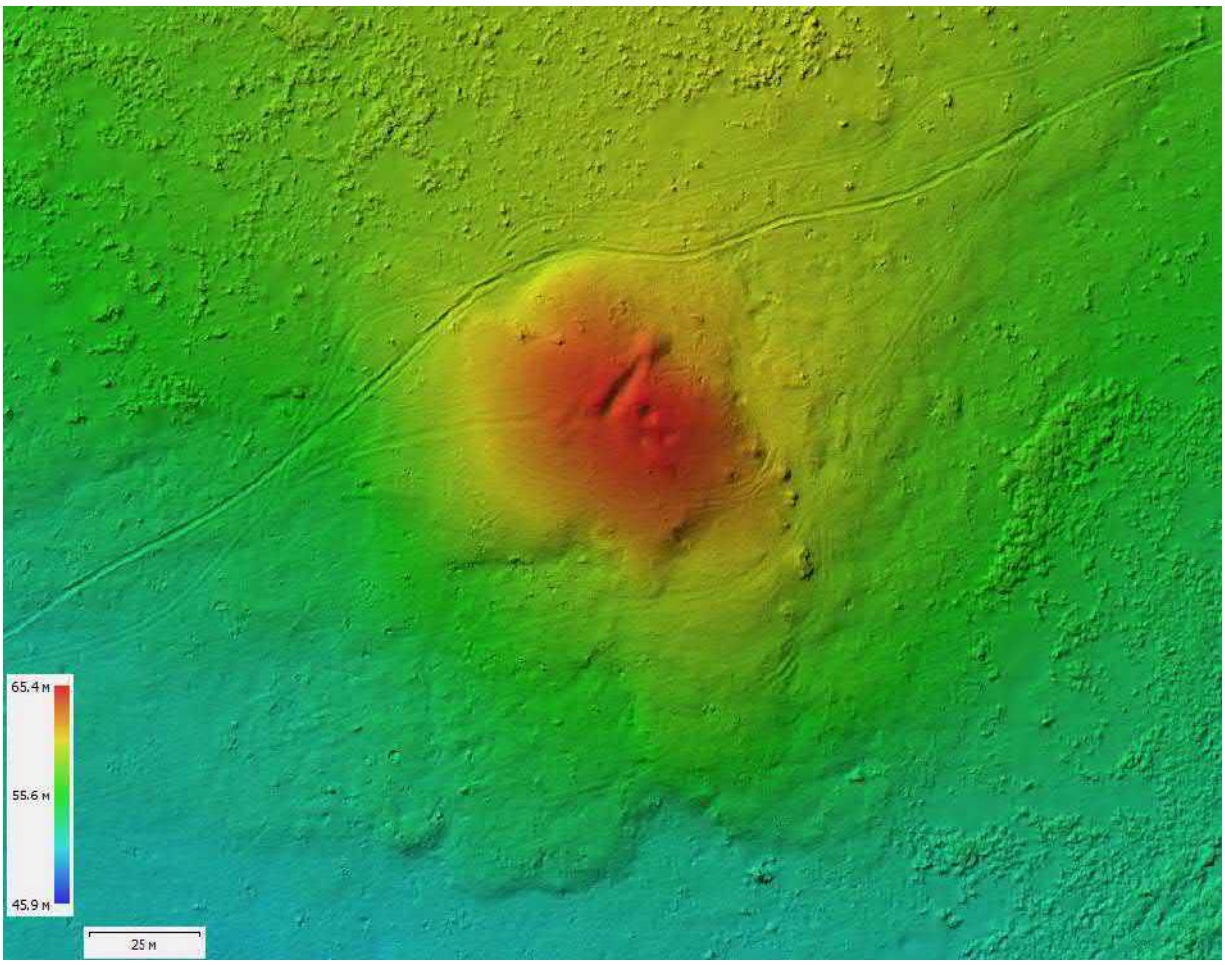




Рисунок Л.4 – Участок 4 (N64,206817° E73,075080°, среднее течение р.Надым, разрез НР-44) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – галечник на вершине холма (фото О.С. Сизова, 2021)



Шкала показывает перепад относительных высот

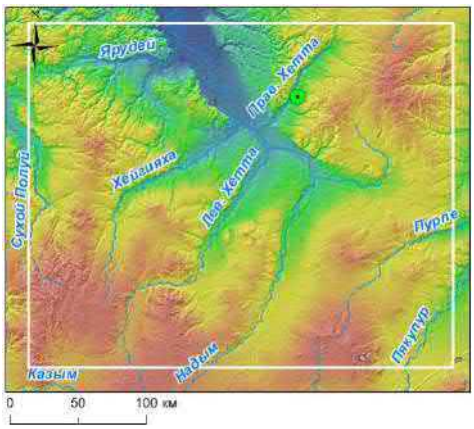
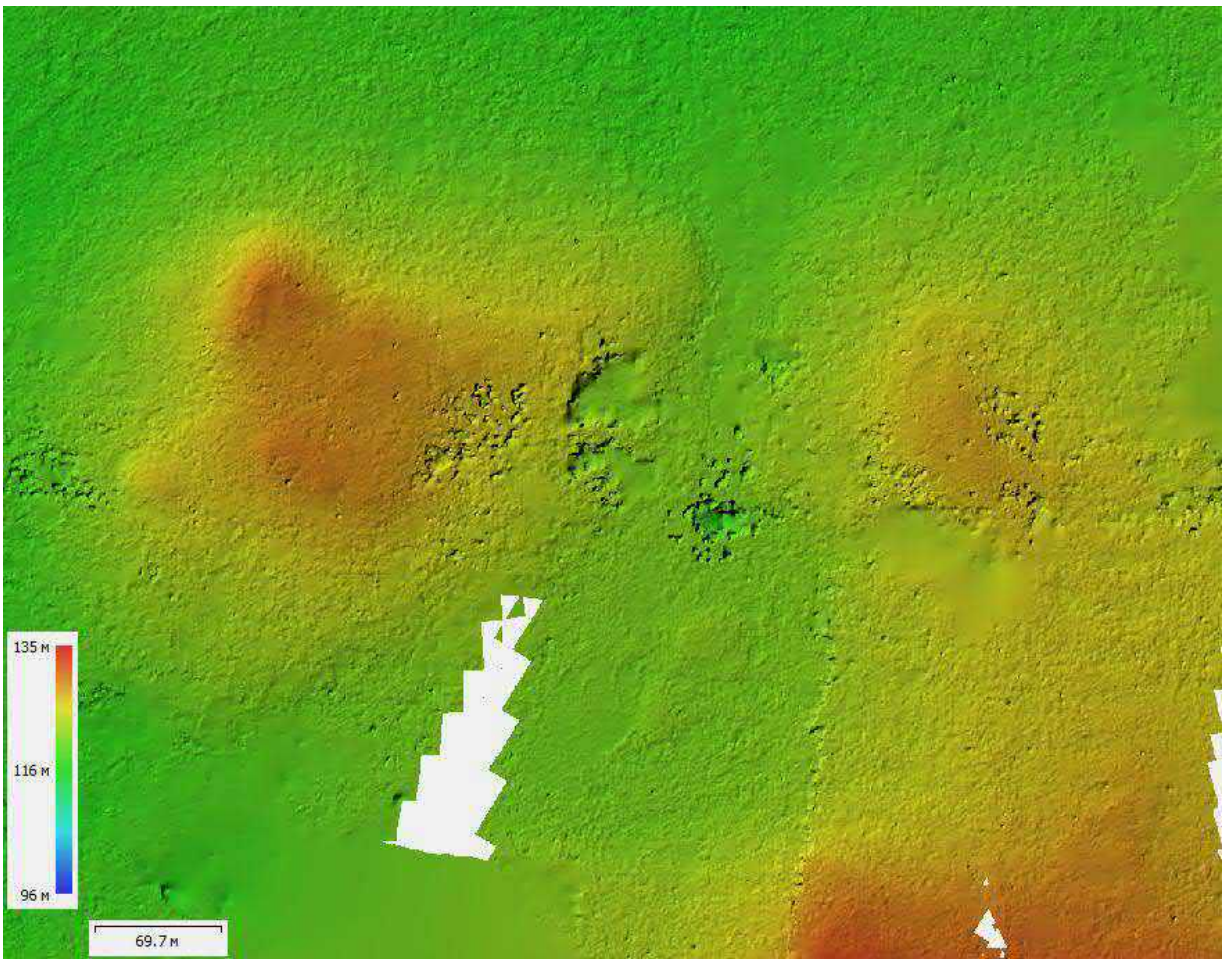




Рисунок Л.5 – Участок 5 (N65,530273° E73,875186°, нижнее течение р. Правая Хетта, разрез НР-13/14) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2017)



Шкала показывает перепад относительных высот

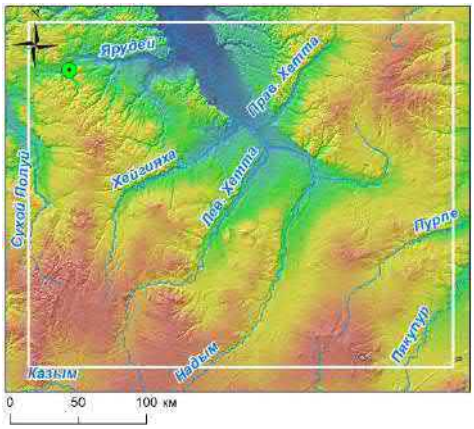
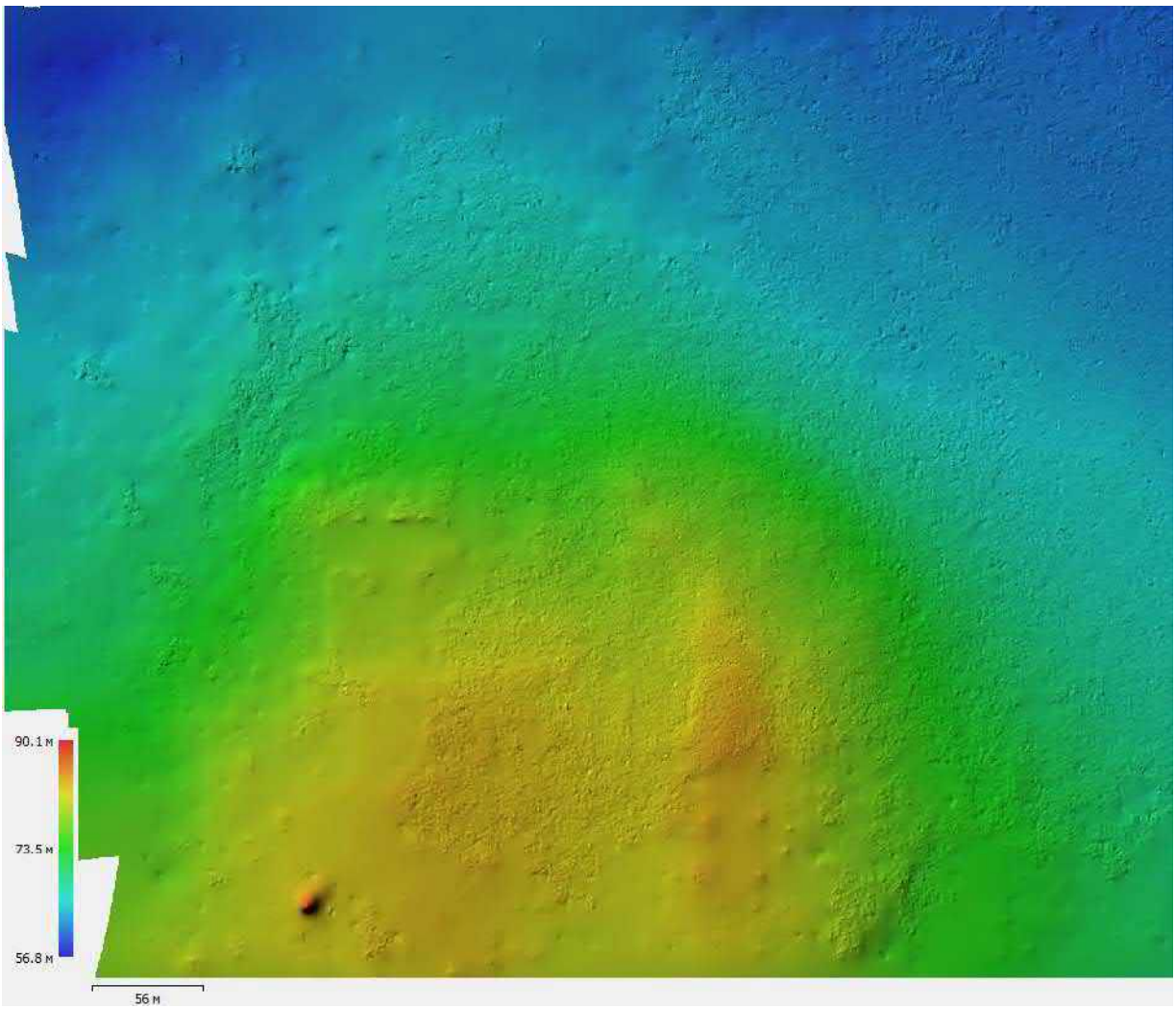




Рисунок Л.6 – Участок 6 (N65,772134° E70,282222°, верхнее течение р. Ярудей, район устья р. Лимбяяха, южнее разрезов НР-20 и НР-31) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2018)



Шкала показывает перепад относительных высот

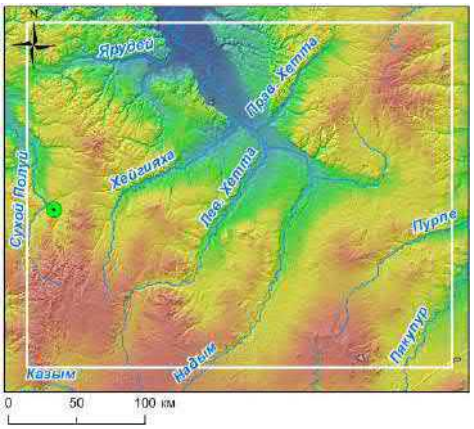
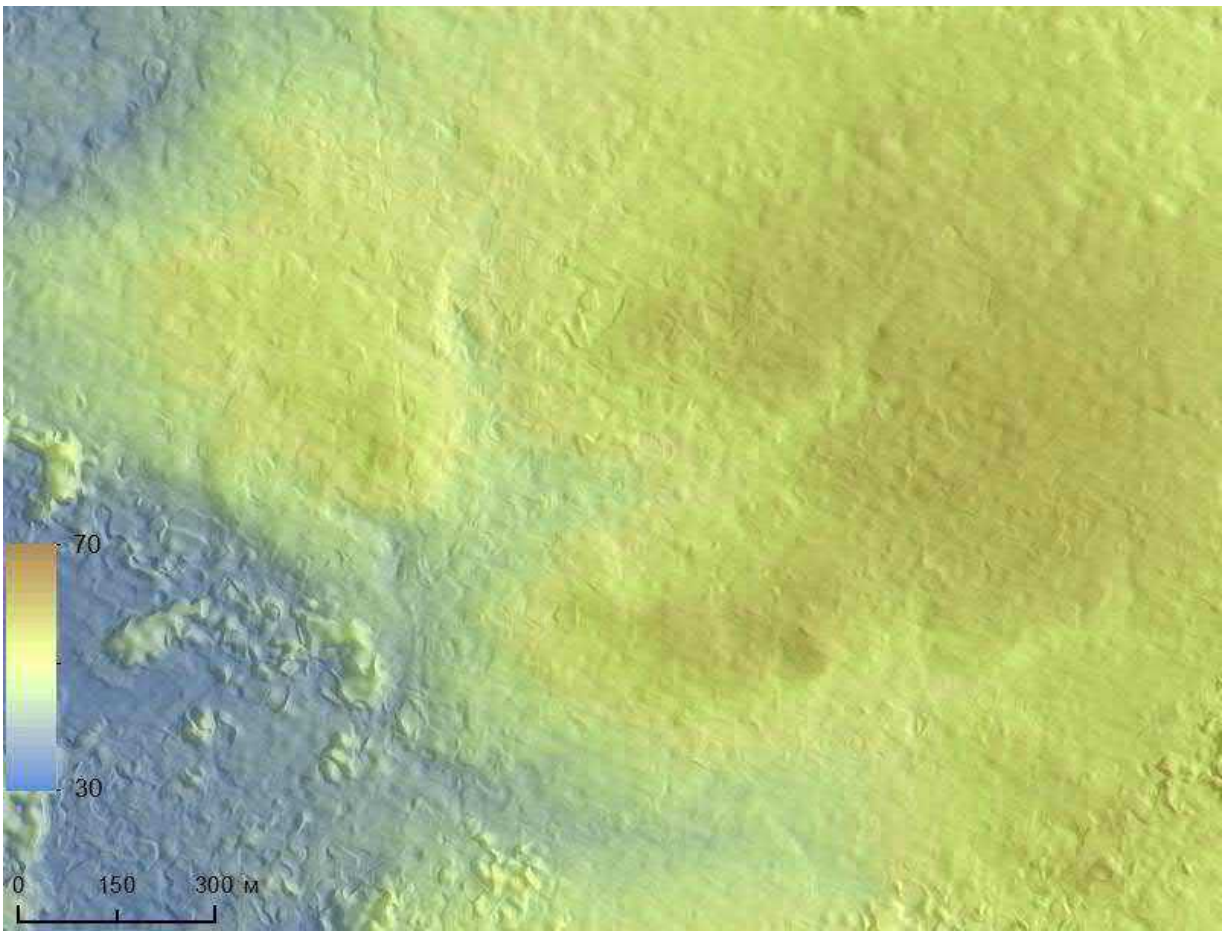




Рисунок Л.7 – Участок 7 (N64,868743° E70,033901°, нижнее течение р.Бол. Хулымъёган, разрез НР-63) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2022)



Шкала показывает перепад относительных высот

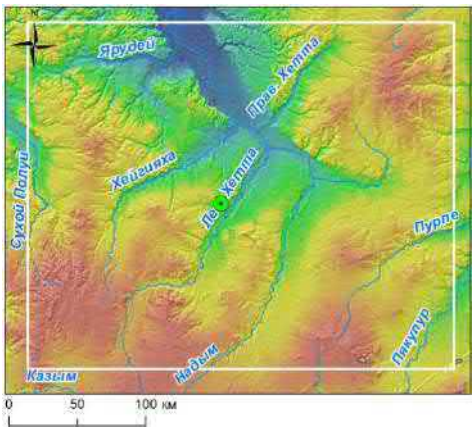
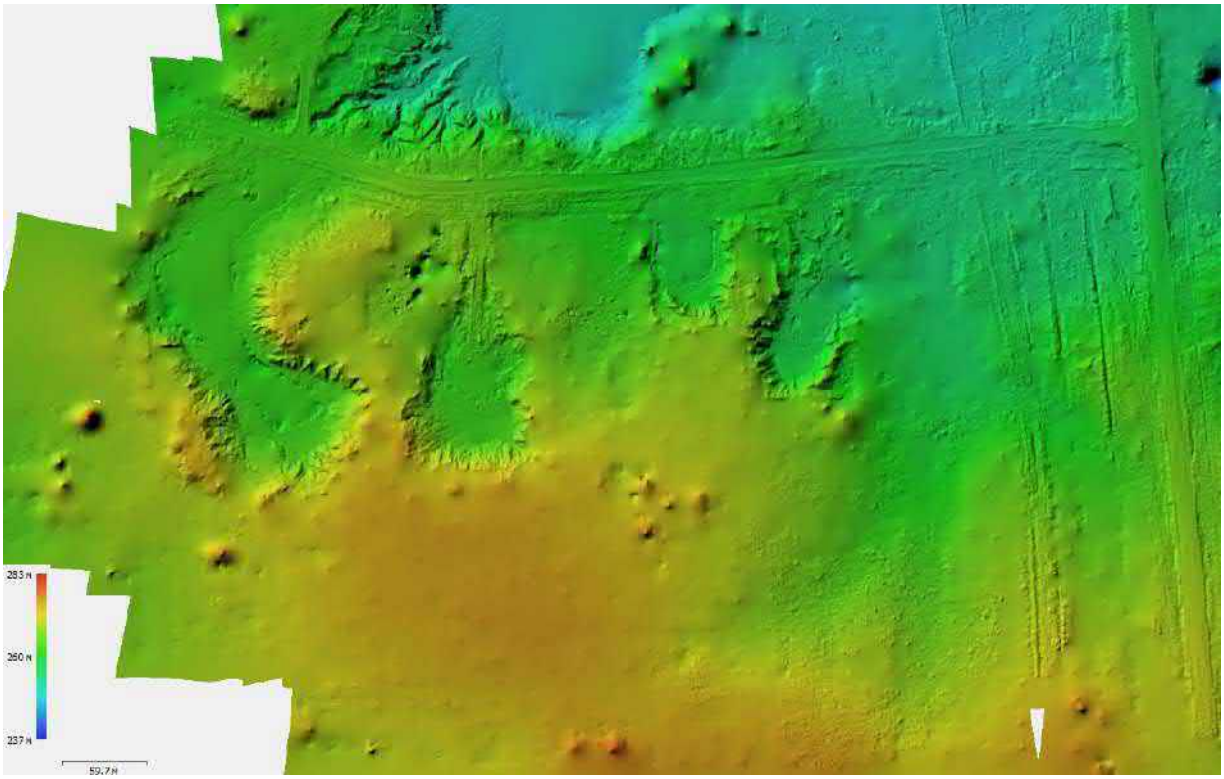




Рисунок Л.8 – Участок 8 (N64,876146° E72,566903°, среднее течение р.Лев.Хетта, разрез НР-74) – камообразный холм: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина холма (фото О.С. Сизова, 2022)



Шкала показывает перепад относительных высот



Песчаный отторженец в морене



Валунный материал в морене

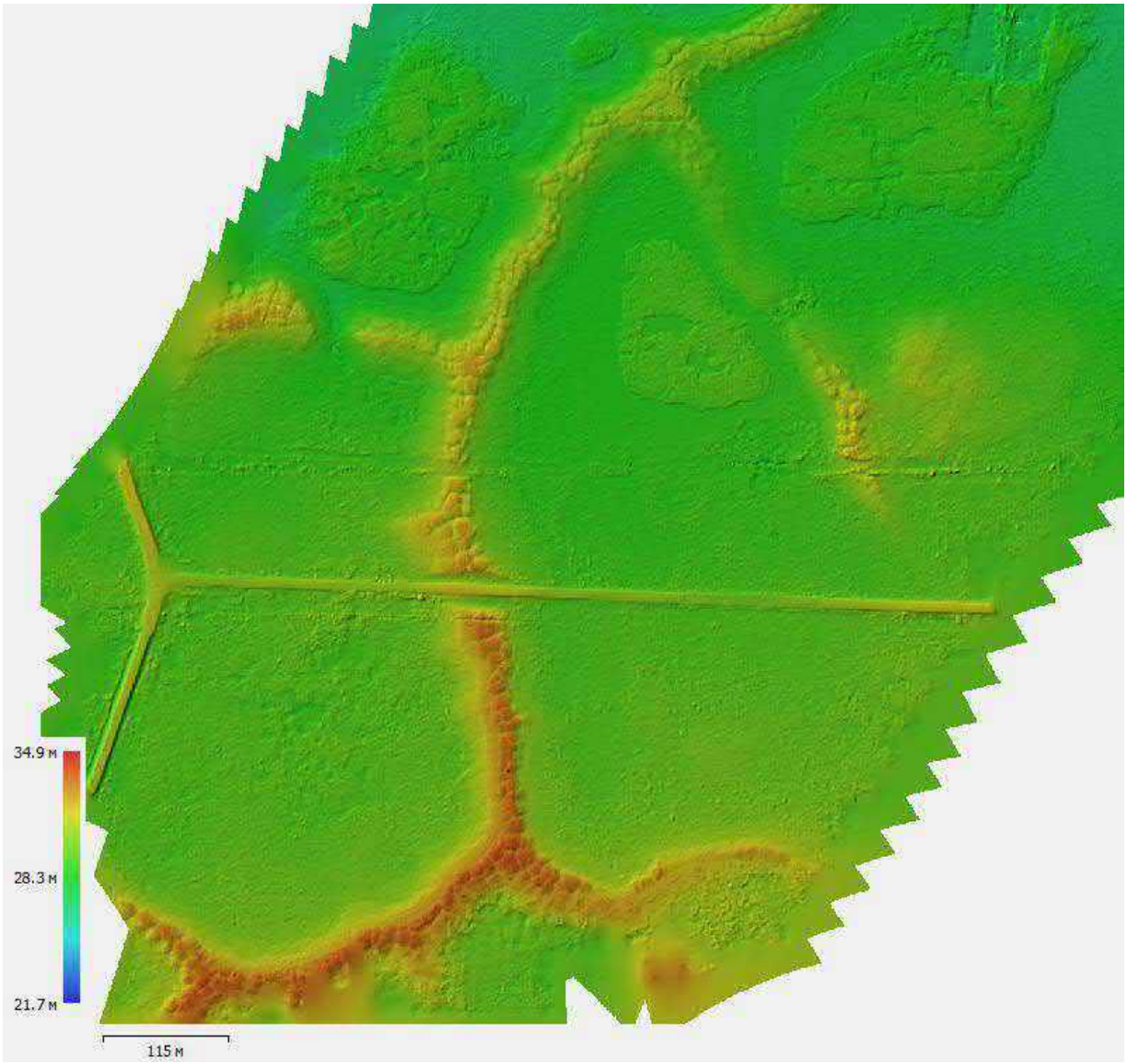


Песчаный отторженец в морене



Валунный материал на поверхности морены

Рисунок Л.9 – Участок 9 (N61,607347° E77,596187°, Аганский увал, район Тюменского месторождения, разрез НВ-3) – конечно-моренная гряда: вверху – ЦМР; внизу – фото О.С. Сизова, Коркина С.Е., 2020



Шкала показывает перепад относительных высот

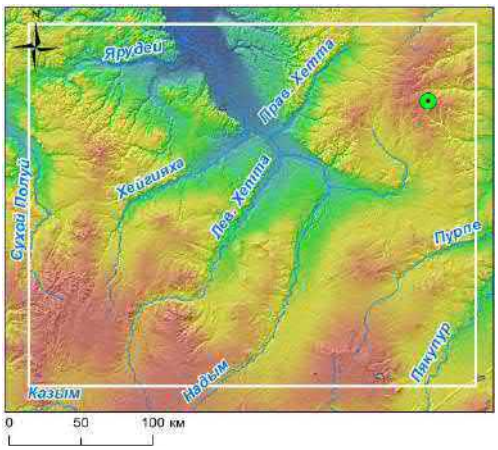
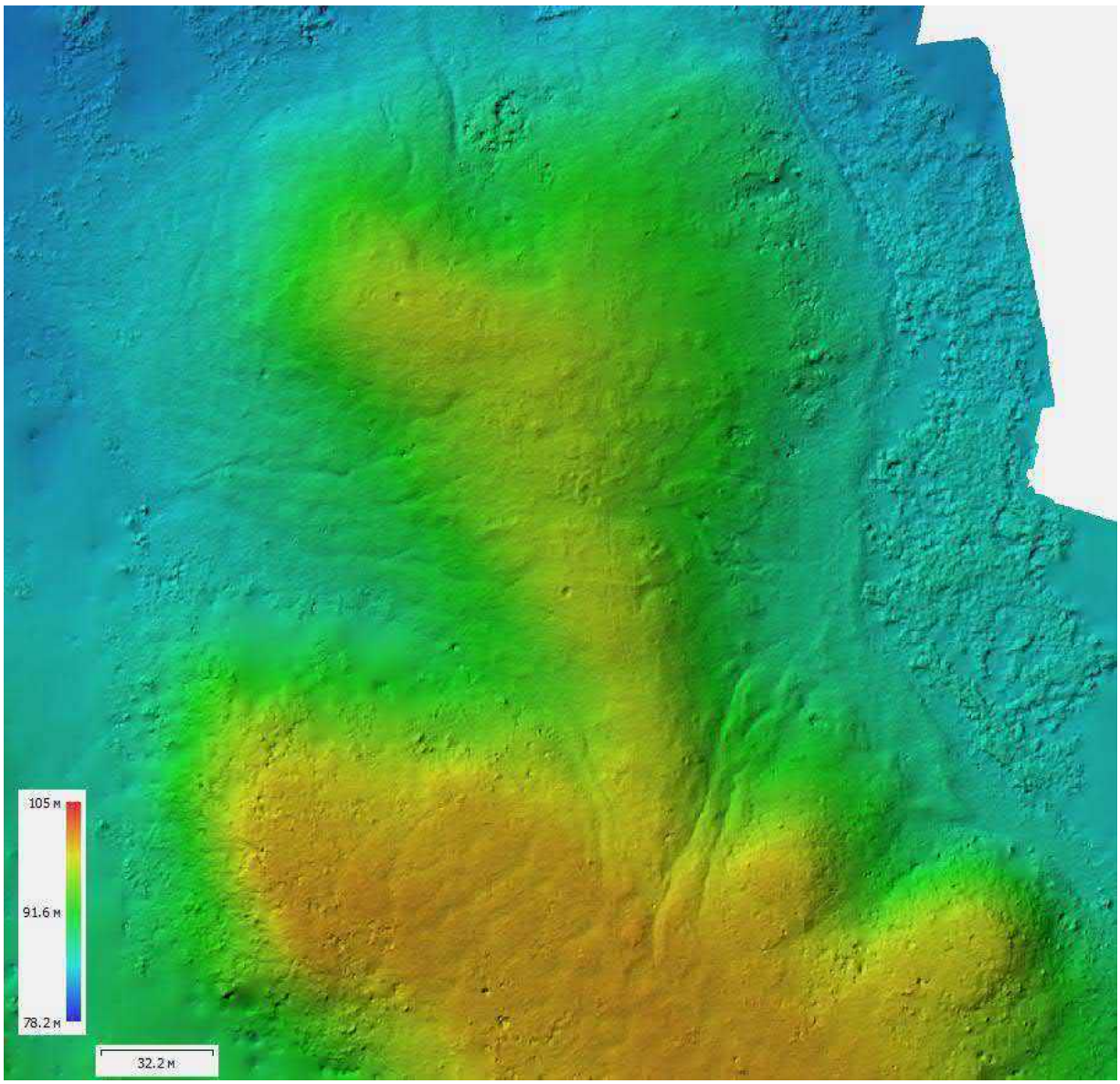




Рисунок Л.10 – Участок 10 (N65,471932° E75,589983°, водораздел рр. Ягенетта, Сев.Тыдэотта и Танлова, район Ямсовейского месторождения) – оз (эскер): вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – поперечный разрез оза (фото О.С. Сизова, 2021)



Шкала показывает перепад относительных высот

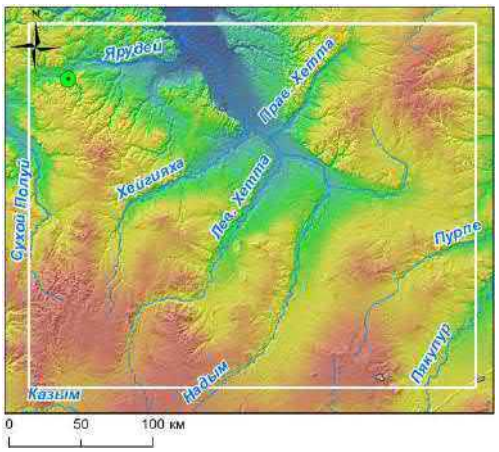
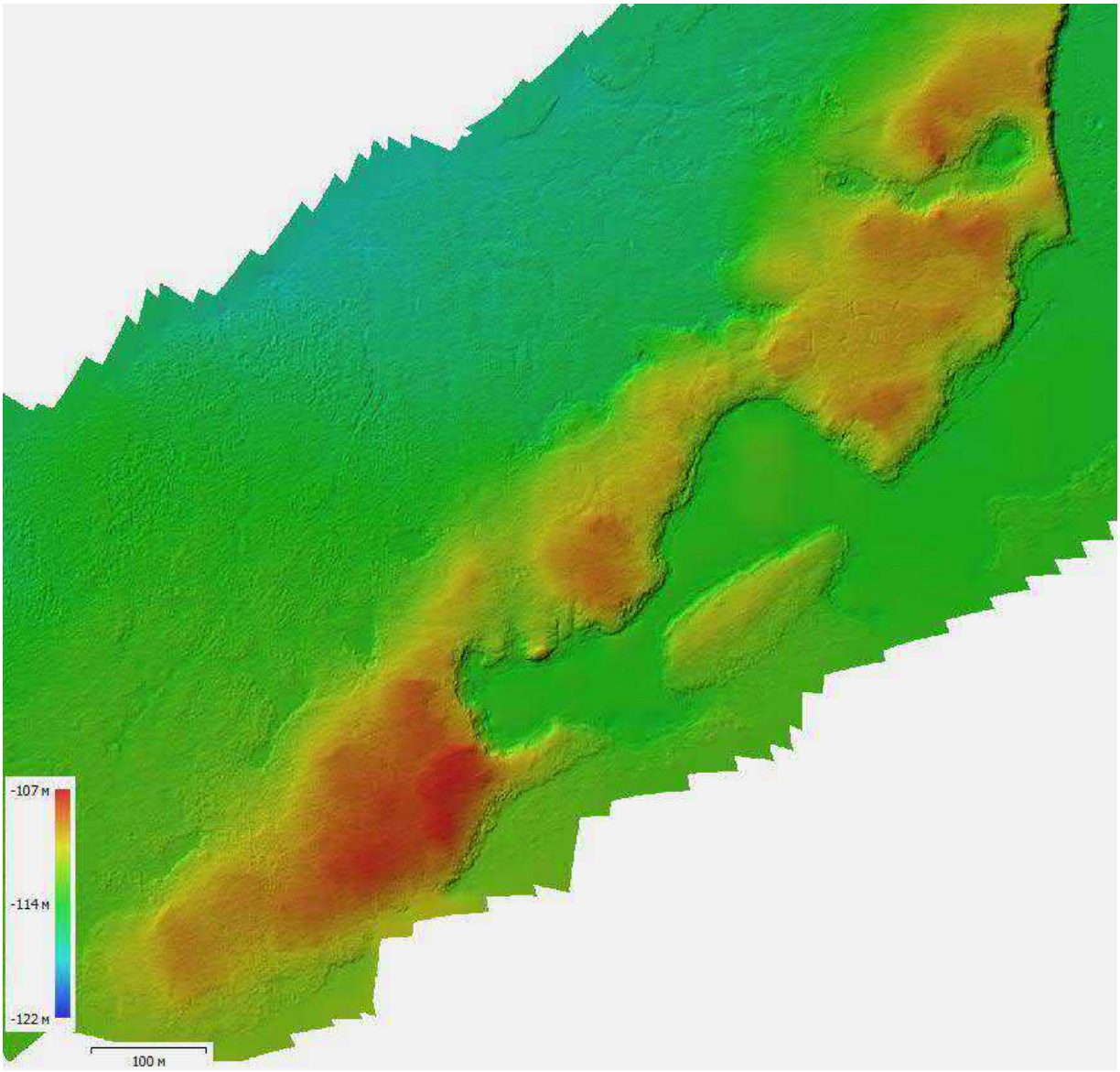




Рисунок Л.11 – Участок 11 (N66,831742° E74,698717°, верхнее течение р.Ярудей, район устья р. Лимбяяха, западнее разрезов НР-20 и НР-31) – конус выноса оза: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – общий вид конуса выноса (фото О.С. Сизова, 2018)



Шкала показывает перепад относительных высот

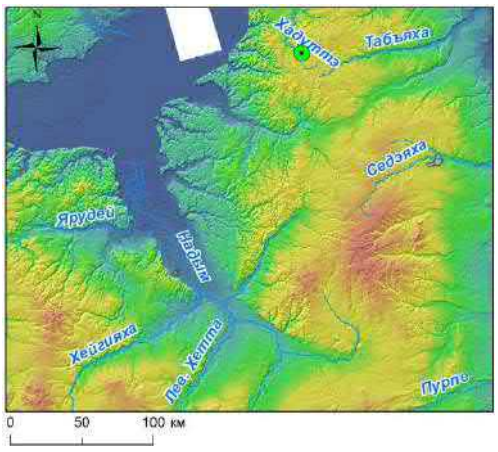
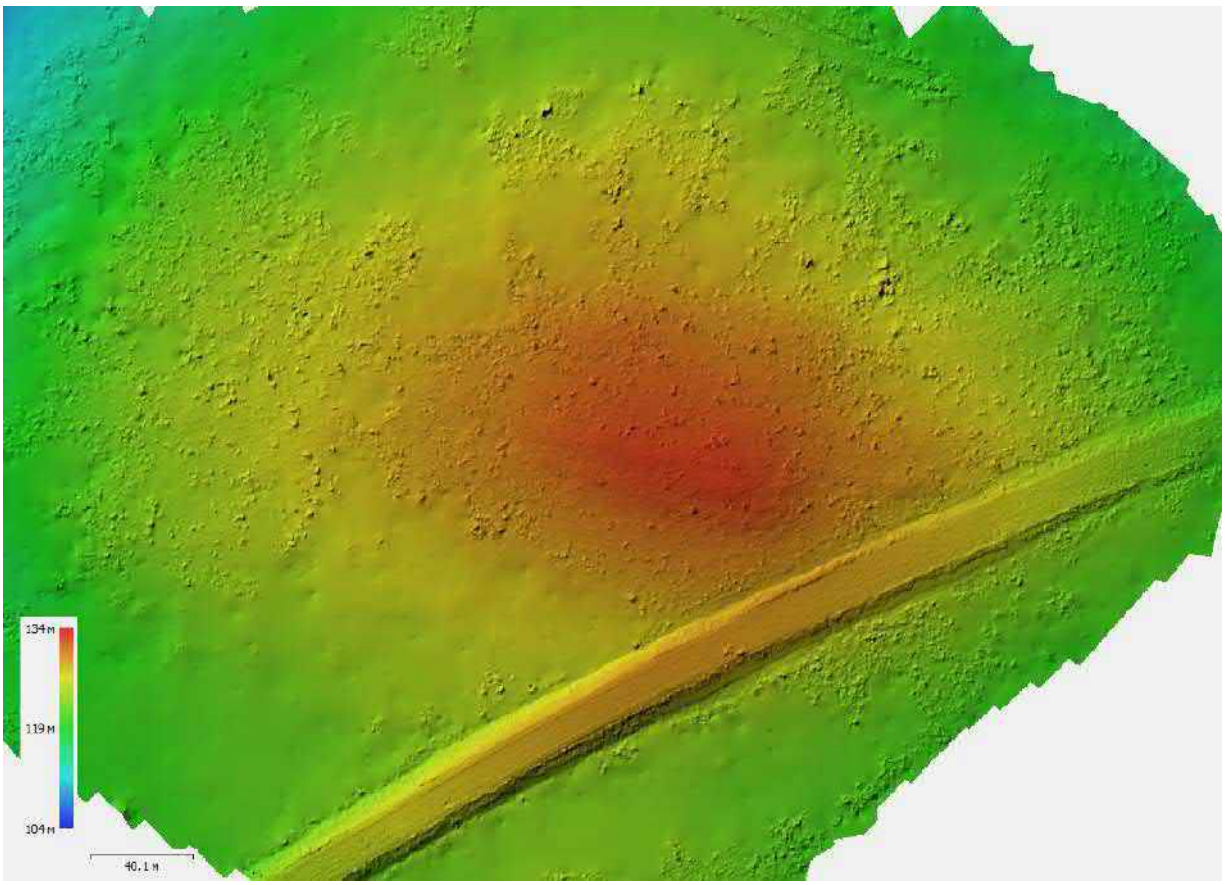




Рисунок Л.12 – Участок 12 (N64,876146° E72,566903°, верхнее течение р.Хадуттэ, разрез HP-54) – линейная гряда: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – подножье гряды у уреза озера (фото О.С. Сизова, 2021)



Шкала показывает перепад относительных высот

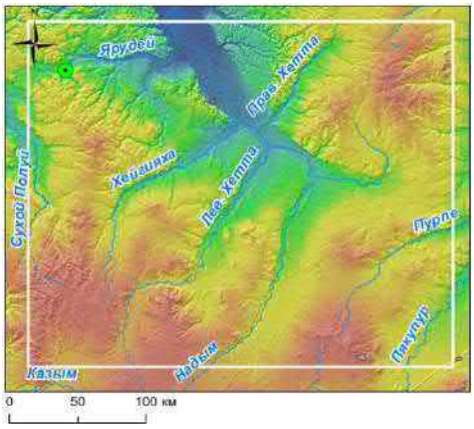




Рисунок Л.13 – Участок 13 (N65,762374° E70,220564°, среднее течение р. Ярудей, район устья р. Лимбяяха, западнее разрезов НР-20 и НР-31) – линейная гряда: вверху – ЦМР; внизу слева – обзорная карта; внизу справа – вершина гряды (фото О.С. Сизова, 2018)

Результаты расчетов климатических показателей

Таблица М.1 – Годовые значения индекса мобильности дюн *M*

Год	Марре-сале	Анти-паюта	Салехард	Надым	Тарко-Сале	Ханты-Мансийск	Алексан-дровское	Тобольск	Тара	Курган	Омск
1966	31,7		8,1	3,6	5,2	6,6	7,2	7,8	6,0	8,6	3,8
1967	58,1	26,1	9,0	3,8	9,2	3,0	3,7	3,8	4,2	5,5	1,9
1968	33,0	17,5	10,9	3,8	6,1	6,4	5,9	5,6	4,6	7,7	1,7
1969	28,1	27,8	13,7	6,8	5,4	6,0	3,9	3,7	2,8	6,1	3,6
1970	42,8	16,8	29,9	7,3	3,9	9,4	6,5	4,0	3,8	5,0	4,3
1971	27,6	20,0	14,6	8,9	4,8	4,0	5,9	3,5	3,1	4,8	2,8
1972	33,3	30,0	17,7	10,3	8,0	1,3	4,5	3,4	4,0	5,7	2,4
1973			16,9	5,4	7,8	1,0	4,2	3,2	2,4	4,6	2,3
1974			15,5	5,0	11,8	4,0	2,1	4,2	3,0	3,7	2,6
1975			9,5	5,2	8,3	5,2	2,8	8,3	3,4	9,8	2,7
1976			16,0	6,4	6,9	0,8	3,6	2,3	2,1	6,5	1,8
1977	67,1	22,9					4,4				
1978	111,2	38,7	14,3	9,4	3,2	0,6	4,1	3,2	2,1	14,2	1,3
1979	40,4	18,2	13,0	4,6	6,0	0,9	3,2	4,2	2,3	10,0	1,1
1980	35,2	20,2	11,3	9,5	5,8	0,4	2,3	4,7	1,7	5,8	1,6
1981	42,8	30,9	5,0	4,9	10,9	1,1	4,9	3,5	3,4	11,7	1,8
1982	26,9	19,3	5,6	6,6	10,2	0,9	5,5	4,8	3,4	9,2	1,0
1983	36,3	14,2	6,3	13,0	13,1	0,2	3,2	3,4	1,2	7,1	0,8
1984	36,3	25,0	11,8	8,3	9,7	0,7	6,4	5,3	1,1	5,8	1,6
1985	48,6	27,1	15,4	8,5	7,8	1,1	11,2	3,5	1,0	7,7	2,7
1986	33,6	20,4	9,5	8,0	4,4	0,6	2,6	2,0	1,2	5,0	1,2
1987	39,0	17,9	7,7	5,9	2,7	0,4	5,7	1,7	0,9	6,3	1,5
1988	37,1	21,8	11,9	15,6	11,3	0,5	5,9	2,5	2,1	7,5	3,8
1989	26,4	37,6	8,1	8,7	6,4	0,7	4,1	1,7	2,6	8,2	2,7
1990	34,7	30,3	7,0	7,1	3,2	0,6	1,9	2,5	4,0	7,2	1,8
1991	44,9	38,3	3,8	9,6	8,0	0,8	2,3	3,6	2,9	7,9	1,7
1992	39,8	28,8	3,2	14,6	4,3	1,0	2,7	3,4	2,0	6,3	1,5
1993	51,4	63,0	4,4	7,5	5,9	1,3	3,9	2,6	1,7	5,5	1,1
1994	34,1	152,1	9,6	17,6	4,1	0,7	2,7	3,0	1,8	7,2	1,3
1995	46,1	227,3	1,5	6,8	1,9	0,4	1,3	2,9	2,6	11,9	1,6
1996	43,0	248,7	3,4	8,7	2,5	0,9	1,6	2,7	1,5	10,7	1,2
1997	48,6	129,3	5,9	12,4	1,5	0,5	2,4	3,1	1,8	7,2	1,7
1998	46,4	31,4	3,2	9,9	1,9	0,2	3,6	1,4	1,2	11,6	1,4
1999	29,0	35,9	3,4	11,4	1,3	0,3	1,5	1,6	1,8	5,4	1,6
2000	121,0	21,8	2,5	17,2	1,9	0,5	1,6	1,3	1,1	4,7	1,1
2001	22,4		2,9	6,3	1,1	0,4	1,3	1,8	0,8	5,6	0,7
2002	26,6	84,8	4,6	4,4	0,6	0,3	1,9	2,3	1,2	4,6	0,6
2003	26,2	39,0	3,6	7,8	1,2	0,1	1,1	1,4	0,9	6,8	0,8
2004	37,0	37,2	9,7	10,8	0,9	0,2	1,5	1,5	0,7	6,3	0,7
2005	10,2	126,8	2,6	7,1	1,2	0,2	1,7	0,8	0,7	5,7	0,3
2006	18,1	23,8	5,0	7,4	3,4	0,3	2,8	1,1	1,0	7,9	0,7
2007	18,5	21,5	3,4	8,7	0,7	0,1	1,2	1,0	0,7	7,6	0,4
2008	32,8	83,4	4,0	4,5	1,5	0,1	1,2	1,0	0,6	5,7	0,6
2009	28,2	76,6	6,2	10,9	1,5	0,1	1,2	0,7	0,4	11,6	0,4
2010	19,7	20,3	3,2	5,3	0,7	0,1	0,6	1,1	0,4	15,9	0,8
2011	28,7	23,0	6,2	5,0	0,5	0,3	0,7	0,9	0,5	4,0	0,8
2012	28,3	8,1	3,9	9,0	0,6	0,2	5,3	1,2	0,3	9,3	0,9
2013	32,6	30,9	8,6	11,8	1,0	0,1	3,0	0,8	0,3	4,6	0,6
2014	32,3	54,7	3,7	9,3	0,3	0,1	2,1	1,5	1,1	3,6	2,1
2015	36,2	79,9	3,9	5,8	0,3	0,1	1,1	0,6	0,4	0,5	0,5
2016	23,7	29,4	4,5	8,3	0,4	0,1	0,7	0,4	0,4	0,2	0,7
2017	36,8	35,1	4,0	0,4	0,3	0,2	1,1	0,7	0,5	0,5	0,8
2018	29,4	32,1	4,4	0,8	0,2	0,1	0,6	0,6	0,5	0,8	0,7
2019	41,1	21,6	3,2	0,1	0,3	0,0	0,6	0,7	0,8	0,3	0,4
2020	29,4	20,3	1,2	4,9	0,1	0,0	0,8	0,5	0,6	0,7	1,1
2021	32,4	24,1	2,6	4,4	0,2	0,0	0,5	0,3	0,5	0,8	1,1
2022		51,1	4,5	3,5	0,0	0,0	0,5	0,7	0,6	0,2	0,7
2023			2,1	3,7	0,3	0,0	0,6	0,6	0,8	0,9	2,1
Медиана	**33,8**	**29,4**	**5,6**	**7,3**	**2,7**	**0,4**	**2,5**	**2,3**	**1,2**	**6,1**	**1,3**

Таблица М.2 – Годовые значения климатического показателя ветровой эрозии *C*

Год	Марре-сале	Анти-паюта	Салехард	Надым	Тарко-Сале	Ханты-Мансийск	Алексан-дровское	Тобольск	Тара	Курган	Омск
1966	1,15		0,04	0,01	0,04	0,04	0,03	0,07	0,17	0,07	0,02
1967	9,12	6,45	0,05	0,03	0,17	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02
1968	6,87	0,45	0,11	0,02	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,06	0,01
1969	4,95	6,36	0,24	0,14	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02
1970	4,63	0,43	17,33	0,06	0,03	0,06	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02
1971	3,19	0,30	0,16	0,10	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02
1972	62,56	1,34	0,32	0,11	0,05	0,01	0,02	0,02	0,04	0,05	0,02
1973			0,29	0,04	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
1974			44,06	0,11	1,56	0,05	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04
1975			0,05	0,03	0,06	0,02	0,02	0,07	0,02	0,54	0,04
1976			0,60	0,07	0,14	0,01	0,02	0,01	0,01	0,07	0,03
1977	78,57	0,67					0,03				
1978	1,26	711,42	0,20	0,11	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,21	0,01
1979	4,46	0,26	0,12	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01
1980	15,89	0,40	0,11	0,19	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,06	0,02
1981	2,23	1228,34	0,06	0,08	0,09	0,02	0,02	0,01	0,03	0,17	0,04
1982	0,91	0,43	0,02	0,03	0,10	0,02	0,03	0,05	0,04	0,06	0,01
1983	3,31	0,28	0,03	0,49	0,66	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01
1984	4,43	19,23	0,12	0,04	0,07	0,02	0,05	0,07	0,01	0,05	0,02
1985	243,97	0,84	0,44	0,05	0,10	0,01	0,17	0,01	0,00	0,09	0,03
1986	4,25	0,51	0,07	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
1987	7,29	2,03	0,08	0,12	0,03	0,01	0,17	0,01	0,00	0,04	0,01
1988	10,23	0,41	0,25	1,48	0,79	0,02	0,28	0,03	0,04	0,07	0,14
1989	0,79	17,16	0,14	0,18	0,29	0,06	0,30	0,01	0,05	0,09	0,04
1990	3,18	1,94	0,08	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,06	0,04	0,02
1991	17,17	396,48	0,03	0,08	0,20	0,02	0,02	0,03	0,07	0,07	0,03
1992	1,95	8,14	0,03	0,23	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,04	0,03
1993	158,92	444,81	0,03	0,05	0,62	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00
1994	1,20	0,89	0,54	0,47	0,07	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01
1995	9,47	0,42	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,15	0,02
1996	28,41	0,62	0,03	0,06	0,06	0,01	0,02	0,01	0,00	0,13	0,01
1997	26,23	1,59	0,08	0,11	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04
1998	47,77	1,78	0,04	0,10	0,02	0,01	0,08	0,00	0,01	0,15	0,03
1999	1,38	0,80	2,25	0,15	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
2000	0,40	0,84	0,03	0,54	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
2001	1,57	0,05	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01
2002	2,48	1,88	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
2003	1,24	0,49	0,03	0,08	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01
2004	0,82	9,10	0,40	0,12	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01
2005	0,27	0,59	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01
2006	0,76	2,81	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01	0,07	0,01
2007	1,46	0,49	0,02	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00
2008	2,79	0,66	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01
2009	5,42	4,59	0,50	0,14	0,09	0,00	0,02	0,00	0,01	0,19	0,00
2010	0,35	1,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	1,72	0,06
2011	1,98	3,66	0,07	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
2012	0,64	0,05	0,03	0,07	0,01	0,00	0,09	0,01	0,01	0,18	0,02
2013	3,58	11,25	0,92	0,14	0,20	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,01
2014	2,46	1,53	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,06
2015	4,35	0,57	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
2016	0,71	2,92	0,04	0,08	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
2017	5,66	2,41	0,08	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
2018	1,51	371,90	0,12	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
2019	8,76	0,37	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
2020	1,26	0,78	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
2021	1,38	1,19	0,03	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03
2022		1,85	0,07	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
2023			0,06	0,04	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,06
Медиана	**3,19**	**1,10**	**0,06**	**0,06**	**0,03**	**0,01**	**0,02**	**0,01**	**0,01**	**0,04**	**0,02**

Таблица М.3 – Климатические показатели метеостанции Марресале

Год	V, м/с*	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	6,2	191,4	3,6	107,2	1,15	56,7	31,7
1967	5,4	83,1	5,7	107,2	9,12	45,1	58,1
1968	5,3	145,9	3,0	118,8	6,87	40,6	33,0
1969	4,9	136,7	3,0	107,7	4,95	35,7	28,1
1970	4,6	82,1	3,1	108,9	4,63	32,3	42,8
1971	4,8	144,2	3,7	109,3	3,19	36,4	27,6
1972	4,5	104,2	3,8	111,3	62,56	31,2	33,3
1973	-	-	-	-	-	-	-
…	-	-	-	-	-	-	-
1976	-	-	-	-	-	-	-
1977	6,6	98,2	5,6	109,6	78,57	60,2	67,1
1978	5,4	41,4	2,8	107,1	1,26	43,0	111,2
1979	6,5	153,2	5,2	106,8	4,46	57,9	40,4
1980	4,2	99,0	2,9	111,9	15,89	31,1	35,2
1981	4,1	73,3	5,1	106,2	2,23	29,5	42,8
1982	5,5	185,9	4,9	107,1	0,91	46,7	26,9
1983	6,4	160,8	5,4	108,1	3,31	53,9	36,3
1984	5,8	148,4	6,8	109,2	4,43	49,3	36,3
1985	6,0	115,9	4,8	110,4	243,97	51,1	48,6
1986	5,5	142,4	3,3	106,0	4,25	45,1	33,6
1987	5,8	135,3	3,9	104,8	7,29	50,3	39,0
1988	5,6	132,4	4,8	108,4	10,23	45,3	37,1
1989	6,1	207,9	6,6	109,3	0,79	50,2	26,4
1990	5,9	153,7	6,6	107,0	3,18	49,9	34,7
1991	6,2	132,5	6,0	110,6	17,17	53,7	44,9
1992	6,7	188,1	4,9	115,1	1,95	65,0	39,8
1993	6,1	118,6	7,0	111,6	158,92	54,6	51,4
1994	6,5	199,1	5,9	109,6	1,20	61,9	34,1
1995	6,4	140,1	7,0	109,2	9,47	59,2	46,1
1996	5,5	118,4	4,3	104,2	28,41	48,8	43,0
1997	6,2	127,6	3,3	109,8	26,23	56,5	48,6
1998	6,1	114,3	4,8	101,4	47,77	52,3	46,4
1999	5,4	175,0	2,8	111,6	1,38	45,5	29,0
2000	5,1	62,0	5,2	168,6	0,40	44,5	121,0
2001	4,6	156,1	5,9	110,1	1,57	31,7	22,4
2002	4,9	66,3	4,4	106,3	2,48	16,6	26,6
2003	5,4	174,4	6,0	107,6	1,24	42,5	26,2
2004	4,5	47,1	6,3	109,1	0,82	16,0	37,0
2005	5,6	260,3	6,6	110,7	0,27	24,0	10,2
2006	5,3	192,5	5,7	109,0	0,76	31,9	18,1
2007	6,0	159,2	5,6	87,7	1,46	33,5	18,5
2008	5,4	152,6	6,3	108,9	2,79	45,9	32,8
2009	5,4	140,5	6,1	109,0	5,42	36,3	28,2
2010	6,2	241,1	3,2	86,5	0,35	54,9	19,7
2011	5,5	141,5	4,4	88,3	1,98	45,9	28,7
2012	5,8	218,1	8,4	115,0	0,64	53,6	28,3
2013	5,3	144,9	5,9	107,1	3,58	44,1	32,6
2014	5,6	162,8	3,9	112,8	2,46	46,7	32,3
2015	5,8	151,3	7,3	112,2	4,35	48,8	36,2
2016	5,6	187,7	9,2	95,4	0,71	46,6	23,7
2017	6,1	121,3	5,1	84,0	5,66	53,2	36,8
2018	5,6	173,4	5,5	110,2	1,51	46,2	29,4
2019	6,0	136,1	6,4	106,7	8,76	52,4	41,1
2020	6,0	178,7	7,3	102,3	1,26	51,4	29,4
2021	6,3	190,9	7,1	111,1	1,38	55,8	32,4

* V – средняя скорость ветра; P – сумма осадков; T – средняя температура; PET – потенциальная эвапотранспирация; C – климатический индекс ветровой эрозии; W – доля ветров, со скоростями выше порогового уровня; M – индекс мобильности дюн

Таблица М.4 – Климатические показатели метеостанции Антипаюта

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1967	4,4	131,0	8,0	109,5	6,45	31,2	26,1
1968	4,7	193,7	5,1	106,1	0,45	31,9	17,5
1969	4,7	133,1	7,1	109,7	6,36	33,7	27,8
1970	4,2	185,5	5,8	107,2	0,43	29,1	16,8
1971	5,2	239,5	7,5	110,9	0,30	43,1	20,0
1972	5,6	177,4	6,5	109,6	1,34	48,5	30,0
1973	-	-	-	-	-	-	-
…	-	-	-	-	-	-	-
1976	-	-	-	-	-	-	-
1977	5,1	195,6	7,8	111,9	0,67	39,9	22,9
1978	5,3	107,5	6,5	104,8	711,42	39,7	38,7
1979	5,0	241,0	8,3	111,8	0,26	39,2	18,2
1980	5,0	212,6	5,9	107,8	0,40	39,8	20,2
1981	4,4	108,2	7,8	109,7	1228,34	30,5	30,9
1982	5,0	209,5	6,9	108,7	0,43	37,2	19,3
1983	4,3	210,3	7,5	110,4	0,28	27,0	14,2
1984	4,3	125,0	8,7	113,2	19,23	27,6	25,0
1985	5,2	191,0	8,5	114,7	0,84	45,1	27,1
1986	4,6	187,4	7,3	106,2	0,51	36,0	20,4
1987	3,7	133,3	6,5	103,5	2,03	23,0	17,9
1988	5,2	221,0	7,5	111,3	0,41	43,2	21,8
1989	5,2	123,5	6,8	106,6	17,16	43,5	37,6
1990	5,2	159,7	8,3	110,0	1,94	44,0	30,3
1991	5,0	117,4	8,4	114,1	396,48	39,4	38,3
1992	4,9	123,3	5,4	100,7	8,14	35,3	28,8
1993	4,4	117,3	8,8	114,7	444,81	64,4	63,0
1994	4,6	47,7	7,7	109,9	0,89	66,0	152,1
1995	4,3	30,8	8,0	109,9	0,42	63,7	227,3
1996	4,7	28,2	6,7	105,0	0,62	66,8	248,7
1997	5,0	57,4	6,6	110,0	1,59	67,4	129,3
1998	4,8	150,0	6,9	103,7	1,78	45,5	31,4
1999	4,7	173,2	6,2	106,9	0,80	58,1	35,9
2000	4,7	176,9	8,7	112,4	0,84	34,4	21,8
2001	3,2	6,0	4,6	162,7	0,05	24,9	675,4
2002	4,3	70,9	7,3	108,8	1,88	55,3	84,8
2003	4,4	195,1	9,5	116,9	0,49	65,1	39,0
2004	4,7	130,3	7,7	110,5	9,10	43,9	37,2
2005	4,0	57,3	9,5	117,4	0,59	61,9	126,8
2006	4,3	143,2	8,4	111,9	2,81	30,5	23,8
2007	5,2	212,4	8,8	113,0	0,49	40,3	21,5
2008	4,6	49,7	7,0	122,2	0,66	33,9	83,4
2009	4,1	90,9	8,6	113,3	4,59	61,4	76,6
2010	4,5	163,1	5,8	106,8	1,01	31,0	20,3
2011	4,4	143,5	8,5	115,4	3,66	28,6	23,0
2012	4,0	332,1	10,0	118,7	0,05	22,6	8,1
2013	4,3	96,7	8,9	112,1	11,25	26,6	30,9
2014	4,6	62,4	6,6	108,4	1,53	31,5	54,7
2015	4,5	42,1	9,2	115,5	0,57	29,1	79,9
2016	4,1	98,3	12,1	126,4	2,92	22,9	29,4
2017	4,3	144,6	8,1	111,0	2,41	45,7	35,1
2018	4,5	113,1	9,1	116,0	371,90	31,3	32,1
2019	4,4	204,7	9,4	114,8	0,37	38,6	21,6
2020	4,7	174,5	8,9	107,4	0,78	32,9	20,3
2021	4,9	172,0	8,5	113,7	1,19	36,4	24,1
2022	4,9	80,9	8,9	127,3	1,85	32,5	51,1

Таблица М.5 – Климатические показатели метеостанции Салехард

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	4,6	400,0	8,8	108,6	0,04	29,8	8,1
1967	3,7	300,3	10,2	112,8	0,05	24,0	9,0
1968	4,2	260,9	7,3	104,5	0,11	27,1	10,9
1969	3,9	199,9	8,2	106,2	0,24	25,8	13,7
1970	4,6	121,9	8,4	108,0	17,33	33,7	29,9
1971	4,9	266,5	8,6	108,5	0,16	35,9	14,6
1972	4,6	209,6	8,0	106,4	0,32	34,9	17,7
1973	4,6	216,6	9,4	110,1	0,29	33,2	16,9
1974	3,0	116,0	9,9	111,4	44,06	16,1	15,5
1975	3,8	303,6	9,3	111,3	0,05	25,8	9,5
1976	3,7	167,9	10,6	114,5	0,60	23,5	16,0
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	4,4	224,6	7,5	103,8	0,20	31,0	14,3
1979	4,3	260,8	9,6	111,6	0,12	30,5	13,0
1980	3,8	241,5	8,3	108,7	0,11	25,2	11,3
1981	2,7	217,1	10,8	115,6	0,06	9,3	5,0
1982	3,6	375,3	8,2	98,4	0,02	21,3	5,6
1983	3,4	339,6	9,8	112,2	0,03	19,0	6,3
1984	3,6	227,1	10,2	112,9	0,12	23,7	11,8
1985	3,5	171,5	9,8	113,0	0,44	23,4	15,4
1986	3,9	281,7	8,1	106,9	0,07	25,1	9,5
1987	3,6	215,3	6,4	77,9	0,08	21,2	7,7
1988	3,6	193,0	10,3	113,7	0,25	20,2	11,9
1989	3,3	195,8	9,7	103,8	0,14	15,3	8,1
1990	3,2	218,4	9,2	100,1	0,08	15,3	7,0
1991	2,8	267,8	10,0	106,0	0,03	9,6	3,8
1992	2,8	261,3	7,4	97,0	0,03	8,6	3,2
1993	2,7	261,8	11,7	118,2	0,03	9,8	4,4
1994	3,2	160,6	11,0	115,9	0,54	13,3	9,6
1995	2,7	447,3	7,5	87,1	0,01	8,0	1,5
1996	3,0	262,5	7,1	94,3	0,03	9,4	3,4
1997	3,2	215,9	7,3	98,5	0,08	12,9	5,9
1998	3,0	266,0	9,7	109,2	0,04	7,7	3,2
1999	2,8	128,4	9,3	110,4	2,25	4,0	3,4
2000	2,9	284,2	9,4	102,4	0,03	6,8	2,5
2001	2,9	335,4	9,3	103,5	0,02	9,5	2,9
2002	3,1	275,1	7,4	96,1	0,03	13,3	4,6
2003	2,6	240,5	9,8	103,8	0,03	8,3	3,6
2004	3,1	165,3	10,5	113,6	0,40	14,2	9,7
2005	2,9	299,6	8,1	84,4	0,02	9,4	2,6
2006	2,9	264,7	10,4	114,1	0,04	11,5	5,0
2007	3,3	331,5	9,4	91,3	0,02	12,3	3,4
2008	2,8	252,7	10,3	113,6	0,04	8,9	4,0
2009	2,8	153,4	10,5	114,9	0,50	8,2	6,2
2010	3,2	311,8	6,1	78,2	0,02	12,9	3,2
2011	3,3	233,5	9,0	103,2	0,07	14,0	6,2
2012	3,1	306,9	10,5	106,3	0,03	11,2	3,9
2013	3,1	135,3	9,6	101,5	0,92	11,4	8,6
2014	3,4	329,0	7,8	97,3	0,02	12,5	3,7
2015	3,2	345,2	9,7	105,5	0,02	12,8	3,9
2016	3,0	255,9	11,7	110,8	0,04	10,4	4,5
2017	2,9	219,3	10,4	113,2	0,08	7,8	4,0
2018	2,9	201,6	11,6	118,3	0,12	7,4	4,4
2019	3,2	385,5	8,7	99,5	0,01	12,6	3,2
2020	2,7	403,7	10,6	108,8	0,01	4,4	1,2
2021	2,8	274,2	9,9	105,6	0,03	6,7	2,6
2022	2,9	198,6	9,1	87,5	0,07	10,2	4,5
2023	2,6	209,0	11,1	110,0	0,06	4,1	2,1

Таблица М.6 – Климатические показатели метеостанции Надым

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,0	443,7	10,0	108,6	0,01	14,8	3,6
1967	3,3	294,9	9,0	87,0	0,03	13,0	3,8
1968	3,5	368,8	6,6	89,8	0,02	15,5	3,8
1969	3,2	194,2	9,6	106,5	0,14	12,4	6,8
1970	3,6	266,9	8,8	105,6	0,06	18,4	7,3
1971	3,7	238,4	9,9	108,9	0,10	19,4	8,9
1972	4,0	245,7	8,7	104,6	0,11	24,2	10,3
1973	3,6	291,6	8,1	93,8	0,04	16,9	5,4
1974	3,2	211,8	10,2	108,5	0,11	9,8	5,0
1975	3,4	327,6	10,6	111,1	0,03	15,5	5,2
1976	3,1	239,0	11,8	114,7	0,07	13,4	6,4
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	3,6	226,9	9,2	105,7	0,11	20,1	9,4
1979	3,3	351,1	11,2	113,0	0,02	14,3	4,6
1980	3,8	206,5	9,4	108,0	0,19	18,1	9,5
1981	3,0	226,0	11,7	114,9	0,08	9,6	4,9
1982	3,9	357,5	9,7	100,7	0,03	23,5	6,6
1983	3,3	165,9	11,8	115,1	0,49	18,7	13,0
1984	3,6	315,3	12,0	115,9	0,04	22,5	8,3
1985	4,0	314,5	10,8	112,4	0,05	23,7	8,5
1986	3,6	300,6	9,3	105,7	0,04	22,7	8,0
1987	3,2	193,8	8,5	95,1	0,12	12,1	5,9
1988	3,9	149,8	11,1	112,8	1,48	20,7	15,6
1989	3,7	199,7	9,7	99,6	0,18	17,4	8,7
1990	3,6	294,2	10,2	100,9	0,04	20,7	7,1
1991	4,1	282,4	10,9	105,7	0,08	25,7	9,6
1992	4,4	206,5	8,1	94,8	0,23	31,9	14,6
1993	3,5	286,6	12,2	116,3	0,05	18,4	7,5
1994	4,3	191,6	12,1	116,1	0,47	29,1	17,6
1995	4,3	342,5	8,3	86,9	0,04	26,9	6,8
1996	4,3	306,2	7,7	91,7	0,06	29,1	8,7
1997	5,0	278,1	7,0	85,5	0,11	40,3	12,4
1998	4,1	245,8	8,4	93,2	0,10	26,2	9,9
1999	4,0	228,6	9,7	107,5	0,15	24,3	11,4
2000	3,8	162,9	10,2	102,6	0,54	27,4	17,2
2001	3,7	324,6	10,1	102,8	0,03	20,0	6,3
2002	3,9	483,9	8,7	96,8	0,01	22,0	4,4
2003	3,6	245,7	11,2	106,6	0,08	17,9	7,8
2004	4,2	241,1	9,2	97,7	0,12	26,6	10,8
2005	4,1	335,8	9,1	85,5	0,04	27,7	7,1
2006	4,1	339,6	9,4	98,3	0,04	25,7	7,4
2007	4,4	278,8	10,0	90,4	0,08	26,8	8,7
2008	3,6	395,5	8,9	97,7	0,02	18,4	4,5
2009	3,7	225,4	11,9	115,9	0,14	21,2	10,9
2010	4,2	397,5	6,4	76,8	0,02	27,4	5,3
2011	4,0	402,1	8,5	83,8	0,02	24,1	5,0
2012	3,7	272,6	12,0	109,2	0,07	22,4	9,0
2013	4,1	223,4	9,1	96,2	0,14	27,4	11,8
2014	4,6	358,1	8,6	96,4	0,05	34,4	9,3
2015	3,9	424,4	10,4	104,3	0,02	23,7	5,8
2016	3,6	255,0	12,6	111,0	0,08	19,0	8,3
2017	2,2	238,9	11,3	112,3	0,02	0,8	0,4
2018	2,1	202,0	12,4	117,9	0,05	1,4	0,8
2019	2,3	390,5	10,2	101,2	0,01	0,6	0,1
2020	3,4	278,7	10,2	93,9	0,04	14,4	4,9
2021	3,1	226,8	10,4	104,3	0,07	9,5	4,4
2022	3,2	268,3	9,7	87,5	0,03	10,8	3,5
2023	3,0	258,8	11,5	107,8	0,04	8,9	3,7

Таблица М.7 – Климатические показатели метеостанции Тарко-Сале

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,3	292,1	10,5	108,6	0,04	13,9	5,2
1967	3,4	175,8	9,7	87,0	0,17	18,5	9,2
1968	3,6	295,0	8,6	101,5	0,04	17,8	6,1
1969	2,8	214,6	10,0	105,6	0,06	10,9	5,4
1970	2,9	265,7	9,2	104,7	0,03	9,9	3,9
1971	3,3	310,0	8,8	95,3	0,03	15,6	4,8
1972	3,8	300,9	9,5	104,3	0,05	23,1	8,0
1973	3,6	290,7	10,3	107,1	0,05	21,3	7,8
1974	3,5	137,3	10,0	106,1	1,56	15,3	11,8
1975	3,3	253,6	10,8	109,6	0,06	19,3	8,3
1976	3,2	201,6	11,9	113,0	0,14	12,3	6,9
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	2,8	372,1	9,9	106,0	0,01	11,2	3,2
1979	3,4	258,0	11,9	113,6	0,06	13,5	6,0
1980	3,6	329,9	10,1	107,9	0,03	17,8	5,8
1981	3,9	263,8	11,2	110,5	0,09	26,0	10,9
1982	3,8	235,3	10,0	99,8	0,10	24,0	10,2
1983	3,5	160,6	12,1	114,1	0,66	18,4	13,1
1984	3,4	258,2	12,8	116,9	0,07	21,5	9,7
1985	3,4	228,3	12,1	114,4	0,10	15,6	7,8
1986	3,4	314,2	10,3	106,7	0,03	12,9	4,4
1987	2,9	251,1	9,0	95,0	0,03	7,2	2,7
1988	3,7	159,6	11,4	111,6	0,79	16,2	11,3
1989	3,1	155,3	8,9	94,4	0,29	10,6	6,4
1990	3,2	302,0	10,2	98,7	0,03	9,9	3,2
1991	3,6	194,8	10,8	103,0	0,20	15,2	8,0
1992	3,5	314,9	8,0	91,5	0,03	14,8	4,3
1993	3,0	155,2	12,7	116,1	0,62	7,9	5,9
1994	3,0	233,4	12,8	116,2	0,07	8,2	4,1
1995	3,1	380,6	8,2	84,2	0,01	8,8	1,9
1996	2,7	213,9	9,8	104,1	0,06	5,2	2,5
1997	3,1	393,9	7,3	80,6	0,01	7,5	1,5
1998	2,8	309,4	10,6	106,3	0,02	5,6	1,9
1999	3,0	362,1	7,9	92,4	0,01	5,1	1,3
2000	2,9	295,7	10,4	101,0	0,02	5,6	1,9
2001	2,8	340,8	10,9	103,0	0,01	3,6	1,1
2002	2,8	398,8	9,7	97,7	0,01	2,4	0,6
2003	2,5	297,2	11,4	105,2	0,02	3,4	1,2
2004	2,8	357,0	9,7	98,2	0,01	3,2	0,9
2005	2,6	282,1	9,5	84,2	0,01	4,0	1,2
2006	2,5	246,8	12,7	116,2	0,03	7,3	3,4
2007	2,3	311,8	10,2	88,9	0,01	2,4	0,7
2008	2,3	238,7	9,7	99,3	0,02	3,5	1,5
2009	2,2	180,2	12,4	115,5	0,09	2,4	1,5
2010	2,4	439,3	7,6	82,8	0,00	3,7	0,7
2011	2,0	332,4	8,8	83,4	0,00	2,0	0,5
2012	2,0	297,4	12,4	108,3	0,01	1,7	0,6
2013	2,2	142,0	10,2	97,9	0,20	1,5	1,0
2014	2,3	470,4	9,0	95,6	0,00	1,7	0,3
2015	2,2	338,2	11,1	104,5	0,01	1,1	0,3
2016	2,1	305,8	12,9	109,8	0,01	1,2	0,4
2017	2,1	247,8	12,0	112,9	0,02	0,6	0,3
2018	2,0	312,1	10,5	91,0	0,01	0,7	0,2
2019	2,1	348,5	10,9	102,0	0,01	1,1	0,3
2020	2,1	410,7	10,8	94,4	0,00	0,5	0,1
2021	2,0	369,1	10,2	101,8	0,00	0,6	0,2
2022	2,0	337,6	10,1	87,2	0,00	0,1	0,0
2023	1,9	348,6	11,5	105,7	0,00	0,9	0,3

Таблица М.8 – Климатические показатели метеостанции Ханты-Мансийск

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,5	287,4	12,5	102,8	0,04	18,5	6,6
1967	3,2	355,7	9,8	76,3	0,01	13,8	3,0
1968	3,7	345,9	11,0	96,8	0,03	22,8	6,4
1969	3,8	408,4	10,3	92,4	0,02	26,7	6,0
1970	4,0	278,6	10,6	95,5	0,06	27,3	9,4
1971	3,4	350,3	12,0	100,4	0,02	14,0	4,0
1972	2,9	372,7	8,0	75,0	0,01	6,4	1,3
1973	2,7	462,8	10,0	85,0	0,00	5,6	1,0
1974	3,0	241,4	12,6	102,5	0,05	9,3	4,0
1975	3,8	408,9	9,5	82,9	0,02	25,4	5,2
1976	2,5	308,7	10,6	86,7	0,01	2,9	0,8
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	2,8	482,6	8,5	76,6	0,00	3,5	0,6
1979	2,8	430,0	12,1	101,3	0,01	3,7	0,9
1980	2,5	407,2	9,7	81,5	0,01	1,9	0,4
1981	2,5	263,3	12,8	102,6	0,02	2,8	1,1
1982	2,7	272,9	11,0	88,7	0,02	2,7	0,9
1983	2,5	415,4	10,2	80,5	0,00	0,9	0,2
1984	2,5	281,3	11,9	99,8	0,02	2,0	0,7
1985	2,7	345,7	9,9	80,5	0,01	4,8	1,1
1986	2,8	542,6	7,5	68,8	0,00	4,4	0,6
1987	2,5	277,7	10,9	83,9	0,01	1,4	0,4
1988	2,5	254,5	11,0	84,0	0,02	1,6	0,5
1989	2,5	179,6	11,5	85,2	0,06	1,4	0,7
1990	2,5	343,1	11,1	87,2	0,01	2,5	0,6
1991	2,8	260,7	10,2	78,6	0,02	2,7	0,8
1992	2,5	208,1	10,9	96,7	0,04	2,1	1,0
1993	2,4	287,4	13,0	103,1	0,01	3,5	1,3
1994	2,5	348,8	9,8	75,1	0,01	3,4	0,7
1995	2,5	440,1	10,4	77,5	0,00	2,3	0,4
1996	2,4	392,9	11,2	96,6	0,01	3,8	0,9
1997	2,5	400,6	9,4	76,4	0,00	2,8	0,5
1998	2,1	333,7	13,0	103,7	0,01	0,7	0,2
1999	2,4	356,1	10,2	82,7	0,01	1,2	0,3
2000	2,6	485,1	11,4	89,9	0,00	2,9	0,5
2001	2,4	318,5	11,5	90,4	0,01	1,6	0,4
2002	2,0	525,1	9,9	81,0	0,00	1,8	0,3
2003	2,1	257,9	12,6	90,5	0,01	0,4	0,1
2004	2,2	244,2	13,1	104,6	0,02	0,5	0,2
2005	2,3	339,5	10,7	78,2	0,01	0,7	0,2
2006	2,3	316,3	12,8	103,5	0,01	1,0	0,3
2007	2,0	370,3	10,1	76,5	0,00	0,7	0,1
2008	1,6	286,3	10,4	83,2	0,00	0,2	0,1
2009	1,7	285,3	10,9	84,9	0,00	0,2	0,1
2010	1,9	289,8	8,9	73,1	0,00	0,4	0,1
2011	1,8	207,8	10,3	78,0	0,01	0,8	0,3
2012	1,9	459,0	11,2	79,1	0,00	1,2	0,2
2013	1,7	344,4	10,5	85,9	0,00	0,4	0,1
2014	2,0	489,3	11,6	99,0	0,00	0,7	0,1
2015	2,0	518,8	11,1	88,8	0,00	0,3	0,1
2016	1,8	288,3	13,5	98,3	0,01	0,2	0,1
2017	2,0	378,8	9,1	71,7	0,00	0,8	0,2
2018	1,9	350,2	10,6	83,1	0,00	0,4	0,1
2019	1,9	370,6	11,1	85,3	0,00	0,1	0,0
2020	1,8	408,2	11,3	80,1	0,00	0,1	0,0
2021	1,8	432,3	10,4	77,1	0,00	0,1	0,0
2022	1,7	335,5	10,2	76,2	0,00	0,1	0,0
2023	1,5	230,3	14,5	110,9	0,01	0,0	0,0

Таблица М.9 – Климатические показатели метеостанции Александровское

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,5	305,3	12,3	100,8	0,03	21,8	7,2
1967	3,3	306,2	9,6	74,2	0,02	15,1	3,7
1968	3,3	302,4	10,8	94,9	0,03	18,8	5,9
1969	3,0	375,2	10,6	92,7	0,01	15,6	3,9
1970	3,2	217,3	10,2	93,0	0,07	15,1	6,5
1971	3,5	340,7	11,8	98,8	0,02	20,3	5,9
1972	3,6	380,5	9,3	89,3	0,02	19,3	4,5
1973	3,4	388,3	11,9	99,1	0,02	16,4	4,2
1974	3,0	385,1	11,4	97,1	0,01	8,2	2,1
1975	3,3	362,2	11,1	95,7	0,02	10,5	2,8
1976	3,2	339,3	12,4	100,7	0,02	12,0	3,6
1977	3,3	304,8	10,6	86,4	0,03	15,7	4,4
1978	3,5	274,0	9,1	76,9	0,04	14,6	4,1
1979	3,3	394,3	12,2	100,0	0,01	12,8	3,2
1980	3,2	411,4	9,4	79,0	0,01	11,9	2,3
1981	3,7	358,1	10,0	82,9	0,02	21,1	4,9
1982	3,8	321,2	11,0	87,8	0,03	20,0	5,5
1983	4,0	503,7	10,1	79,1	0,01	20,2	3,2
1984	3,7	276,9	11,9	99,0	0,05	17,8	6,4
1985	3,8	203,1	11,8	98,4	0,17	23,1	11,2
1986	3,7	496,0	9,0	77,4	0,01	16,4	2,6
1987	3,2	183,3	12,4	101,1	0,17	10,3	5,7
1988	3,3	166,2	12,2	100,0	0,28	9,8	5,9
1989	3,1	161,7	12,9	102,9	0,30	6,5	4,1
1990	3,2	431,5	10,8	85,6	0,01	9,7	1,9
1991	3,4	316,5	10,5	76,8	0,02	9,6	2,3
1992	3,3	276,3	10,5	93,8	0,04	7,9	2,7
1993	3,4	267,8	12,7	100,6	0,05	10,5	3,9
1994	3,2	291,9	11,5	85,8	0,03	9,3	2,7
1995	3,2	497,0	9,8	75,2	0,01	8,5	1,3
1996	3,0	314,4	10,8	93,5	0,02	5,3	1,6
1997	3,3	368,9	9,1	75,0	0,01	11,8	2,4
1998	3,0	213,3	12,3	99,3	0,08	7,7	3,6
1999	3,2	340,3	10,1	81,4	0,02	6,2	1,5
2000	3,1	461,7	10,9	87,2	0,01	8,2	1,6
2001	2,8	418,9	13,1	104,3	0,01	5,1	1,3
2002	2,9	394,3	12,0	99,8	0,01	7,5	1,9
2003	2,6	261,8	12,0	87,3	0,02	3,3	1,1
2004	2,8	259,2	12,6	101,9	0,03	3,8	1,5
2005	3,0	284,0	11,8	87,4	0,02	5,6	1,7
2006	3,1	262,9	12,5	101,1	0,04	7,2	2,8
2007	3,2	513,1	9,6	74,2	0,01	8,6	1,2
2008	2,8	361,1	10,4	82,6	0,01	5,0	1,2
2009	2,8	285,7	9,0	71,3	0,02	4,6	1,2
2010	3,0	495,2	9,6	80,1	0,01	3,6	0,6
2011	2,5	457,1	10,3	77,6	0,00	4,4	0,7
2012	3,3	210,1	12,9	94,3	0,09	11,7	5,3
2013	3,3	331,6	10,4	84,3	0,02	12,0	3,0
2014	3,3	348,6	9,8	83,6	0,02	8,9	2,1
2015	2,8	448,2	11,3	89,2	0,01	5,5	1,1
2016	2,4	269,0	13,0	95,2	0,02	2,1	0,7
2017	2,7	355,5	10,5	84,7	0,01	4,5	1,1
2018	2,8	516,2	10,6	82,2	0,00	3,5	0,6
2019	2,5	419,4	10,9	83,6	0,00	3,2	0,6
2020	2,5	404,3	13,2	96,9	0,01	3,5	0,8
2021	2,5	350,4	9,7	74,5	0,01	2,6	0,5
2022	2,3	340,2	10,0	75,6	0,01	2,2	0,5
2023	2,1	208,6	14,9	124,3	0,05	1,0	0,6

Таблица М.10 – Климатические показатели метеостанции Тобольск

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,5	235,4	12,2	89,8	0,07	20,5	7,8
1967	3,3	310,3	11,3	78,7	0,02	14,9	3,8
1968	3,2	232,5	12,5	98,3	0,06	13,2	5,6
1969	3,2	321,1	9,7	80,0	0,02	14,8	3,7
1970	3,5	348,5	9,3	71,3	0,02	19,5	4,0
1971	3,7	479,1	10,0	72,7	0,01	22,9	3,5
1972	3,4	343,5	9,1	71,5	0,02	16,2	3,4
1973	3,2	343,0	10,1	73,8	0,01	14,8	3,2
1974	2,8	244,2	11,1	77,0	0,03	13,4	4,2
1975	3,7	244,1	11,5	87,9	0,07	23,0	8,3
1976	2,9	476,4	12,1	89,5	0,01	12,2	2,3
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	3,4	374,1	9,4	72,2	0,01	16,4	3,2
1979	3,4	497,9	13,4	102,1	0,01	20,4	4,2
1980	3,3	301,1	9,6	72,5	0,02	19,7	4,7
1981	3,2	409,6	12,1	88,0	0,01	16,1	3,5
1982	2,9	222,1	12,5	91,4	0,05	11,6	4,8
1983	3,0	332,8	10,3	74,2	0,01	15,2	3,4
1984	2,9	213,1	13,5	102,3	0,07	11,1	5,3
1985	3,2	352,4	9,8	72,6	0,01	16,8	3,5
1986	3,2	437,1	9,1	72,1	0,01	12,0	2,0
1987	2,7	371,4	12,6	86,7	0,01	7,4	1,7
1988	2,9	233,5	11,3	77,0	0,03	7,7	2,5
1989	2,6	299,0	12,8	87,2	0,01	5,8	1,7
1990	3,1	369,3	11,0	75,6	0,01	12,0	2,5
1991	3,0	268,6	11,6	81,4	0,03	12,0	3,6
1992	3,1	283,0	10,1	79,5	0,02	12,3	3,4
1993	3,1	351,6	10,0	72,0	0,01	12,8	2,6
1994	3,2	340,7	11,1	77,7	0,02	13,1	3,0
1995	2,8	271,1	11,6	79,7	0,02	9,9	2,9
1996	2,7	329,7	10,8	80,5	0,01	11,0	2,7
1997	3,0	292,5	11,3	79,7	0,02	11,5	3,1
1998	2,3	444,4	12,6	86,6	0,00	7,3	1,4
1999	2,6	382,4	10,4	75,0	0,01	8,3	1,6
2000	2,7	402,9	11,0	76,7	0,01	6,9	1,3
2001	2,7	419,6	12,5	91,1	0,01	8,1	1,8
2002	2,9	299,7	11,2	82,9	0,02	8,5	2,3
2003	2,7	407,4	11,8	79,0	0,01	7,1	1,4
2004	2,8	352,8	12,6	87,2	0,01	6,2	1,5
2005	2,3	424,4	11,5	78,6	0,00	4,4	0,8
2006	2,5	336,8	11,8	84,7	0,01	4,3	1,1
2007	2,4	416,9	11,4	78,8	0,00	5,0	1,0
2008	2,3	305,4	10,6	75,3	0,01	4,1	1,0
2009	2,3	376,4	10,9	76,7	0,00	3,3	0,7
2010	2,1	229,6	11,1	77,9	0,01	3,2	1,1
2011	2,4	415,3	11,7	80,1	0,00	4,5	0,9
2012	2,5	339,6	12,6	82,5	0,01	4,9	1,2
2013	2,3	339,7	10,5	74,9	0,01	3,6	0,8
2014	2,6	278,3	11,3	86,4	0,02	4,9	1,5
2015	2,3	479,5	12,4	90,9	0,00	3,3	0,6
2016	2,2	404,1	12,5	81,1	0,00	2,1	0,4
2017	2,5	395,5	10,5	74,8	0,01	3,8	0,7
2018	2,5	381,4	10,4	74,6	0,01	3,2	0,6
2019	2,5	350,1	10,8	76,4	0,01	3,0	0,7
2020	2,3	374,4	12,5	82,1	0,00	2,4	0,5
2021	2,2	398,3	11,9	80,1	0,00	1,6	0,3
2022	2,1	278,2	11,4	78,8	0,01	2,6	0,7
2023	2,2	300,6	13,3	93,8	0,01	1,8	0,6

Таблица М.11 – Климатические показатели метеостанции Тара

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,1	168,6	12,4	88,9	0,17	11,4	6,0
1967	3,4	258,2	11,4	78,3	0,04	14,0	4,2
1968	3,5	300,7	10,9	83,8	0,03	16,4	4,6
1969	3,1	438,1	10,7	81,9	0,01	14,7	2,8
1970	3,6	446,2	11,0	85,0	0,01	19,8	3,8
1971	3,6	385,0	10,4	73,9	0,02	16,3	3,1
1972	3,3	258,1	9,0	70,6	0,04	14,7	4,0
1973	3,2	430,4	10,6	74,5	0,01	13,8	2,4
1974	3,1	310,7	10,9	75,8	0,02	12,3	3,0
1975	3,3	350,8	9,9	72,3	0,02	16,6	3,4
1976	2,8	355,3	12,7	90,8	0,01	8,4	2,1
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	2,8	284,6	10,0	73,2	0,02	8,0	2,1
1979	2,8	328,2	11,5	82,7	0,01	9,1	2,3
1980	2,7	277,7	10,0	72,8	0,02	6,5	1,7
1981	2,6	234,9	12,3	88,6	0,03	9,0	3,4
1982	2,7	220,8	13,4	93,5	0,04	8,1	3,4
1983	2,7	396,8	10,5	73,4	0,01	6,6	1,2
1984	2,5	366,1	11,3	82,1	0,01	4,9	1,1
1985	2,7	458,8	9,7	71,8	0,00	6,5	1,0
1986	2,8	377,7	9,6	72,4	0,01	6,1	1,2
1987	2,6	428,8	12,1	84,4	0,00	4,7	0,9
1988	2,8	216,1	11,0	76,0	0,04	6,1	2,1
1989	2,9	215,1	12,6	86,3	0,05	6,6	2,6
1990	3,1	215,6	11,5	77,0	0,06	11,3	4,0
1991	2,9	187,2	12,6	81,9	0,07	6,5	2,9
1992	3,0	332,0	10,7	80,9	0,01	8,2	2,0
1993	3,1	441,9	10,4	72,9	0,01	10,5	1,7
1994	2,9	372,7	11,7	78,0	0,01	8,5	1,8
1995	2,8	260,8	11,8	79,6	0,02	8,6	2,6
1996	2,4	399,3	11,5	88,7	0,00	6,8	1,5
1997	2,7	310,8	11,5	80,0	0,01	7,2	1,8
1998	2,6	305,4	13,0	87,3	0,01	4,3	1,2
1999	2,6	244,8	11,2	76,6	0,02	5,9	1,8
2000	2,3	289,9	11,0	75,7	0,01	4,1	1,1
2001	2,6	447,3	11,1	76,2	0,00	4,5	0,8
2002	2,4	350,6	11,6	83,5	0,01	5,1	1,2
2003	2,2	298,9	11,9	78,6	0,01	3,3	0,9
2004	2,4	325,9	13,1	88,6	0,01	2,6	0,7
2005	2,2	282,4	11,8	78,7	0,01	2,4	0,7
2006	2,3	293,5	12,1	84,7	0,01	3,4	1,0
2007	2,1	367,9	11,5	78,6	0,00	3,2	0,7
2008	2,0	313,2	11,0	76,4	0,00	2,7	0,6
2009	2,2	341,6	10,8	76,0	0,01	1,8	0,4
2010	2,2	223,7	10,9	76,6	0,02	1,3	0,4
2011	2,1	291,2	11,8	80,1	0,01	1,7	0,5
2012	2,2	259,0	12,8	82,3	0,01	1,0	0,3
2013	2,2	365,7	10,3	73,9	0,00	1,5	0,3
2014	2,5	352,2	11,7	87,4	0,01	4,6	1,1
2015	2,3	422,7	11,1	76,3	0,00	2,4	0,4
2016	2,1	312,9	14,2	97,0	0,01	1,4	0,4
2017	2,4	475,3	10,8	75,2	0,00	3,4	0,5
2018	2,6	487,3	10,6	74,6	0,00	3,3	0,5
2019	2,5	338,8	11,2	77,0	0,01	3,6	0,8
2020	2,4	416,6	12,9	83,2	0,00	3,2	0,6
2021	2,4	388,0	11,6	78,2	0,00	2,6	0,5
2022	2,3	321,7	11,8	79,5	0,01	2,5	0,6
2023	2,2	311,4	13,4	92,8	0,01	2,6	0,8

Таблица М.12 – Климатические показатели метеостанции Курган

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,8	266,0	13,9	93,5	0,07	24,6	8,6
1967	3,7	291,7	12,8	82,2	0,04	19,6	5,5
1968	4,0	256,3	11,1	75,1	0,06	26,3	7,7
1969	3,7	284,5	11,8	89,7	0,05	19,4	6,1
1970	3,8	377,7	11,5	77,3	0,02	24,3	5,0
1971	3,9	347,1	11,7	77,3	0,03	21,6	4,8
1972	3,4	243,7	11,0	76,0	0,05	18,3	5,7
1973	3,6	334,2	11,5	77,2	0,02	20,1	4,6
1974	3,0	299,3	13,3	83,4	0,02	13,2	3,7
1975	3,4	131,1	12,7	80,9	0,54	15,8	9,8
1976	3,4	235,2	13,9	94,2	0,07	16,2	6,5
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	5,0	222,2	11,5	77,0	0,21	41,0	14,2
1979	4,2	257,1	12,6	85,6	0,09	29,9	10,0
1980	3,7	246,0	11,5	77,2	0,06	18,4	5,8
1981	4,4	212,5	12,8	80,7	0,17	30,9	11,7
1982	4,5	315,2	12,4	80,0	0,06	36,3	9,2
1983	4,3	342,1	12,2	79,7	0,04	30,6	7,1
1984	4,0	292,5	11,5	76,2	0,05	22,3	5,8
1985	4,0	235,8	11,1	75,7	0,09	24,2	7,7
1986	4,1	379,8	11,0	76,3	0,03	25,1	5,0
1987	3,8	292,0	12,1	77,1	0,04	24,0	6,3
1988	4,0	263,3	13,1	82,0	0,07	24,1	7,5
1989	3,8	223,6	12,6	79,1	0,09	23,1	8,2
1990	4,2	319,3	12,4	79,8	0,04	28,8	7,2
1991	3,6	239,1	14,4	88,0	0,07	21,4	7,9
1992	4,0	302,9	10,6	74,5	0,04	25,5	6,3
1993	4,0	396,8	11,5	76,0	0,02	28,6	5,5
1994	4,2	342,9	12,7	81,3	0,04	30,5	7,2
1995	3,8	197,8	13,6	84,9	0,15	27,7	11,9
1996	3,9	213,2	13,3	87,7	0,13	26,0	10,7
1997	3,9	302,1	13,2	84,1	0,04	25,9	7,2
1998	3,8	206,8	15,2	95,0	0,15	25,2	11,6
1999	3,9	379,7	12,4	80,6	0,02	25,4	5,4
2000	3,7	391,1	12,4	79,7	0,02	23,1	4,7
2001	3,9	342,1	12,1	79,4	0,03	24,0	5,6
2002	3,9	382,1	11,0	75,1	0,02	23,4	4,6
2003	3,8	284,9	13,3	82,7	0,05	23,3	6,8
2004	4,0	327,7	13,1	81,4	0,04	25,3	6,3
2005	3,6	301,4	13,0	82,3	0,03	20,9	5,7
2006	4,2	273,7	12,5	80,0	0,07	26,9	7,9
2007	3,9	261,5	13,5	84,5	0,07	23,5	7,6
2008	4,1	305,2	11,6	68,7	0,04	25,1	5,7
2009	4,1	191,2	12,7	81,5	0,19	27,1	11,6
2010	3,8	118,7	13,9	85,2	1,72	22,2	15,9
2011	3,7	388,9	12,9	82,6	0,02	18,8	4,0
2012	3,6	184,0	14,8	89,2	0,18	19,3	9,3
2013	3,7	259,7	10,9	66,6	0,05	18,1	4,6
2014	3,5	348,0	11,6	76,4	0,02	16,4	3,6
2015	2,1	342,9	12,3	79,5	0,00	2,3	0,5
2016	1,7	354,1	13,4	83,1	0,00	0,6	0,2
2017	2,0	289,2	12,2	79,0	0,01	2,0	0,5
2018	2,2	250,5	12,1	79,0	0,01	2,6	0,8
2019	2,0	298,4	12,8	81,6	0,01	1,0	0,3
2020	2,0	265,7	12,2	72,8	0,01	2,7	0,7
2021	1,8	164,3	14,1	85,6	0,03	1,5	0,8
2022	1,9	209,5	13,5	84,2	0,01	0,6	0,2
2023	1,8	224,0	15,6	100,9	0,01	1,9	0,9

Таблица М.13 – Климатические показатели метеостанции Омск

Год	V, м/с	P, мм	T, °C	PET, мм	C	W, %	M
1966	3,3	295,9	11,7	75,7	0,02	15,0	3,8
1967	2,6	241,3	12,6	81,0	0,02	5,7	1,9
1968	2,7	327,2	10,6	73,2	0,01	7,8	1,7
1969	3,3	333,6	10,3	71,5	0,02	16,6	3,6
1970	3,4	336,6	10,6	73,8	0,02	19,4	4,3
1971	3,1	303,9	11,5	76,4	0,02	11,2	2,8
1972	3,0	301,5	9,9	72,3	0,02	10,0	2,4
1973	3,0	312,1	11,6	76,7	0,02	9,3	2,3
1974	2,7	213,4	12,6	80,6	0,04	6,9	2,6
1975	3,0	239,8	11,5	76,2	0,04	8,7	2,7
1976	2,7	236,0	14,0	94,0	0,03	4,5	1,8
1977	-	-	-	-	-	-	-
1978	2,8	318,4	11,4	76,7	0,01	5,6	1,3
1979	2,6	427,1	12,7	85,8	0,01	5,5	1,1
1980	2,5	262,7	11,4	76,2	0,02	5,6	1,6
1981	2,6	222,3	13,9	93,3	0,04	4,4	1,8
1982	2,4	330,8	12,8	80,7	0,01	4,1	1,0
1983	2,5	304,1	11,8	77,1	0,01	3,2	0,8
1984	2,7	284,7	12,9	86,3	0,02	5,4	1,6
1985	3,1	260,1	10,8	74,2	0,03	9,6	2,7
1986	2,9	397,3	10,7	74,9	0,01	6,4	1,2
1987	2,9	353,6	11,7	75,2	0,01	6,9	1,5
1988	2,8	153,2	12,5	79,6	0,14	7,3	3,8
1989	3,0	229,5	11,8	76,5	0,04	8,2	2,7
1990	3,0	302,5	12,7	80,2	0,02	6,9	1,8
1991	2,7	237,6	13,9	85,4	0,03	4,8	1,7
1992	2,9	243,1	10,4	73,3	0,03	5,0	1,5
1993	2,8	465,8	11,2	74,9	0,00	7,0	1,1
1994	2,6	321,1	12,4	79,4	0,01	5,2	1,3
1995	2,6	235,0	12,7	81,5	0,02	4,5	1,6
1996	2,6	304,3	10,4	71,5	0,01	5,1	1,2
1997	2,7	217,4	13,1	83,6	0,04	4,5	1,7
1998	2,6	236,2	14,4	91,6	0,03	3,7	1,4
1999	2,2	210,5	12,6	80,6	0,02	4,1	1,6
2000	2,1	290,0	12,2	78,4	0,01	4,0	1,1
2001	2,1	275,1	12,2	78,9	0,01	2,3	0,7
2002	2,1	345,3	11,1	75,0	0,00	2,6	0,6
2003	2,1	319,2	12,6	80,0	0,01	3,3	0,8
2004	2,3	289,4	12,7	80,1	0,01	2,5	0,7
2005	2,0	300,0	12,9	81,6	0,01	1,0	0,3
2006	2,2	290,7	11,9	77,3	0,01	2,5	0,7
2007	2,0	465,9	12,8	81,6	0,00	2,5	0,4
2008	2,0	237,3	12,6	80,3	0,01	1,8	0,6
2009	1,8	493,3	11,9	78,6	0,00	2,5	0,4
2010	2,0	144,2	12,6	80,7	0,06	1,3	0,8
2011	2,2	321,8	13,0	82,6	0,01	3,2	0,8
2012	2,1	206,5	14,2	86,1	0,02	2,1	0,9
2013	2,3	335,3	10,2	64,7	0,01	3,2	0,6
2014	2,3	174,8	13,3	91,4	0,06	4,1	2,1
2015	2,2	382,4	12,2	78,8	0,00	2,3	0,5
2016	2,0	294,1	15,3	99,7	0,01	2,0	0,7
2017	2,2	235,4	12,3	78,9	0,02	2,5	0,8
2018	2,4	321,4	11,4	76,5	0,01	3,1	0,7
2019	2,0	301,1	12,4	79,8	0,01	1,6	0,4
2020	2,3	227,5	14,3	86,9	0,02	2,8	1,1
2021	2,5	210,9	13,2	82,2	0,03	2,9	1,1
2022	2,4	290,8	13,2	83,1	0,01	2,6	0,7
2023	2,5	193,2	14,8	96,8	0,06	4,2	2,1

Результаты измерений температуры грунта

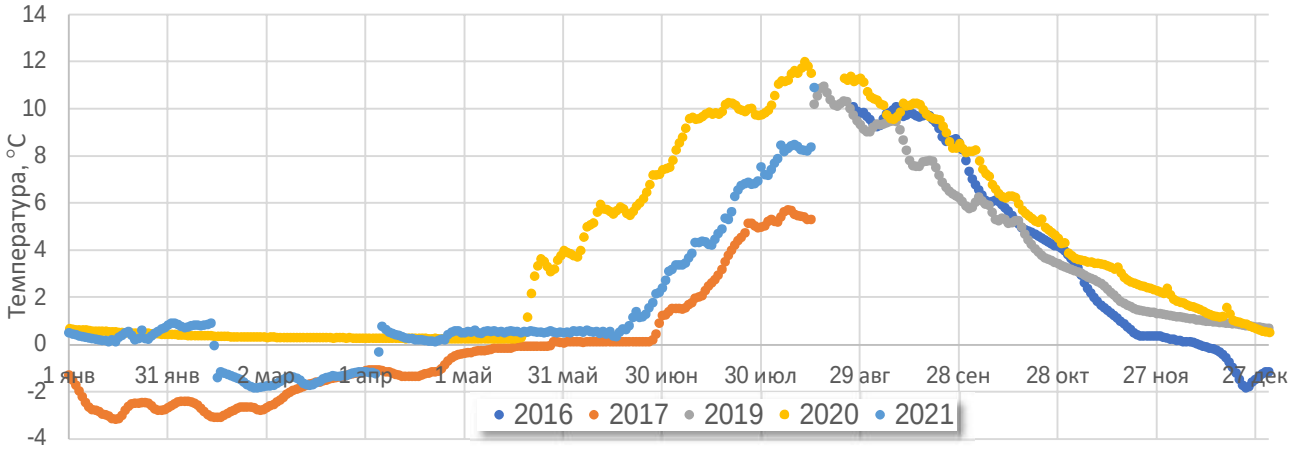


Рисунок Н.1 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – лес зеленомошный; глубина – 40 см

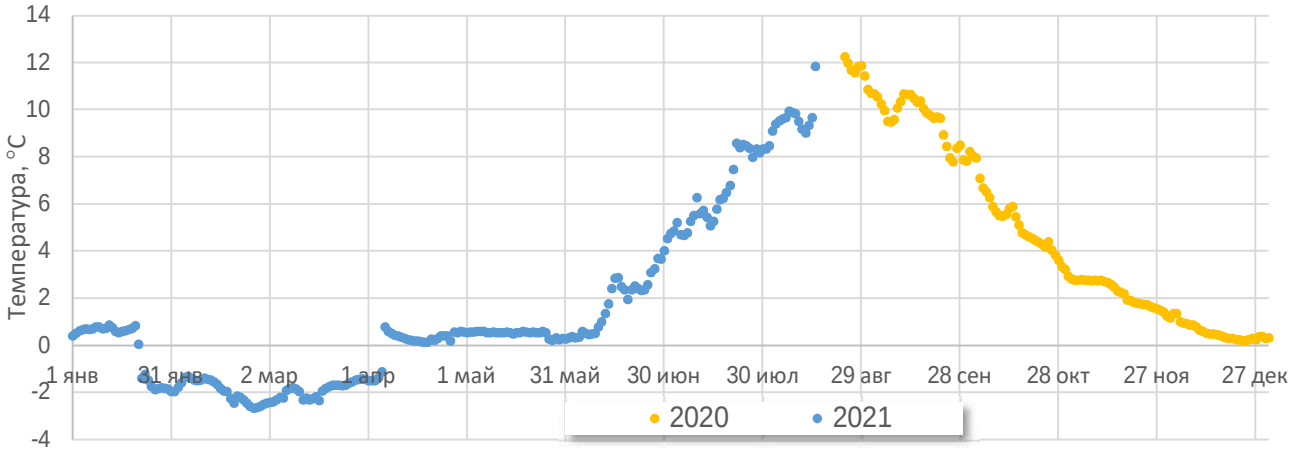


Рисунок Н.2 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – лес зеленомошный; глубина – 20 см

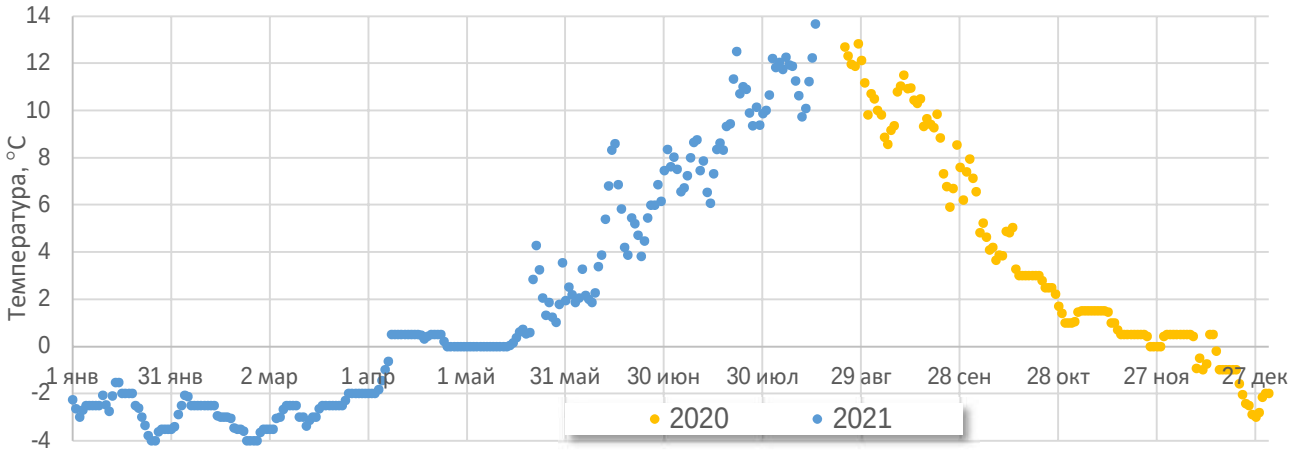


Рисунок Н.3 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – лес зеленомошный; глубина – 7 см

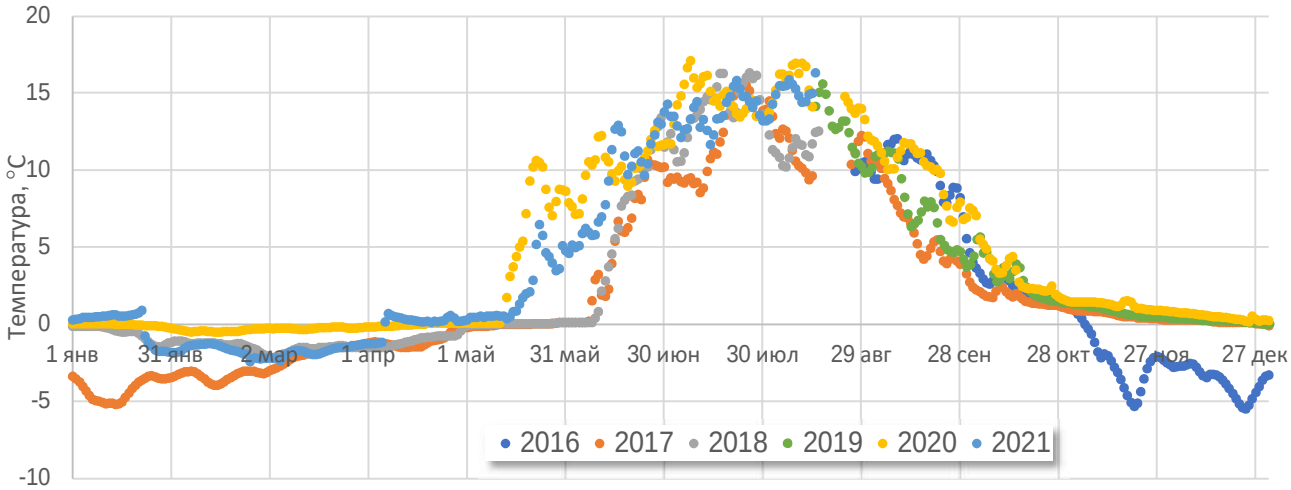


Рисунок Н.4 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – беломошник (сосново-лишайниковое редколесье); глубина – 40 см

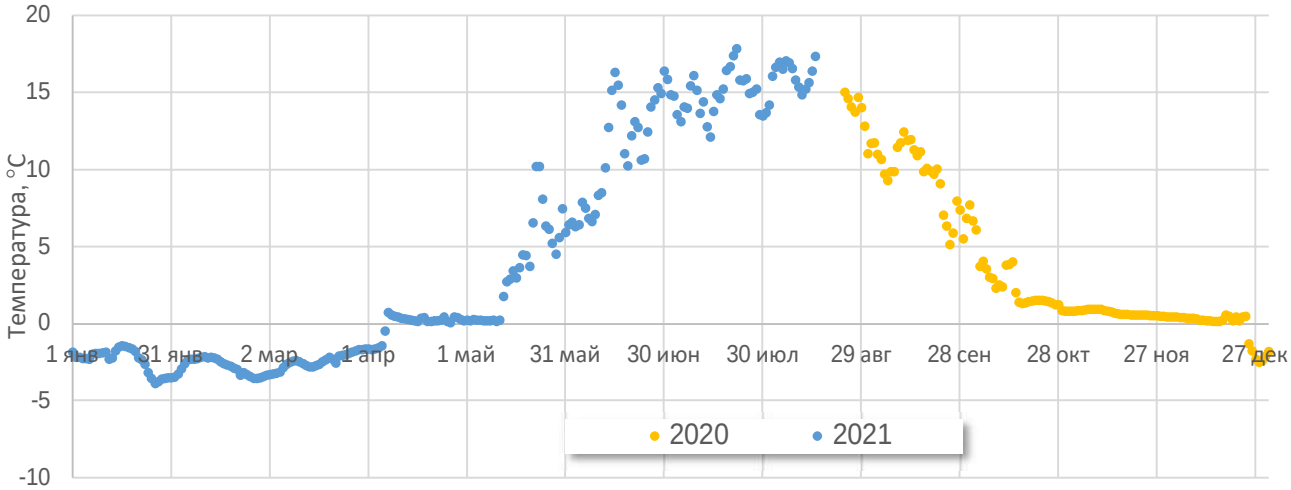


Рисунок Н.5 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – беломошник (сосново-лишайниковое редколесье); глубина – 20 см

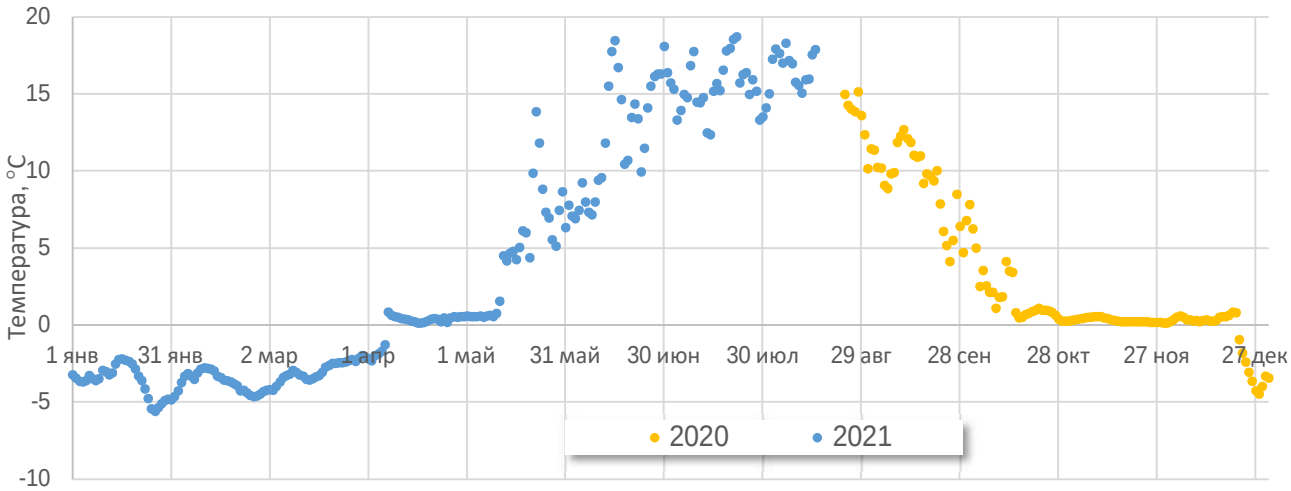


Рисунок Н.6 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – беломошник (сосново-лишайниковое редколесье); глубина – 7 см

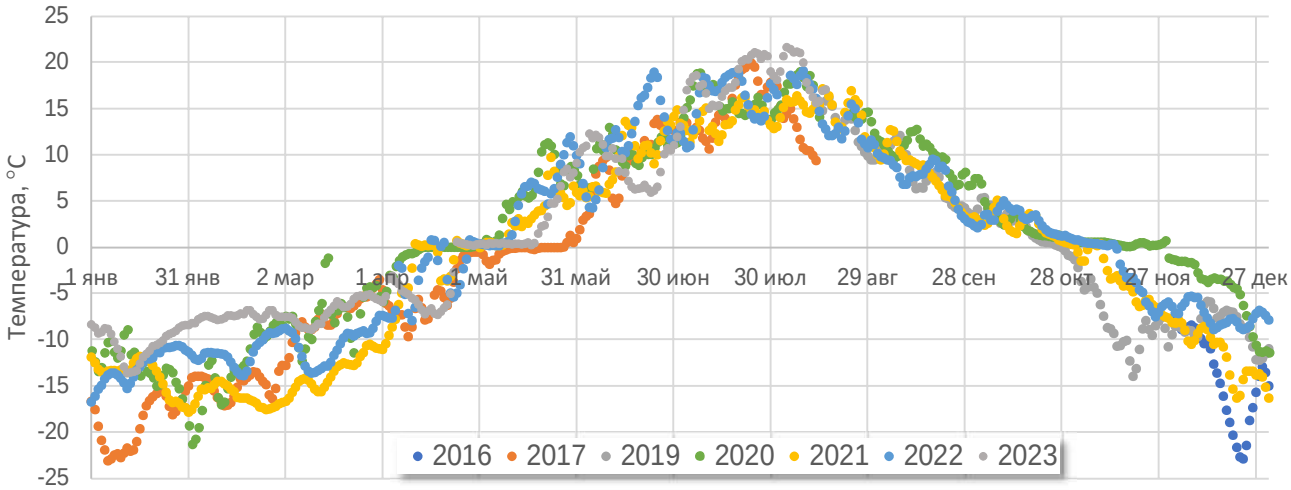


Рисунок Н.7 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – вершина дюны; глубина – 40 см

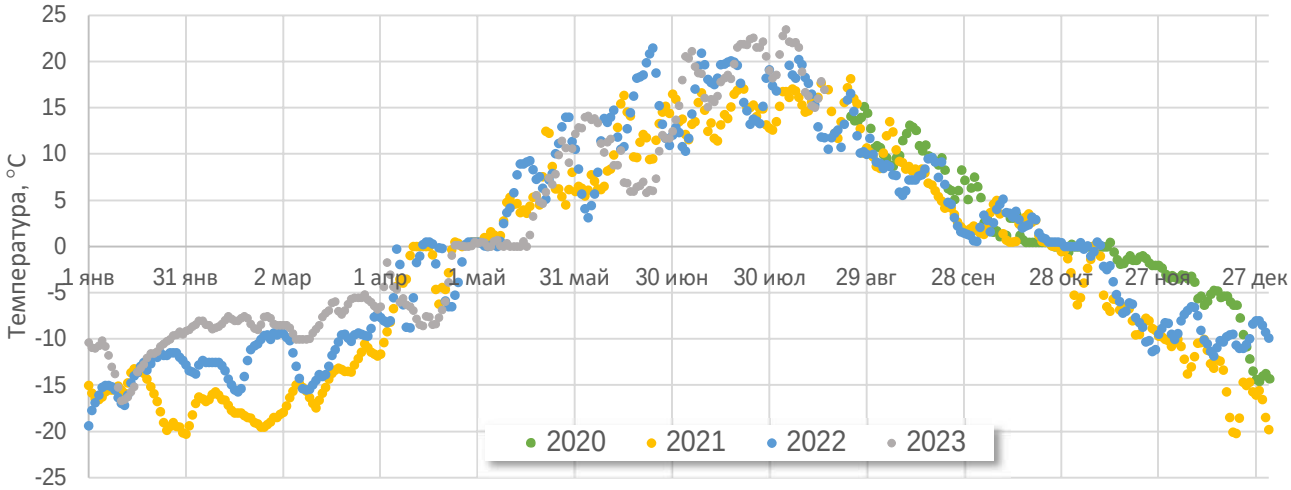


Рисунок Н.8 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – вершина дюны; глубина – 20 см

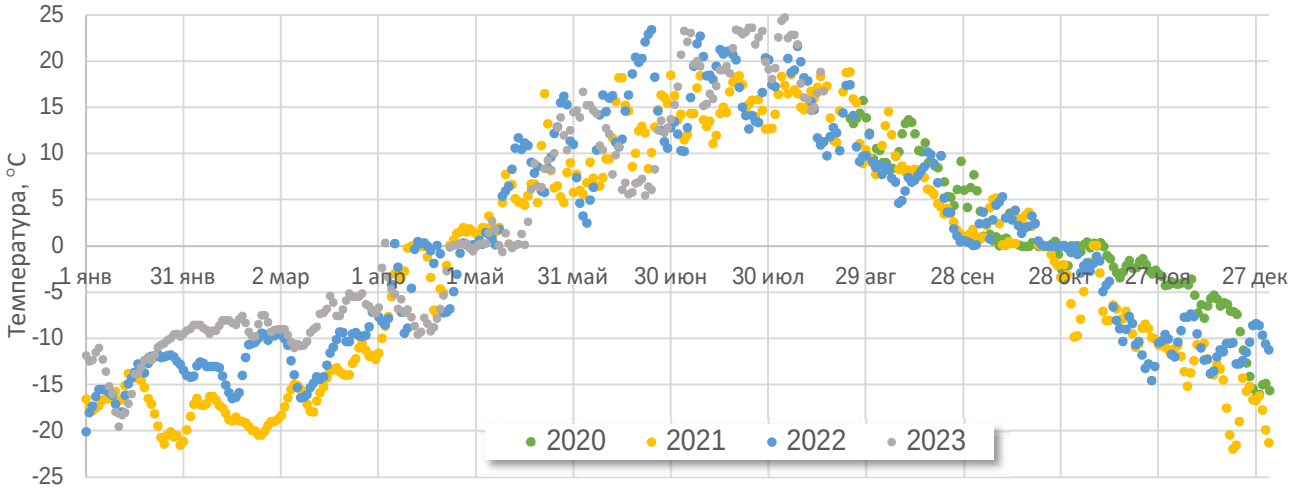


Рисунок Н.9 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – вершина дюны; глубина – 7 см

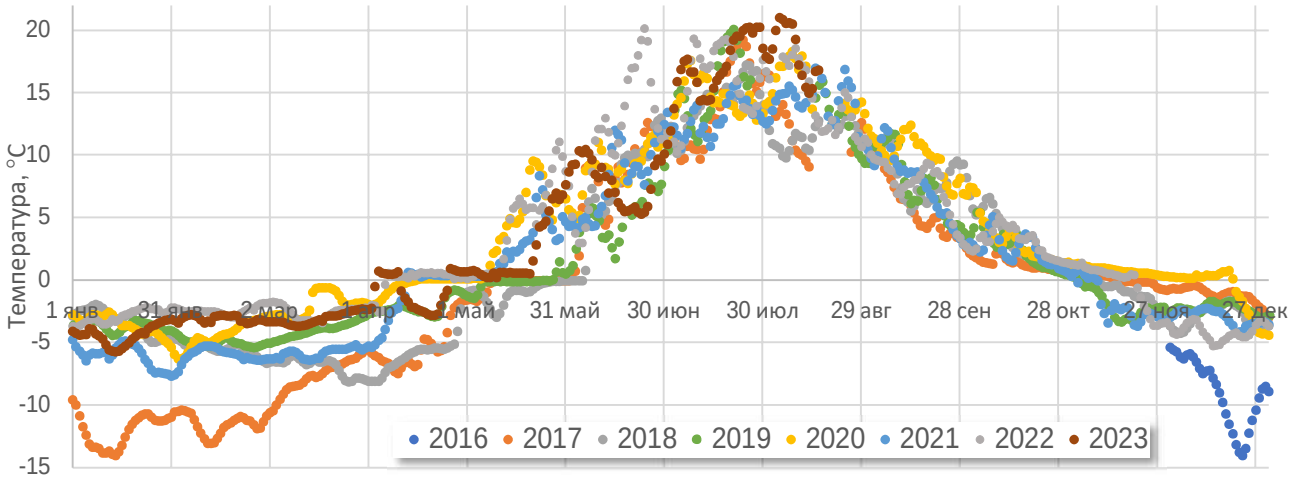


Рисунок Н.10 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – междюнное понижение; глубина – 40 см

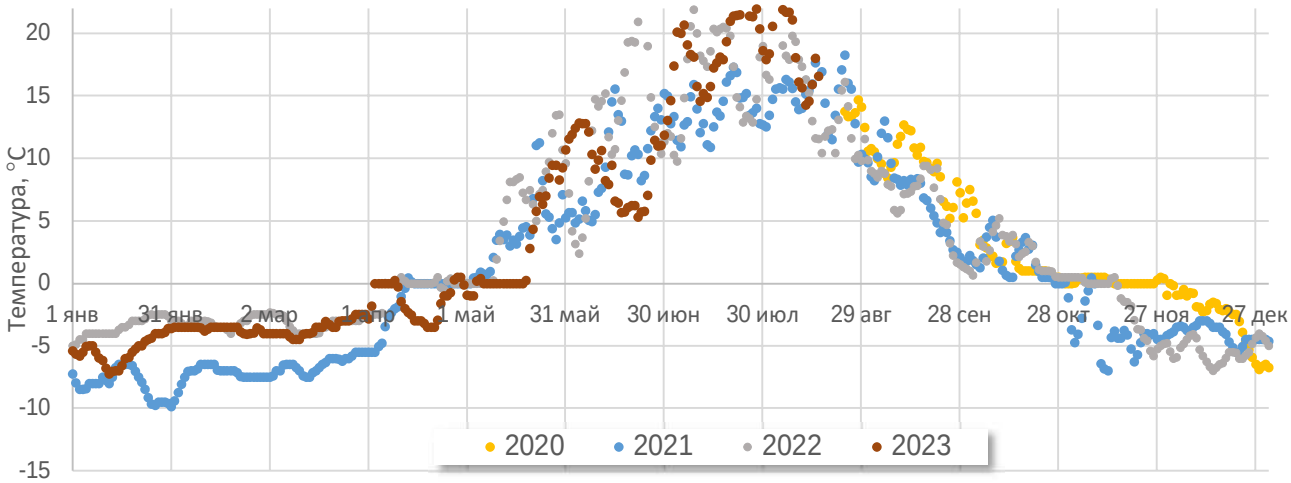


Рисунок Н.11 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – междюнное понижение; глубина – 20 см

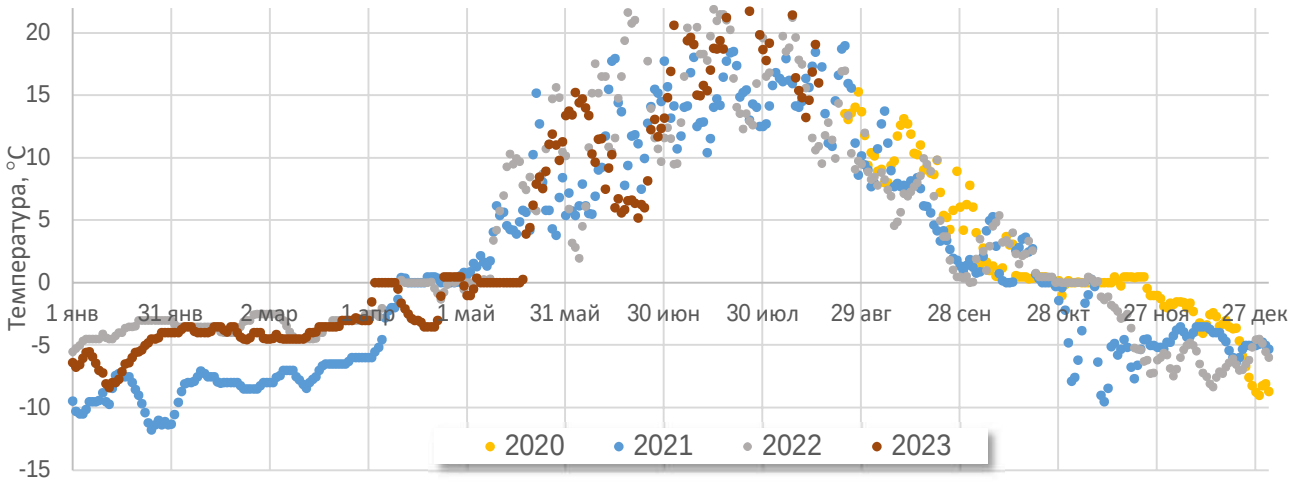


Рисунок Н.12 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – междюнное понижение; глубина – 7 см

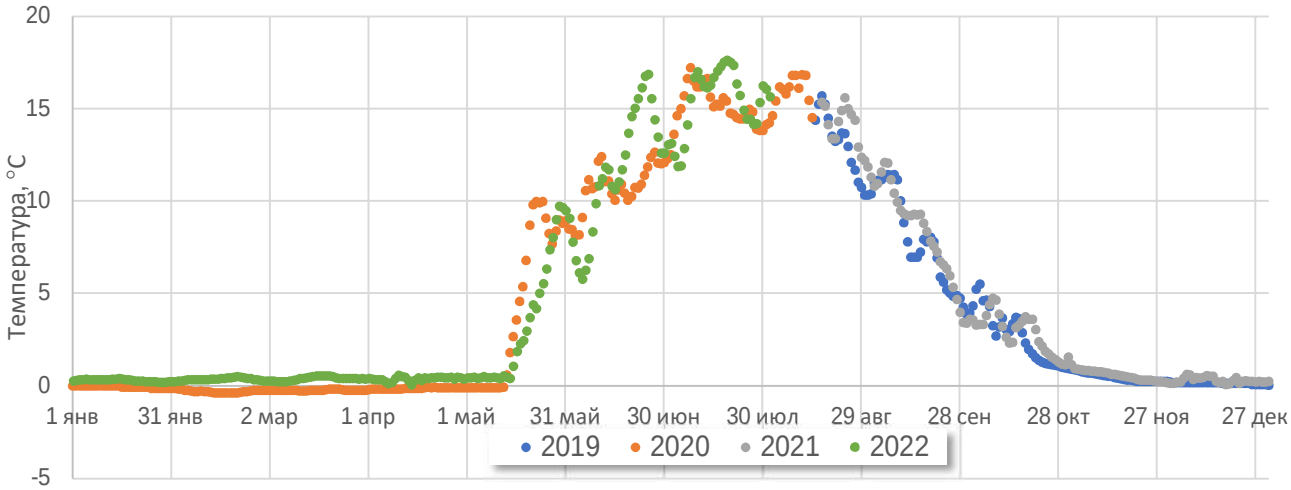


Рисунок Н.13 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – растительный анклав; глубина – 40 см

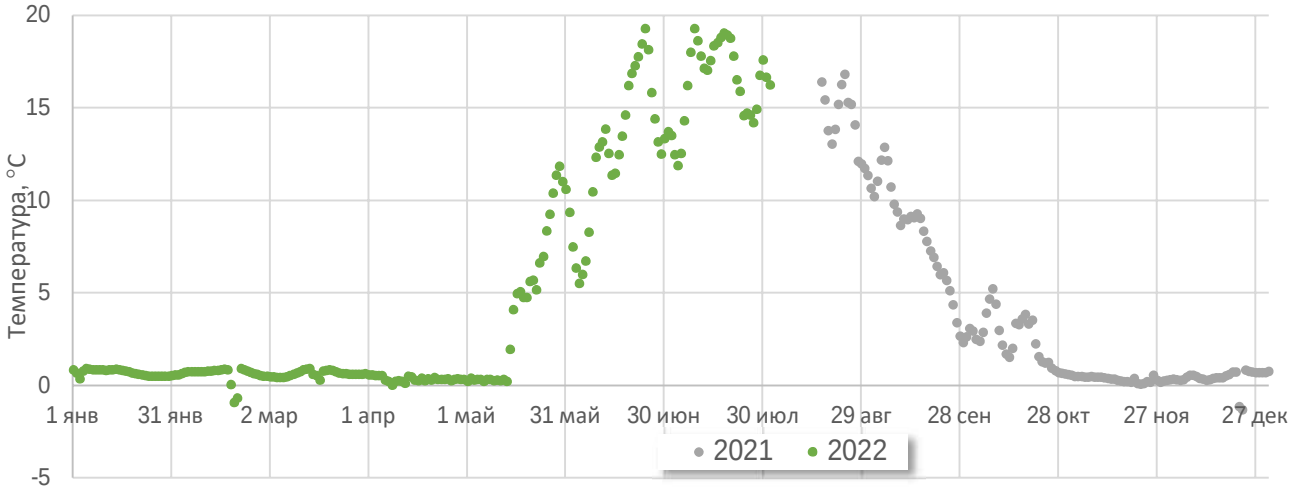


Рисунок Н.14 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – растительный анклав; глубина – 20 см

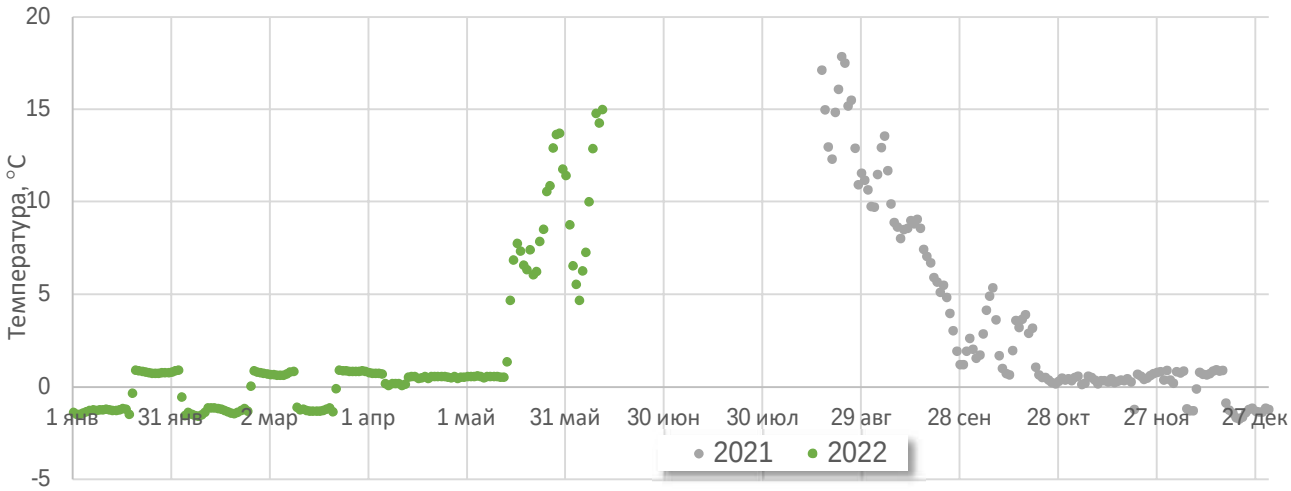


Рисунок Н.15 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – растительный анклав; глубина – 7 см

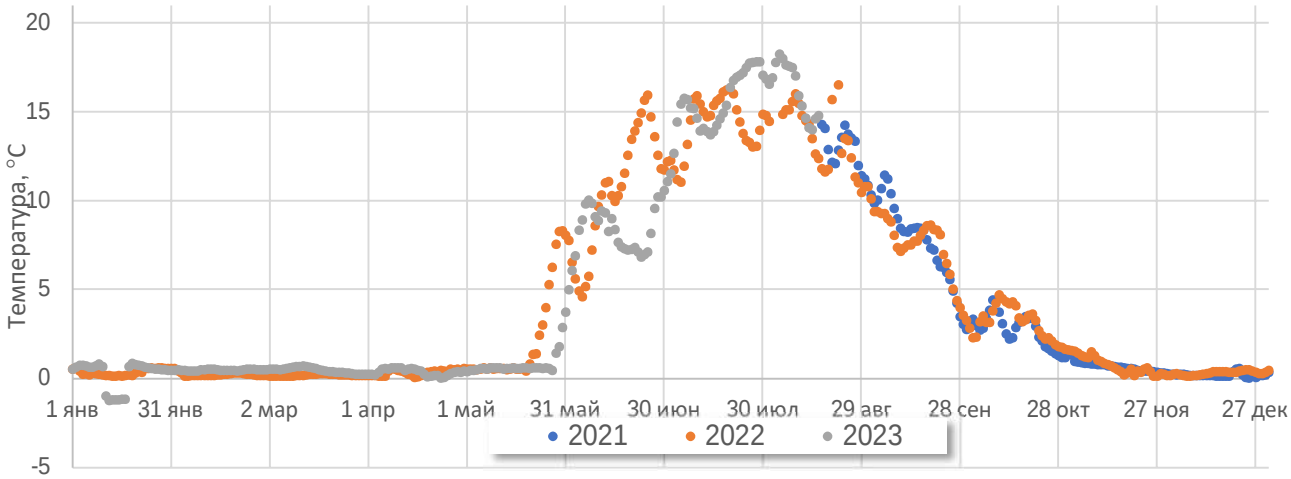


Рисунок Н.16 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – гарь свежая (август 2020 г.); глубина – 40 см

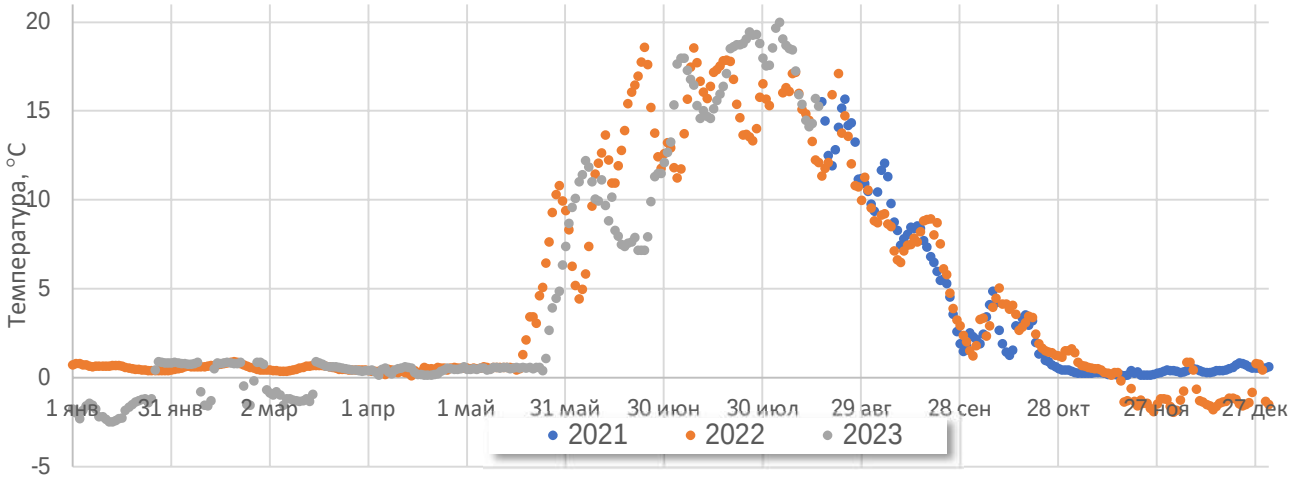


Рисунок Н.17 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – гарь свежая (август 2020 г.); глубина – 20 см

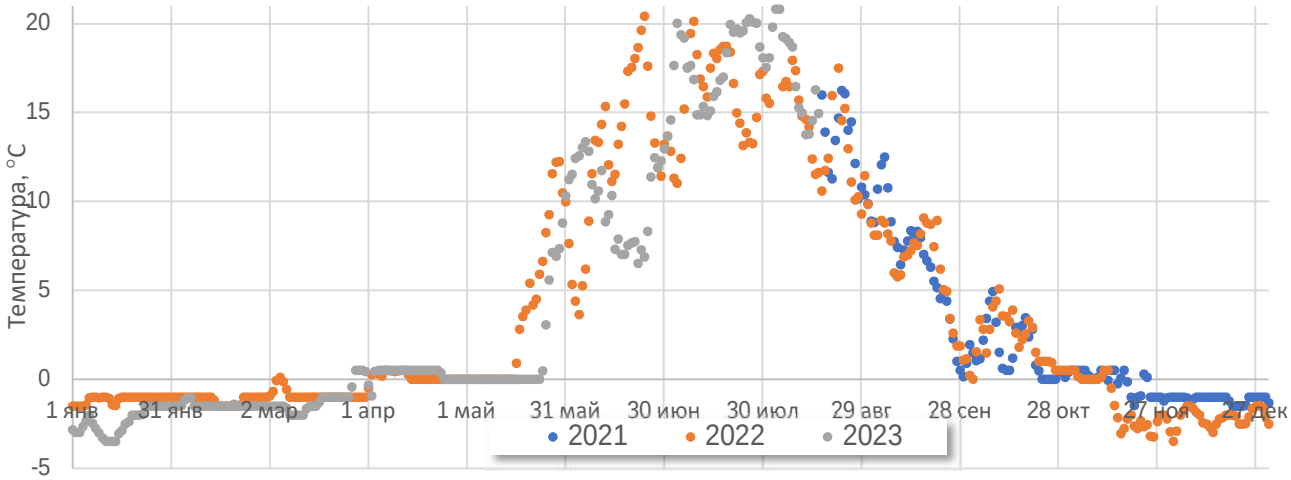


Рисунок Н.18 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – гарь свежая (август 2020 г.); глубина – 7 см

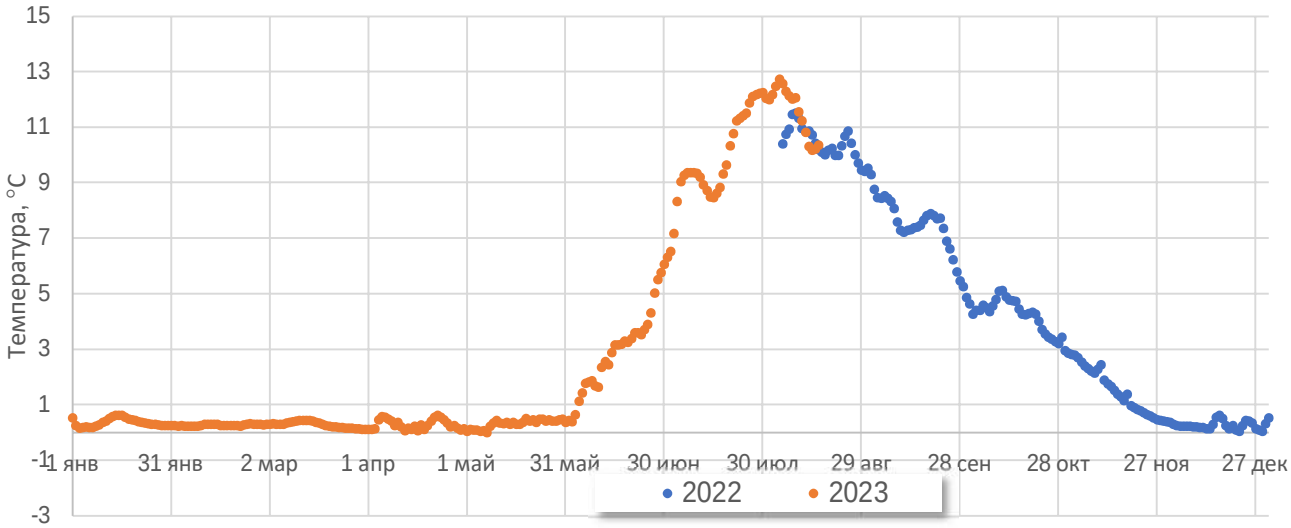


Рисунок Н.19 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – сосновый бор на заросших дюнах; глубина – 40 см

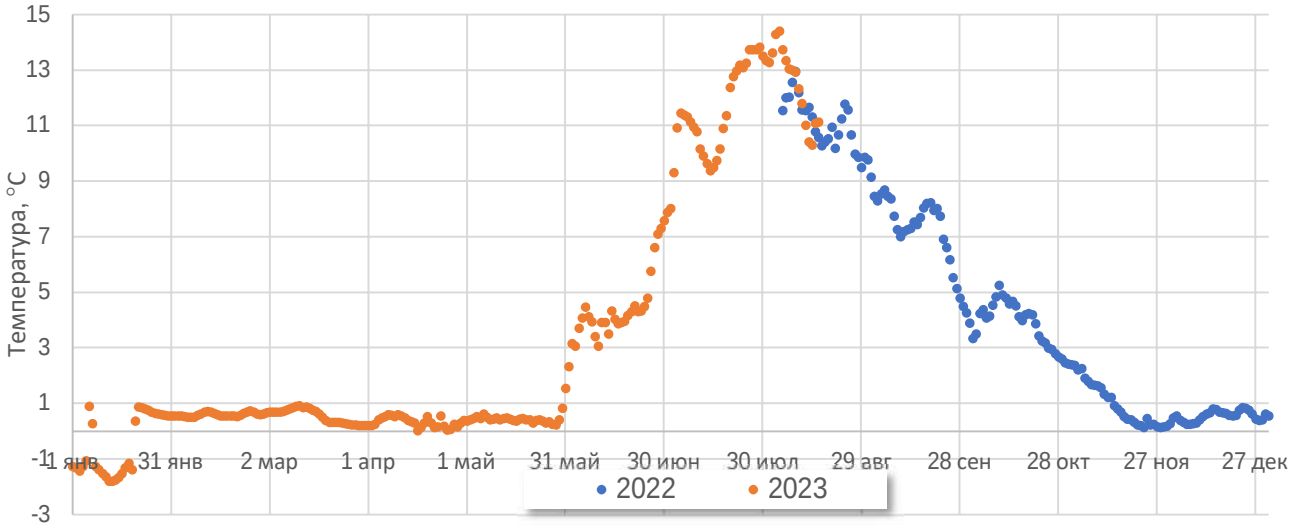


Рисунок Н.20 – Результаты измерений температуры грунта:
местоположение – сосновый бор на заросших дюнах; глубина – 20 см

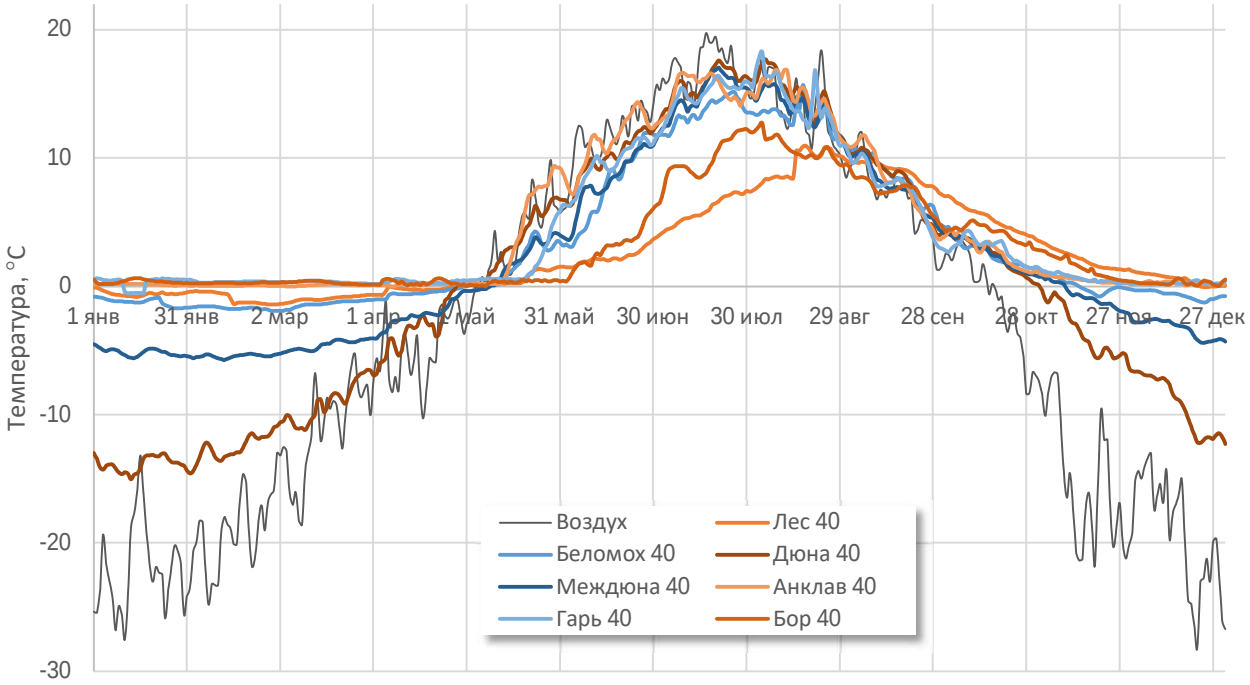


Рисунок Н.21 – Осредненные значения температуры воздуха и грунтов на различных участках; глубина – 40 см

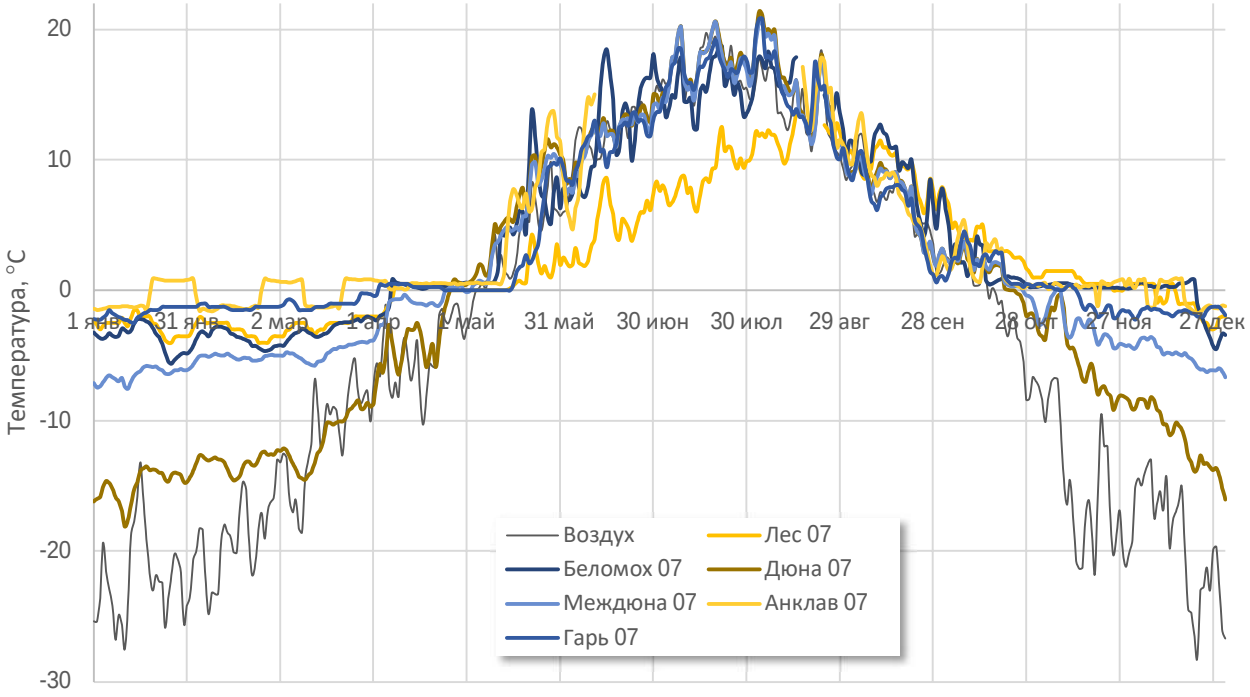


Рисунок Н.22 – Осредненные значения температуры воздуха и грунтов на различных участках; глубина – 7 см

Приложение О

Результаты дистанционного выявления оголенных песков антропогенного происхождения

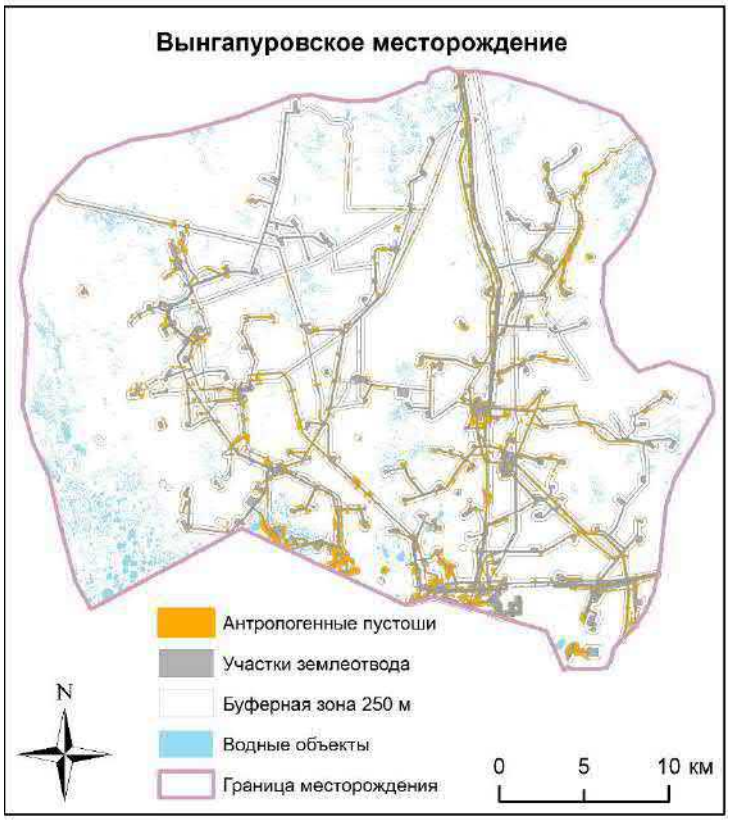


Рисунок О.1 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Вынгапуровского месторождения

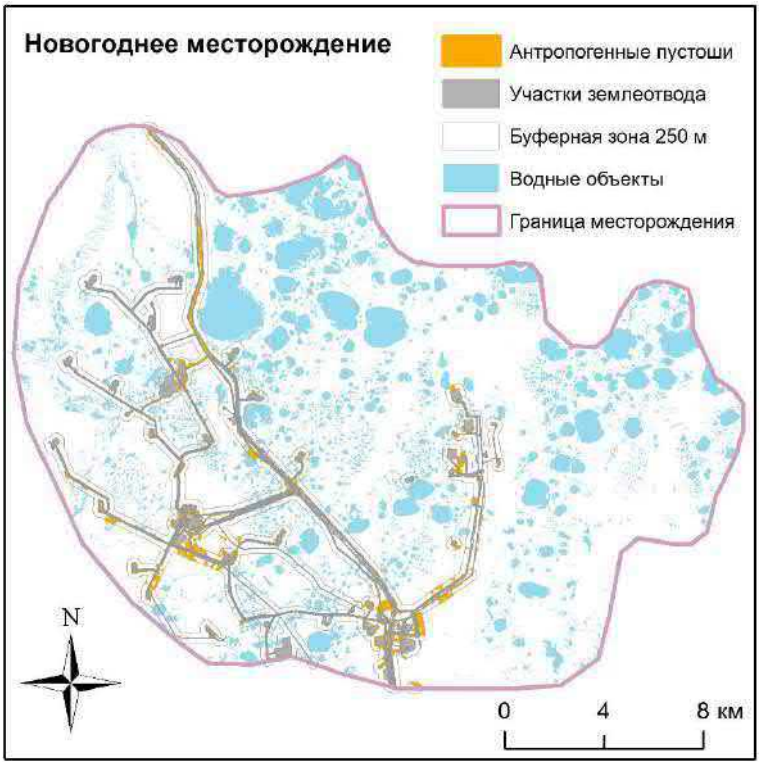


Рисунок О.2 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Новогоднего месторождения

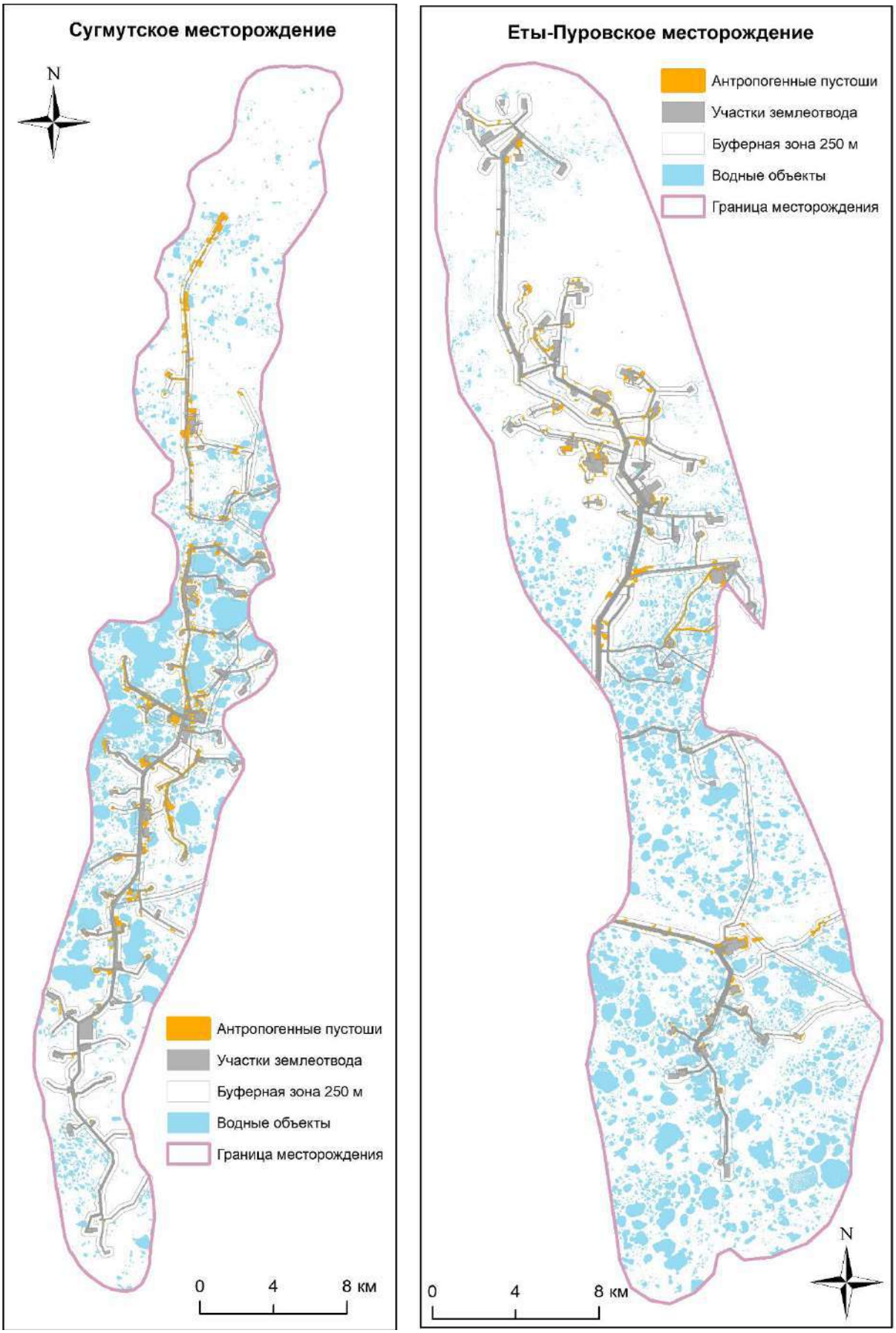


Рисунок О.3 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Сугмутского (слева) и Еты-Пуровского (справа) месторождений

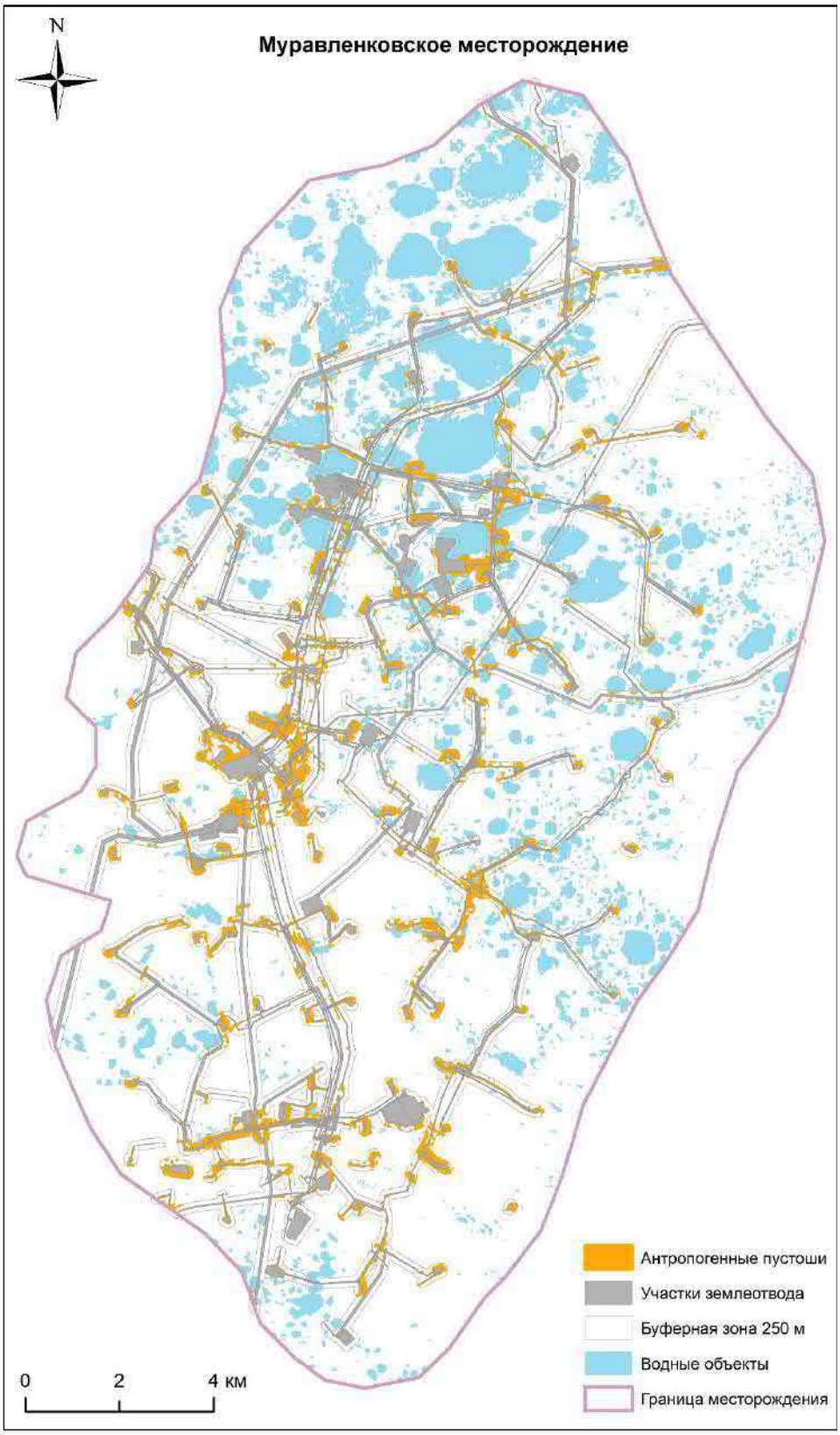


Рисунок О.4 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Муравленковского месторождения

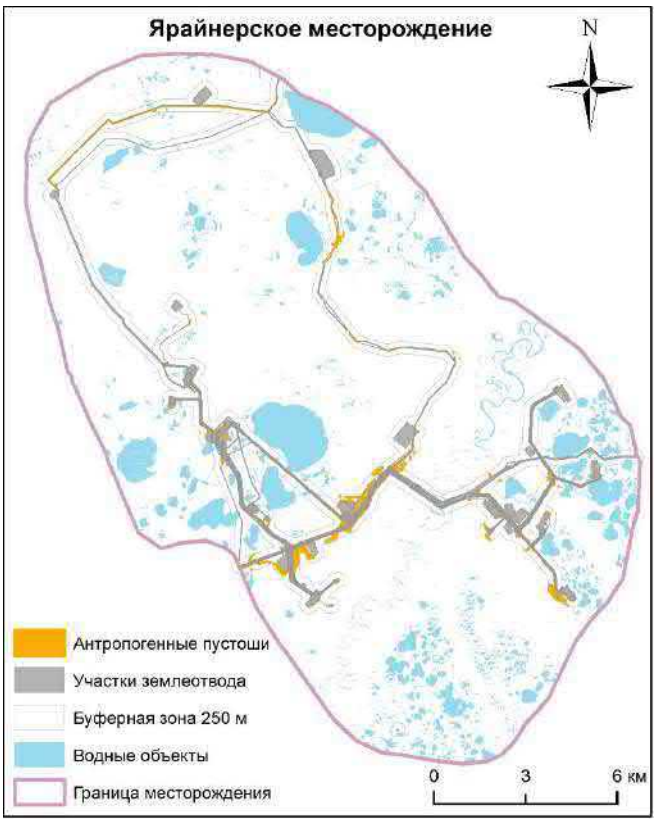


Рисунок О.5 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Ярайнерского месторождения

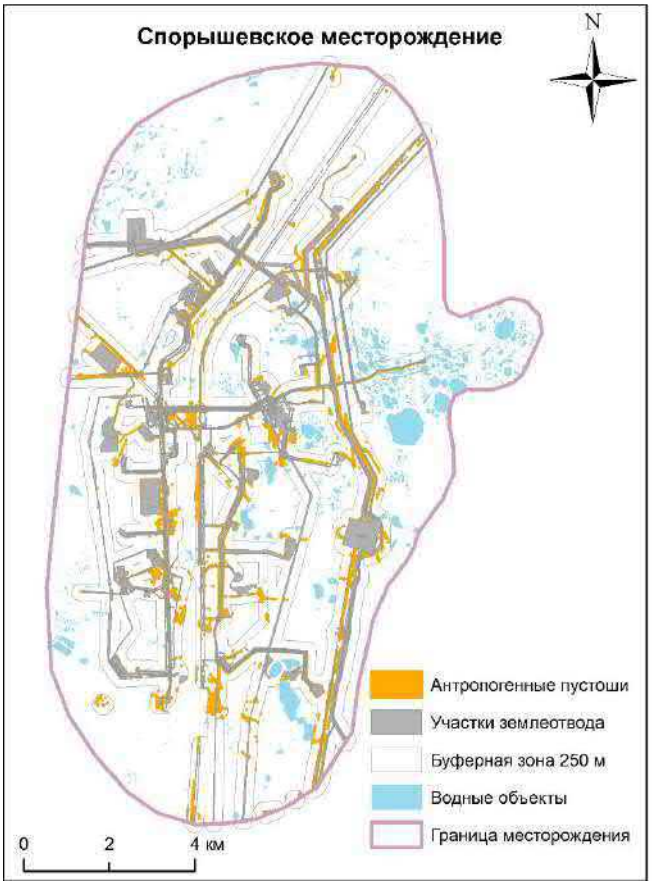


Рисунок О.6 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Спорышевского месторождения

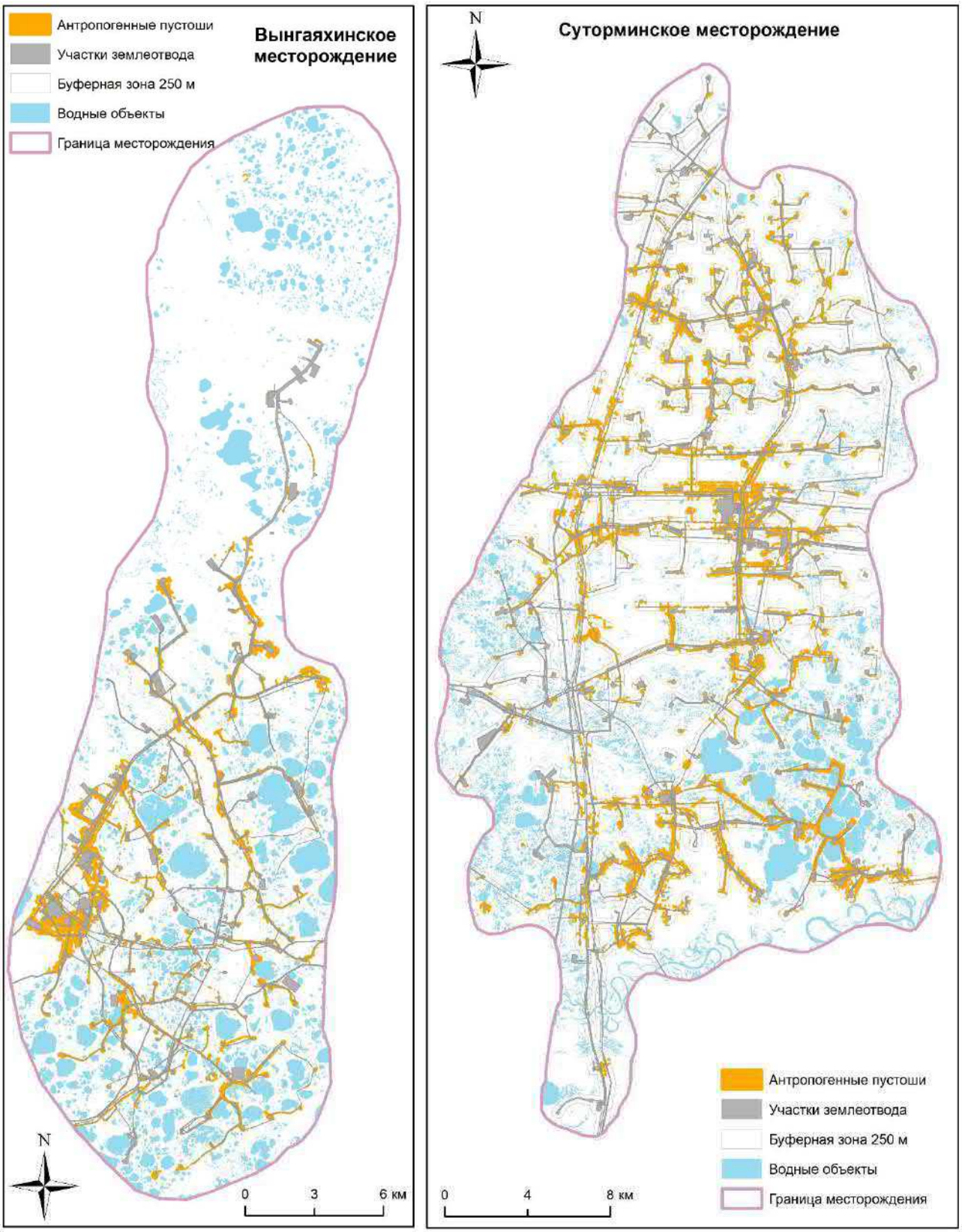


Рисунок О.7 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Вынгаяхинского (слева) и Сутормінского (справа) месторождений

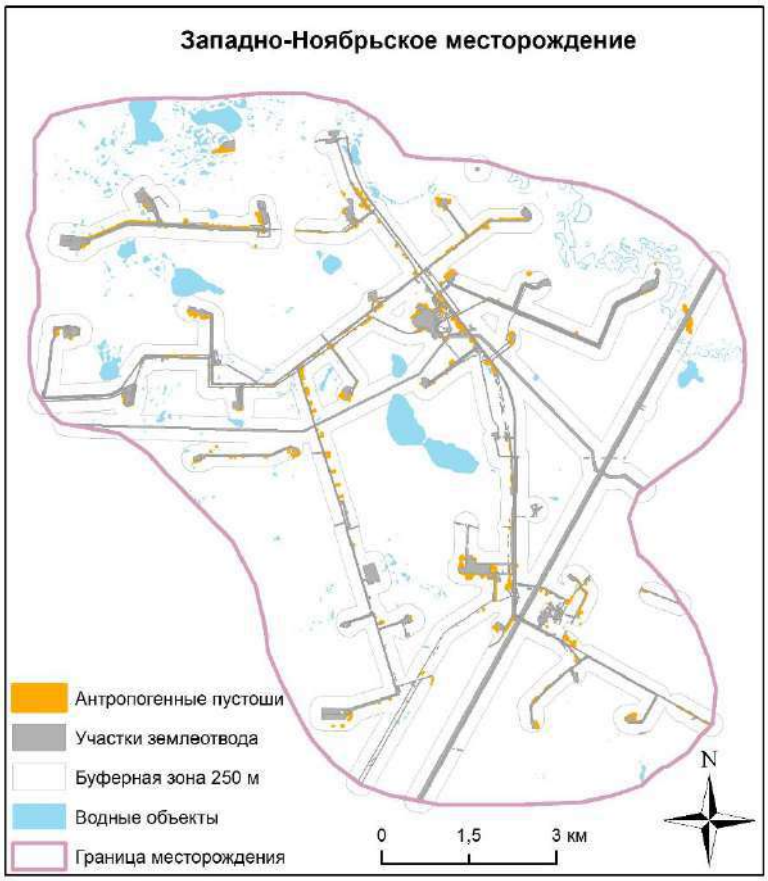


Рисунок О.8 – Участки оголенных песков антропогенного происхождения в пределах Западно-Ноябрьского месторождения

Результаты обработки съемки с БПЛА сухоройных карьеров

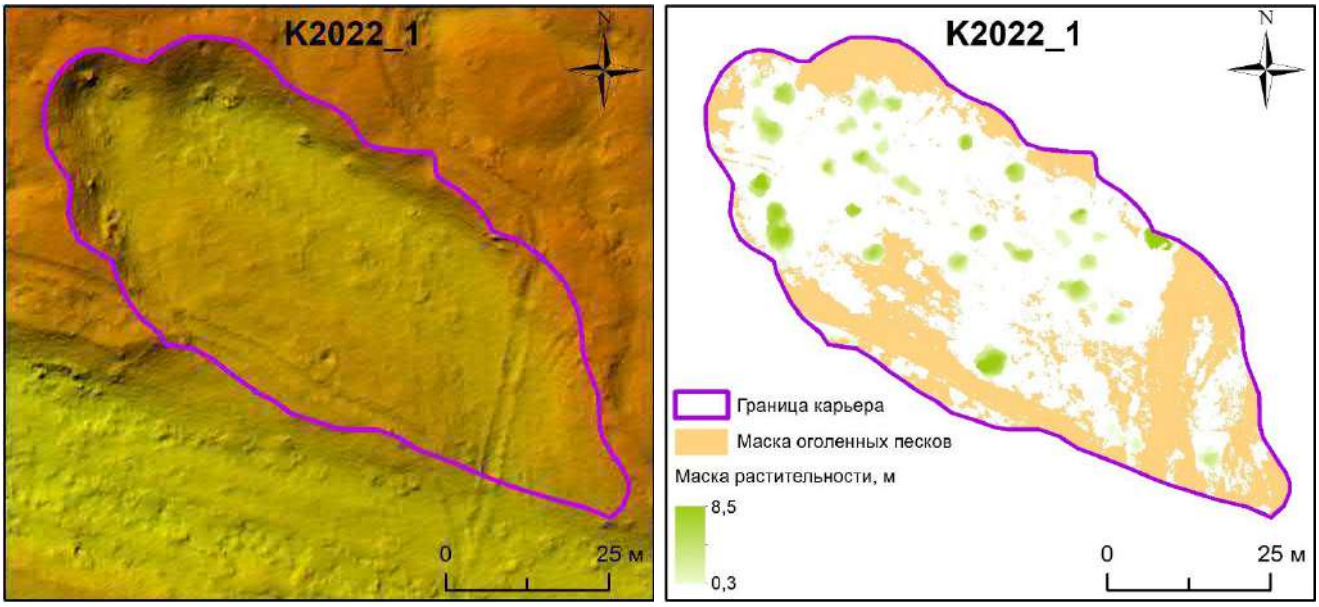


Рисунок П.1 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_1 (GEN1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

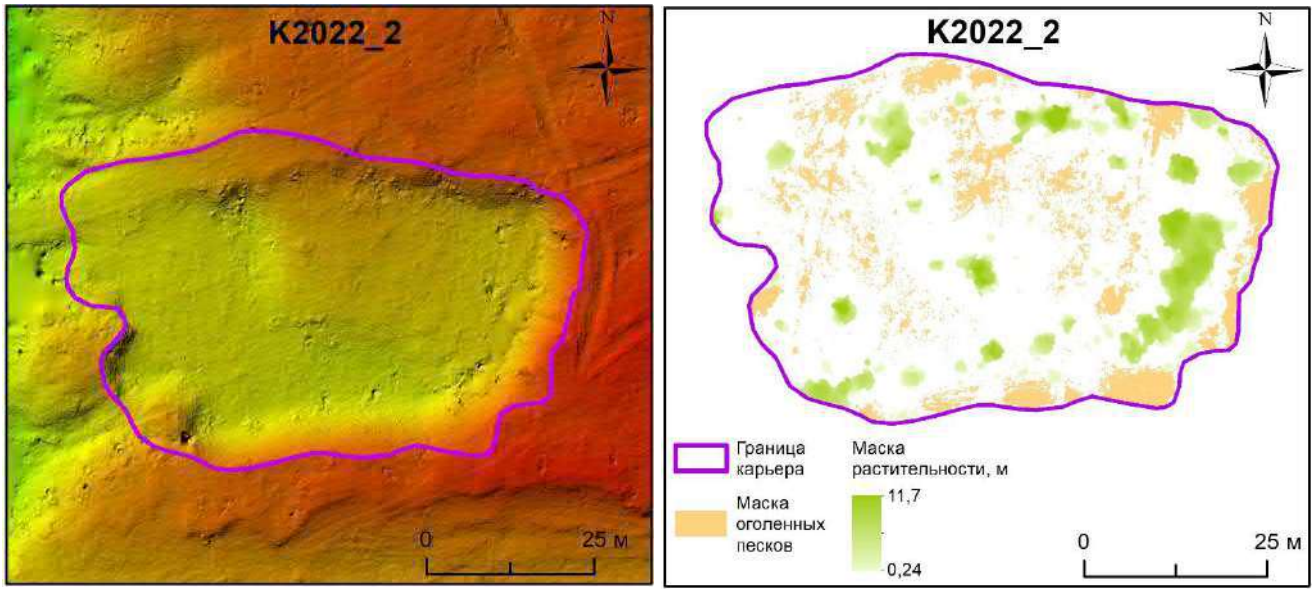


Рисунок П.2 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_2 (GEN1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

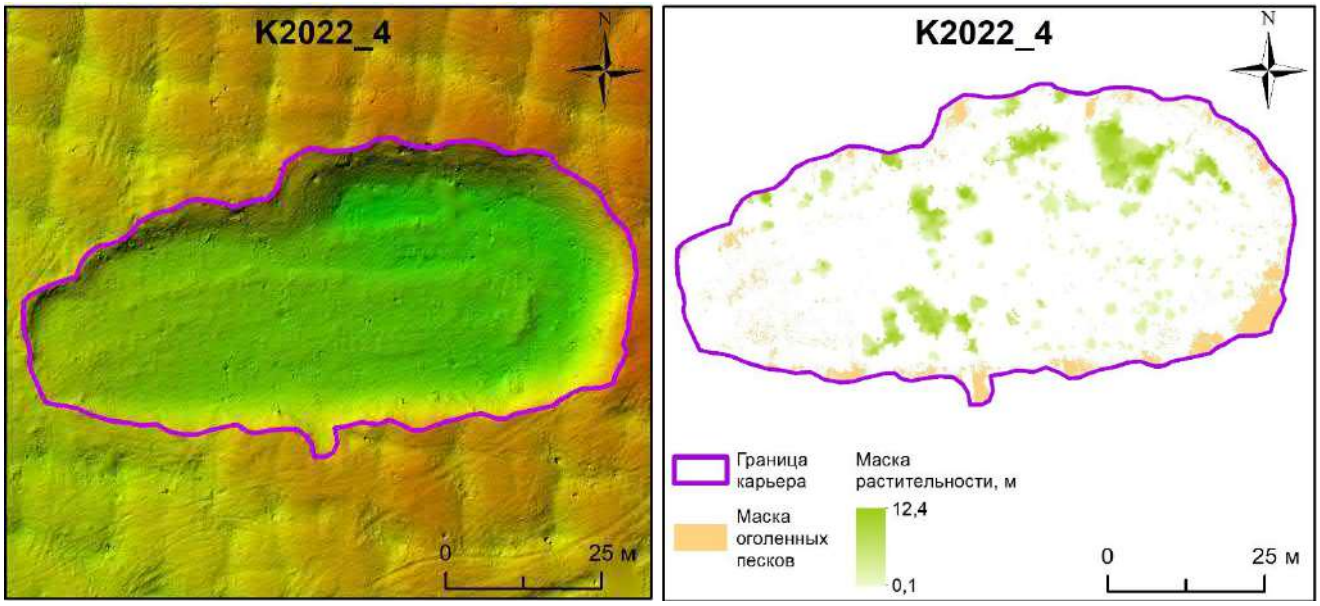


Рисунок П.3 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_4 (GEN1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

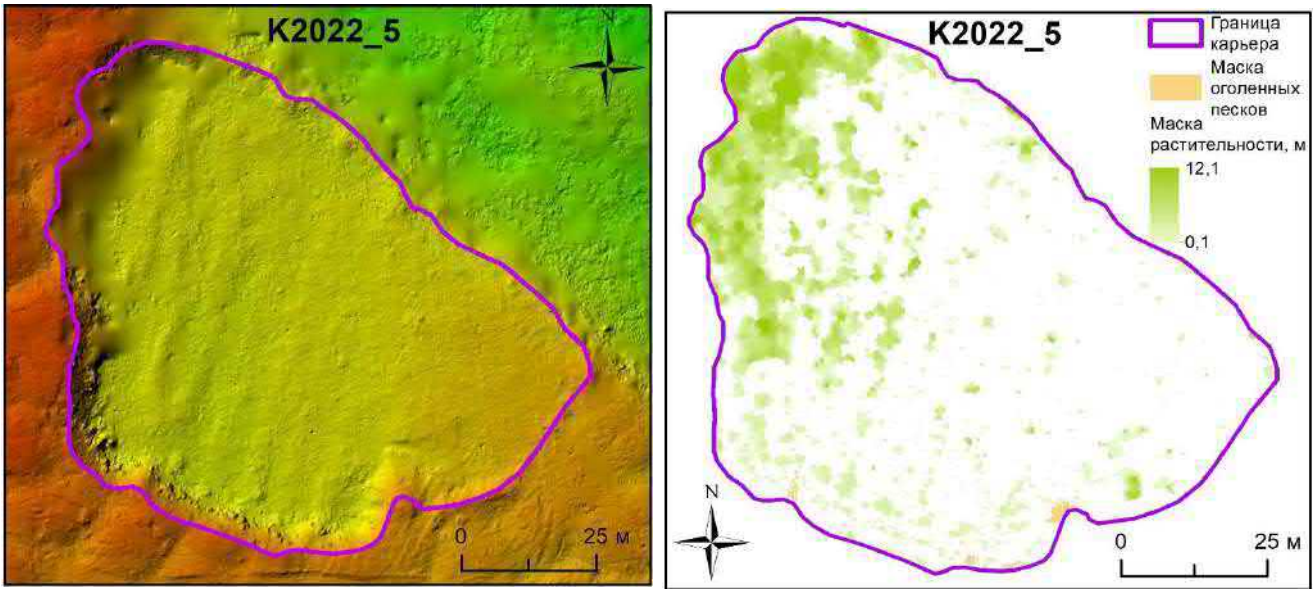


Рисунок П.4 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_5 (GEN1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

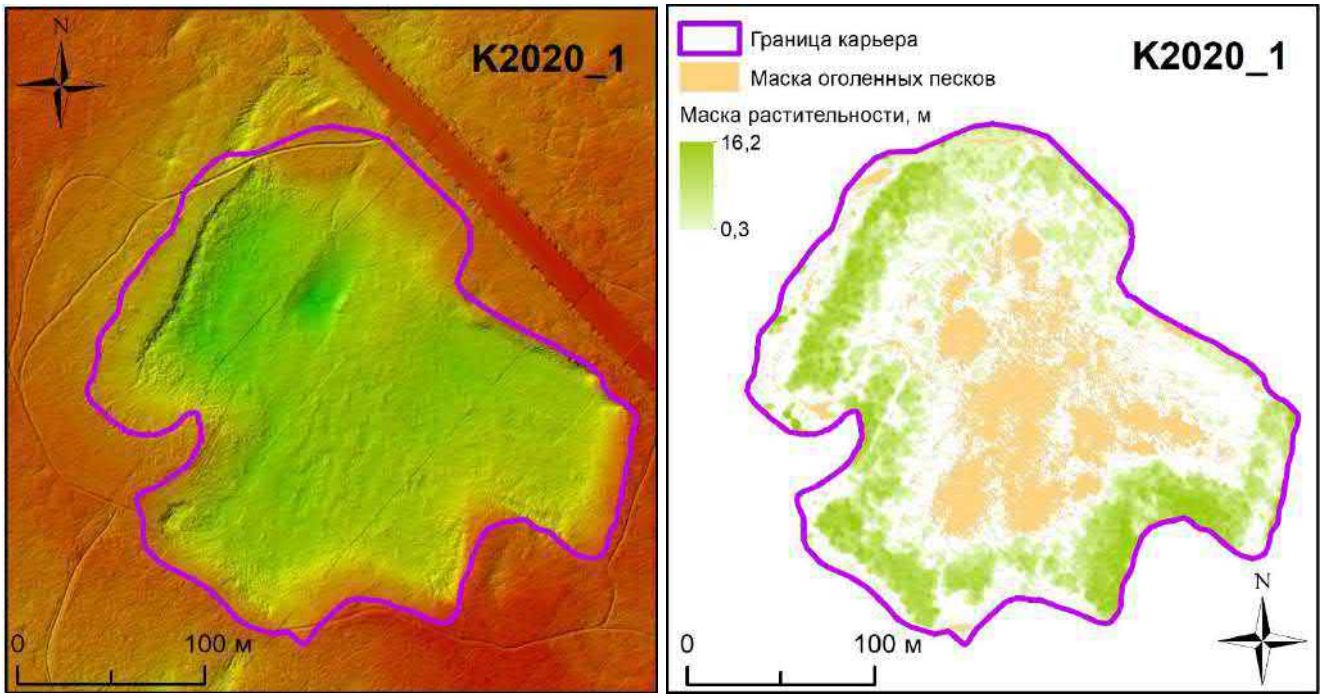


Рисунок П.5 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2020_1 (GEN3_1):
слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

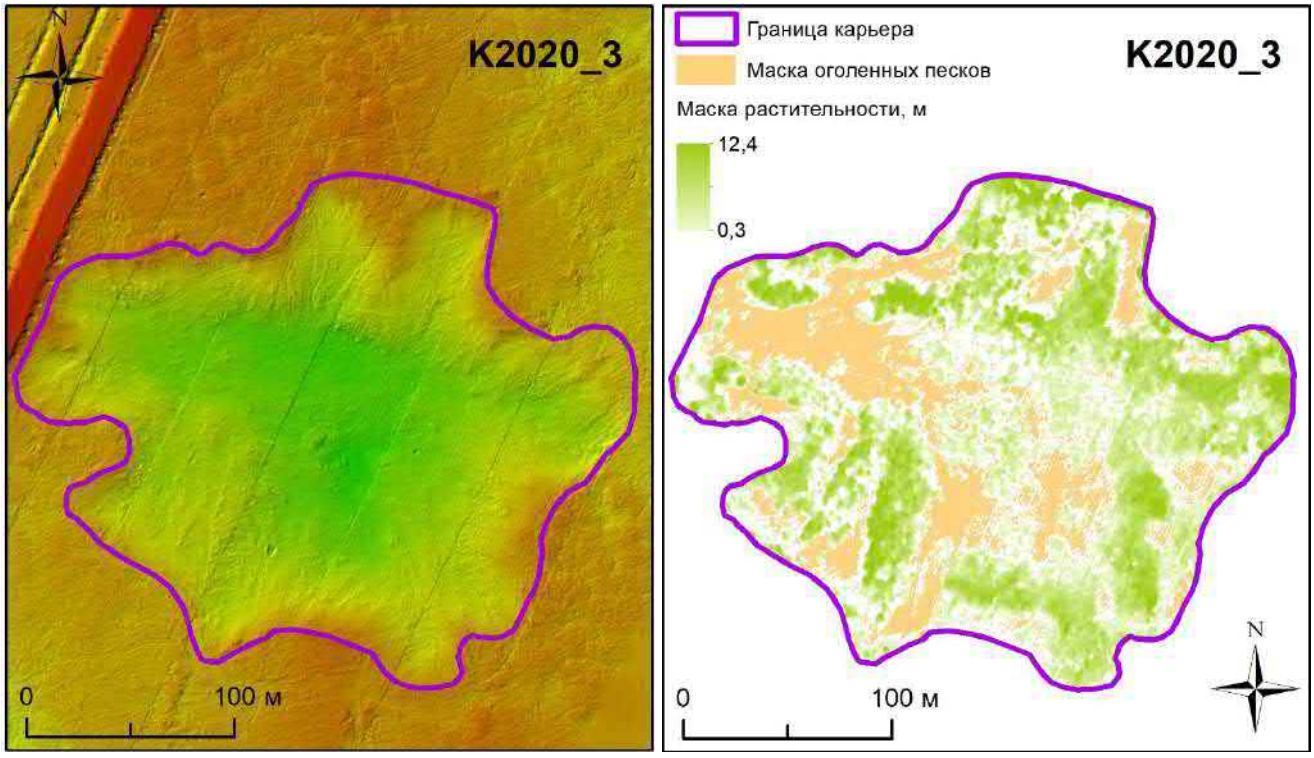


Рисунок П.6 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2020_3 (GEN3_1):
слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

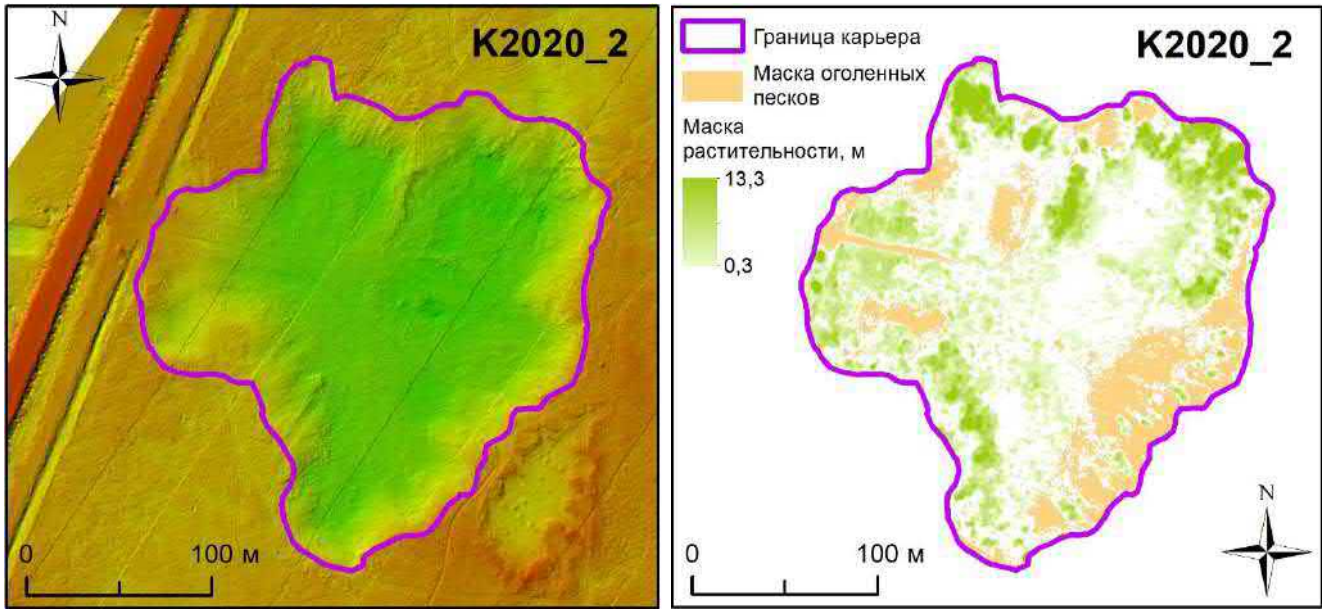


Рисунок П.7 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2020_2 (GEN3_1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

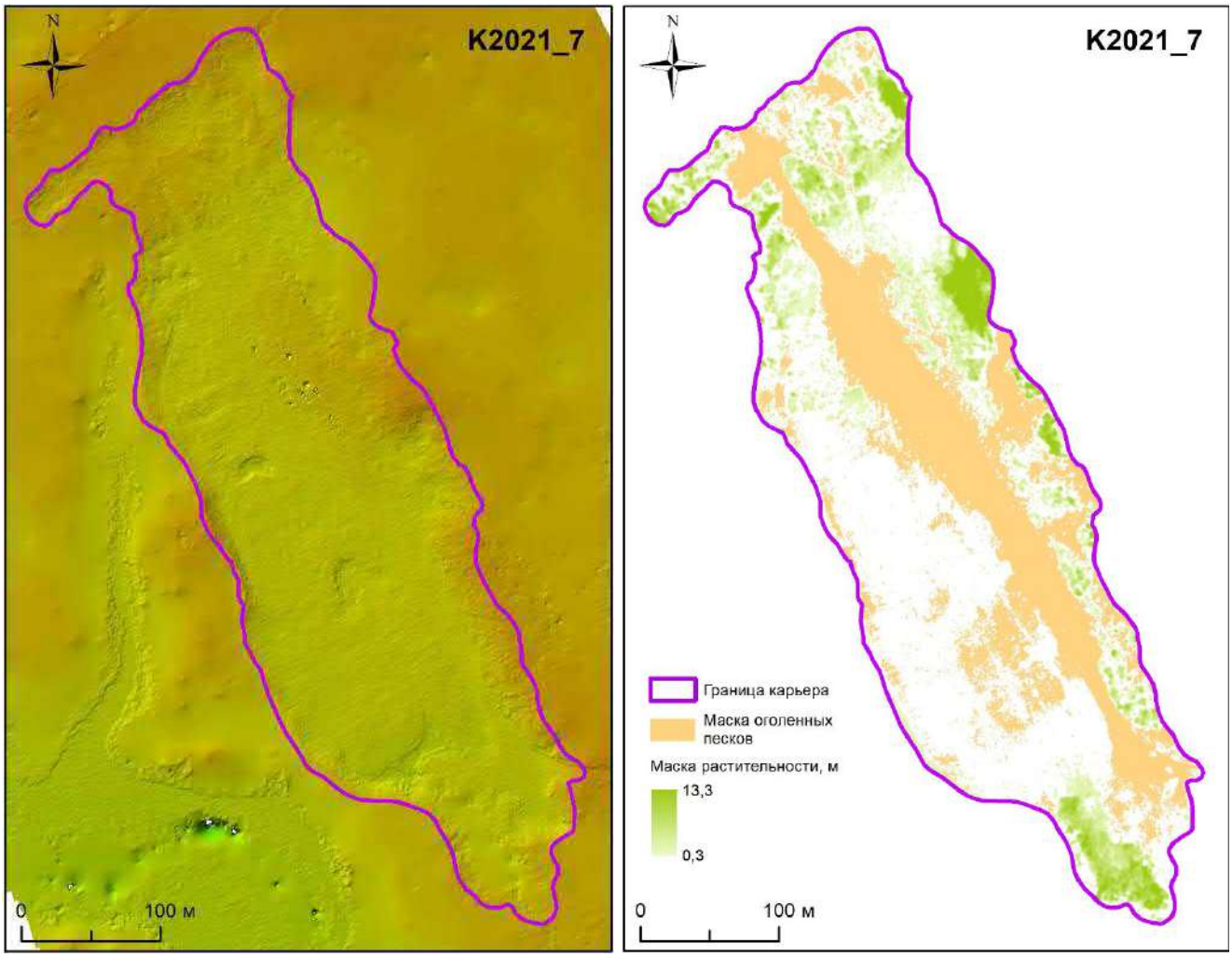


Рисунок П.8 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_7 (GEN3_1): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

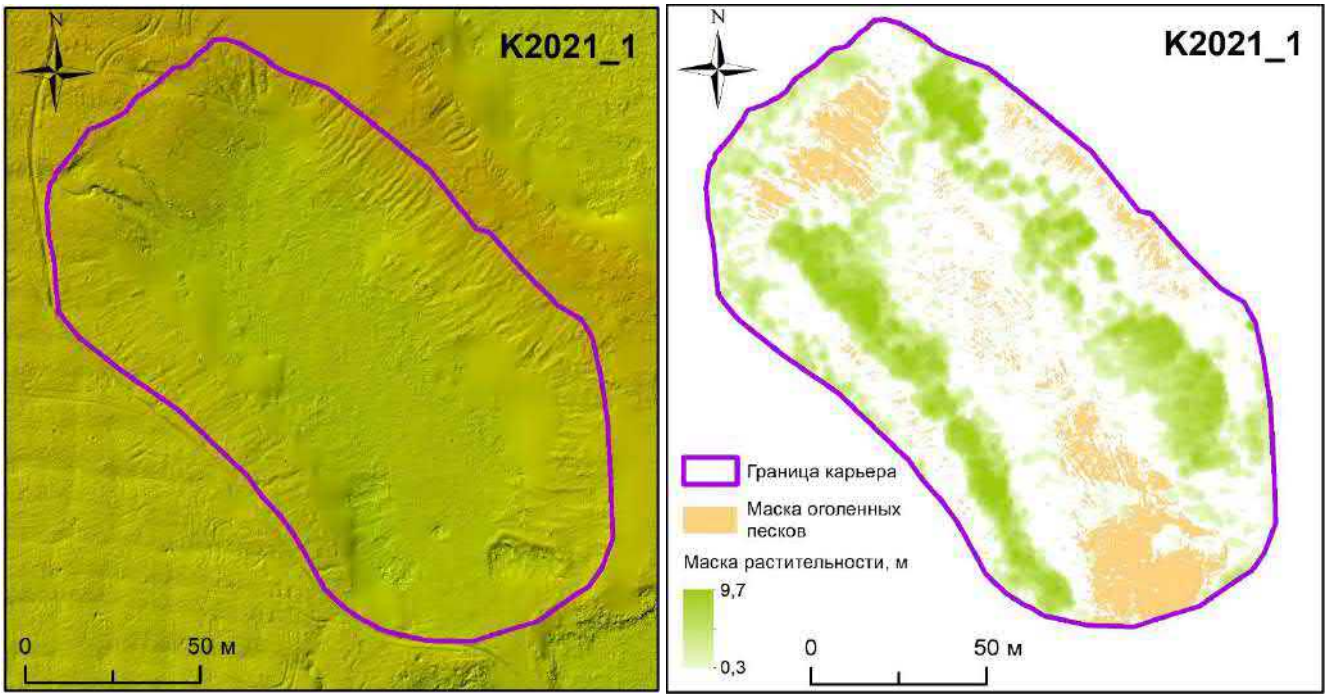


Рисунок П.9 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_1 (GEN3_2): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

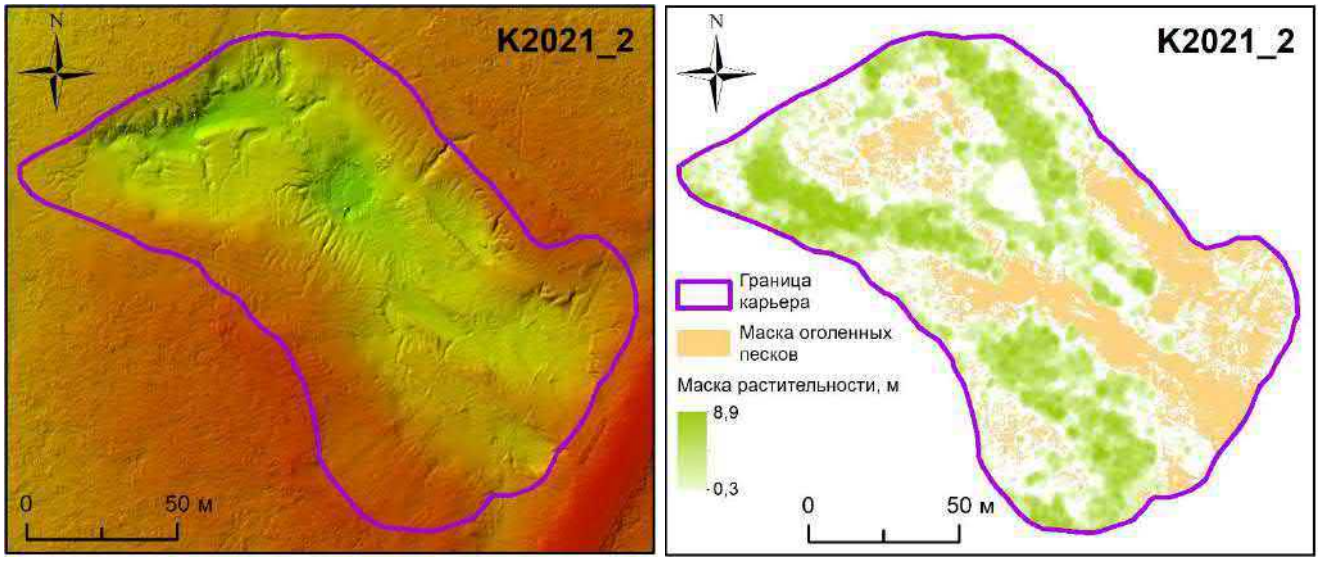


Рисунок П.10 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_2 (GEN3_2): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

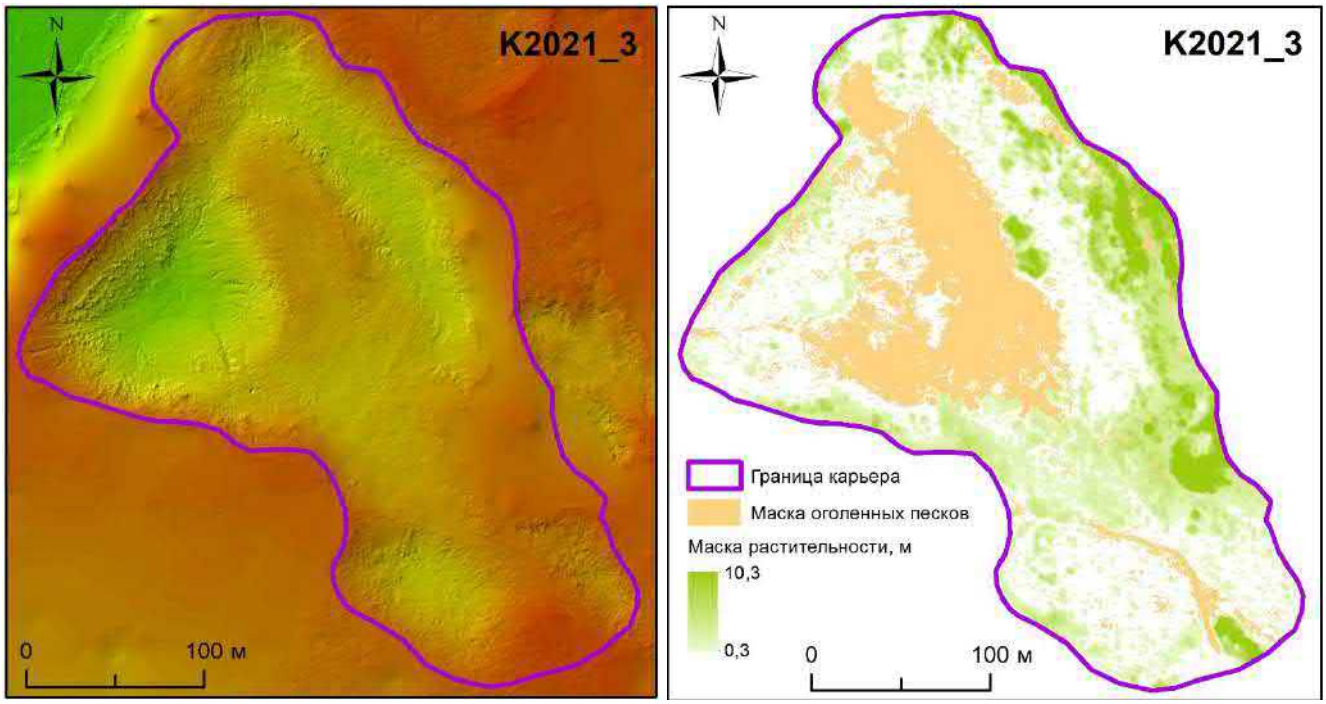


Рисунок П.11 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_3 (GEN3_2): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

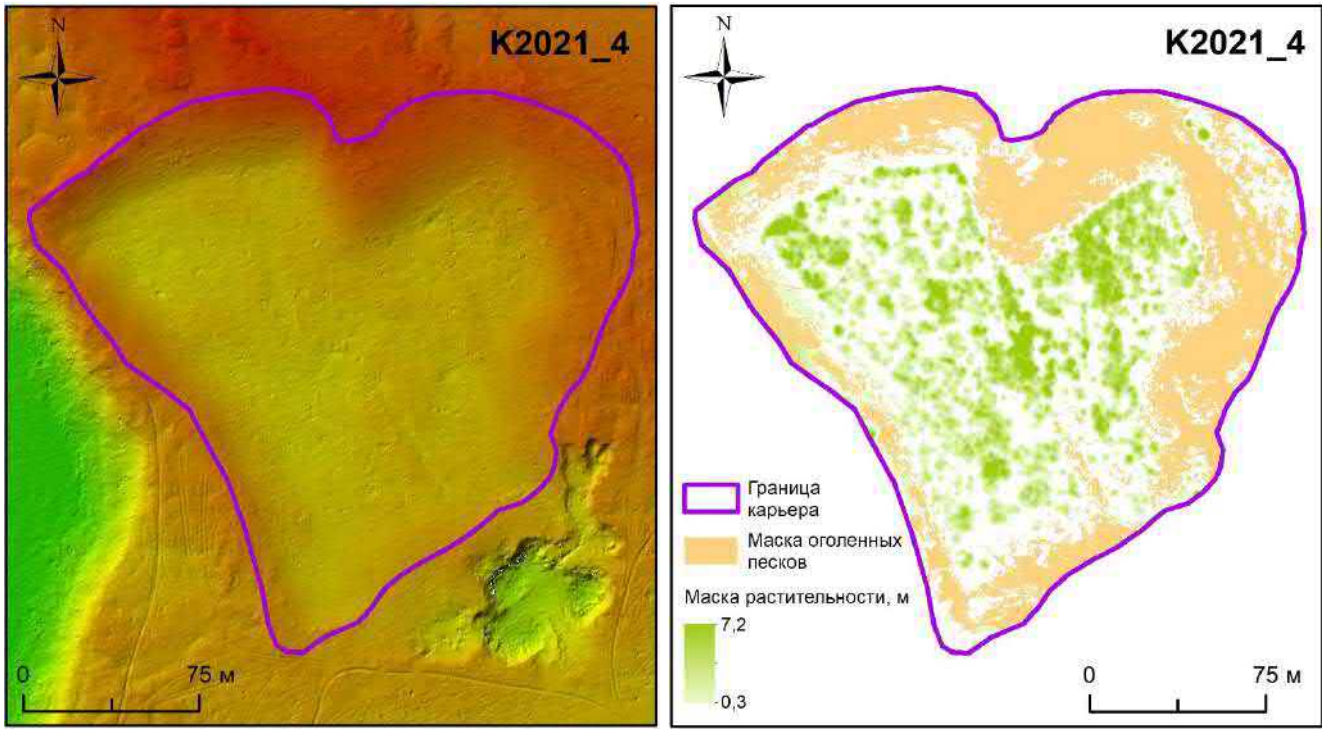


Рисунок П.12 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_4 (GEN3_2): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

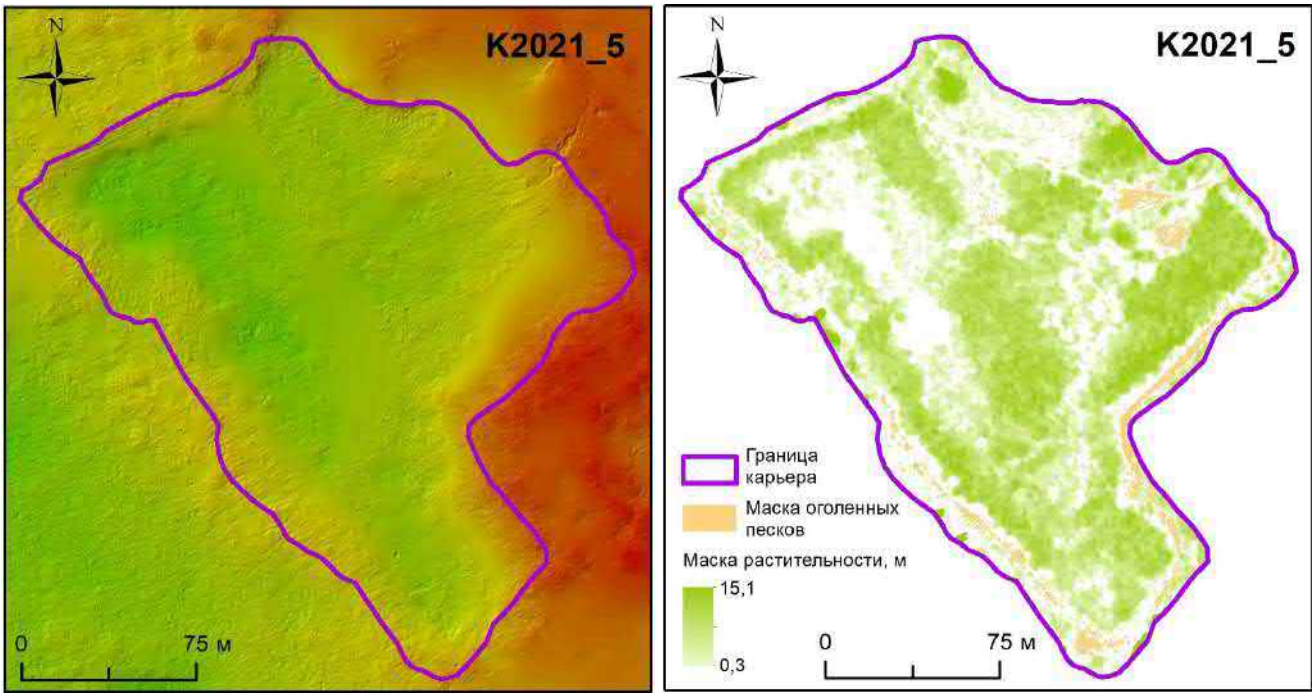


Рисунок П.13 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2021_5 (GEN3_2): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

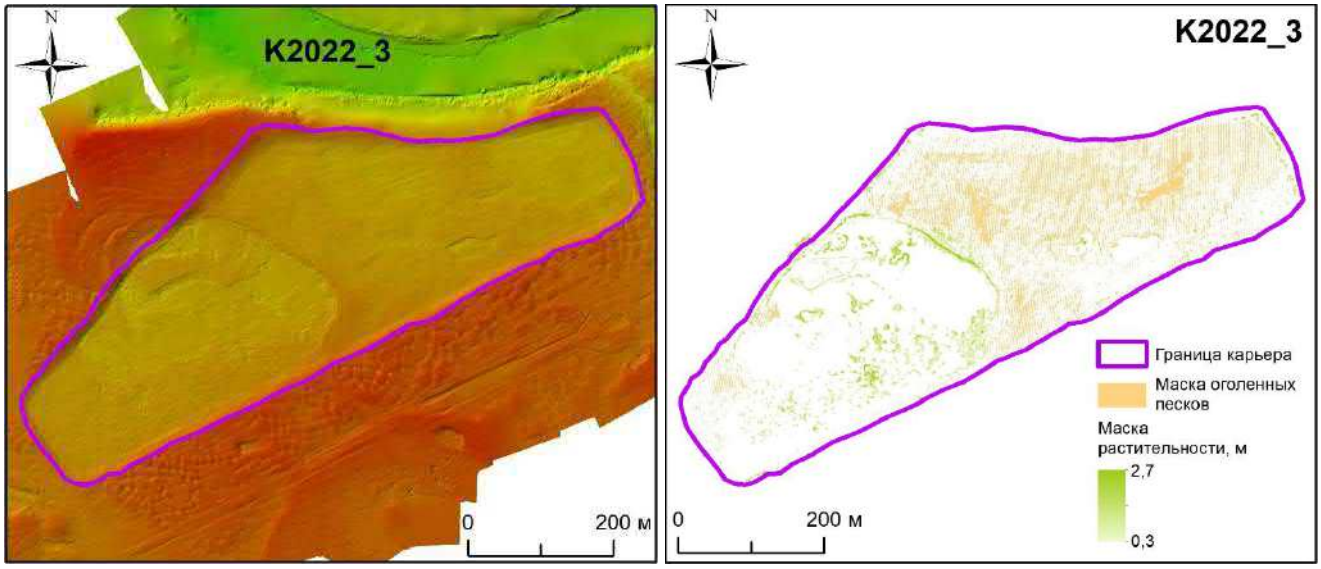


Рисунок П.14 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_3 (GEN4): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

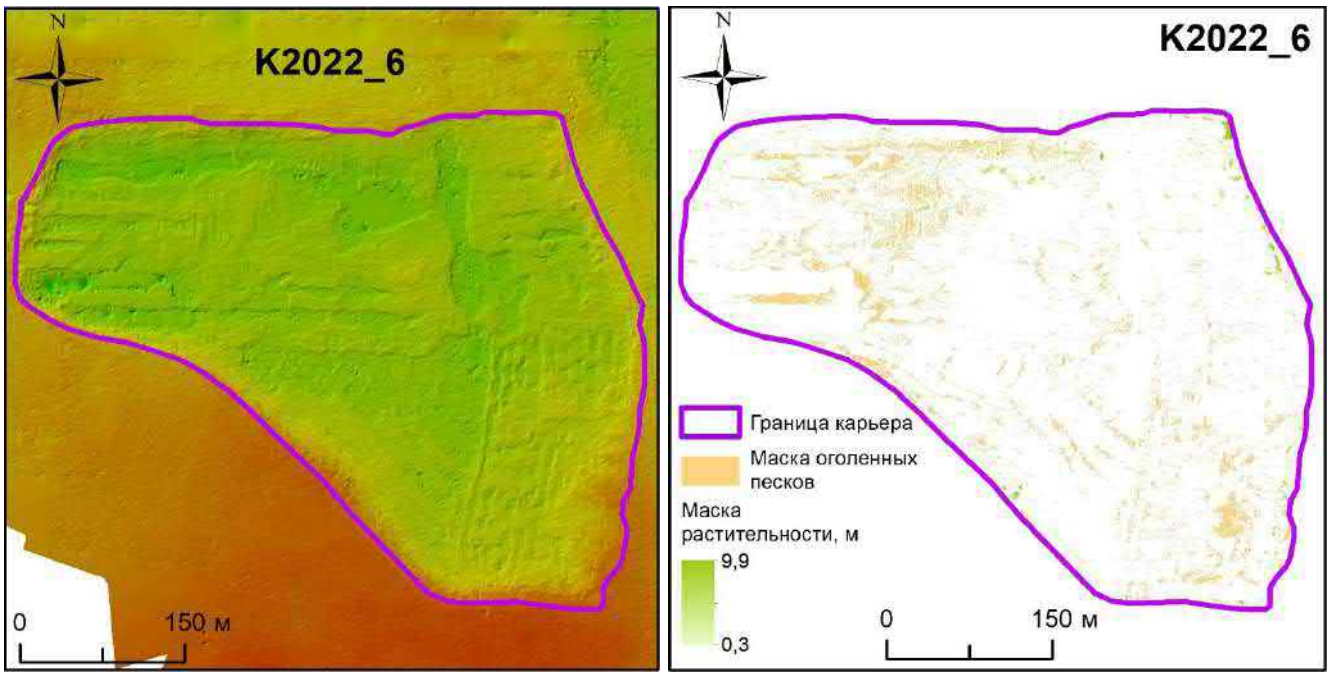


Рисунок П.15 – Результаты обработки съемки с БПЛА карьера К2022_6 (GEN4): слева – ЦМР; справа – маска оголенных песков и маска растительности

Приложение Р

Геоботаническое описание растительности в сухоройных песчаных карьерах

Таблица Р.1 – Геоботаническое описание растительности в сухоройных песчаных карьерах GEN1

		К1-2022	К1-2022	К1-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К4-2022	К4-2022	К4-2022	К5-2022	К5-2022	К5-2022
Название вида (русское)	Название вида (латинское)	фон	слабозадерн склон	дно	фон	склон слабозадерн	склон зараст	склон задернов 2	дно	фон	склон	дно	фон	склон	дно
Тип местоположения			склон средней крутизны			верхняя часть склона (раздув)	склон средней крутизны				крутой склон 35 град				
фитоценоз					березово-лиственничное с елью лиш.. редколесье		березово-лиственничный злаково-лишайн.			диственничное толокнянково-лишайн. редколесье		лиственнично-бер. лишайн. политриховое редколесье			
Древостой	**сомкнутость крон**	0,1	-	-	0,1	-	0,1	0,1	-	0,2	-	0,2	0,2	-	0,2
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb	1 h12м d20см			8 h8м d15см		9 h12м d20см			6 h12м d 10см		9 h12 d15	6 h8 d12		2 h12 d15
Береза повислая/пушистая	Betula pendula Roth/pubescens	8 h6м d5см	3 h4 d4,5	4 h6м d12см	1 h6м d10см		3 h8м d15см	3 h7м d15см		3 h8 d6		4 h10 d9	2 h12 d10		8 h4,5 d8
Ель обыкновенная	Picea obovata Ledeb											1 h5 d7	2 h8 d8		
возобновление	**сомкнутость**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.														sol
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb				cop1 h0,1-4,0					sol			sol	sol	sol
Береза повислая	Betula pendula Roth	sol h2,0		sol h1,5	sol h1,5		sol h0,7	sol h0,5		sol	sol	sol	cop1	sol	sol
Ель обыкновенная	Picea obovata Ledeb				sol h0,5					sol		sol	sol	sol	sol
подлесок	**сомкнутость**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Береза карликовая	Betula nana L.	+		sol									sol h0,6	sol	
Ива козья	Salix caprea L.														sol
Ива трехтычинковая	Salix triandra L.											sol h0,7			
Ива Гмелина	Salix gmelinii Pall.			sol											
Травяно-кустарничковый	**ОПП**	25%	20%	15%	10%	5%	40%	5%	5%	25%	40%	15%	30%	40%	20%
Арктоус альпийский	Arctous alpina (L.) Niedenzu	sp	sp	sol	sol			sol			sol		sp		
Толокнянка	Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spreng..	sp	sol	sp	sol		sp	sol	sol	cop1	sp	sp	sp	sp	sp
Вороника черная	Empetrum nigrum L.	sol	sp		sol			sol		sp	cop1	sp	sp	cop2	sp
Багульник болотный	Ledum palustre L.				sol										
Голубика	Vaccinium uliginosum L.											sol	sol		sol
Брусника	Vaccinium vits-idea L.	sol			sol					sol	sp			+	
Вейник наземный	Calamagrostis epigeos (L) Roth							sol							
Иван-чай узколистный	Chamaenerion angustifolium (L.) Scop						sol								
Овсяница овечья	Fectuca ovina L.	sol	sol	sol	sol	sp	sp	sol	sol		sol	sp		sp	sol
Полевица побегоносная	Agrostis stolonifera L.										sol				
Ястребинка зонтичная	Hieracium umbellatum L.							sol							
Золотарник обыкновенный	Solidago virgaurea L.						sol								
мохово-лишайниковый	ОПП	70%	60%	60%	90%	30%	50%	60%	60%	90%	60%	85%	85%	50%	70%
Лишайники	Lichens sp.														
Цетрария исландская	Cetraria islandica (L.) Ach.			5	5			5		+	+	3		5	5
Кладония лесная	Cladonia arbuscula (Wallr.) Flot.			5	10		10	5	5	20	10	10	10	5	5
Кладония красноплодная	Cladonia coccifera (L.) Willd.	+		+	+		3	+	5			+		3	2

		К1-2022	К1-2022	К1-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К2-2022	К4-2022	К4-2022	К4-2022	К5-2022	К5-2022	К5-2022
Кладония шишконосная	Cladonia coniocreacea (Flörke) Spreng.	+					2								
	Cladonia deformis			+											
Кладония неприглаженная	Cladonia impexa Harm	10	+		+		+	2	2	10	10	5	5	+	
Кладония звездчатая	Cladonia stellaris (Opiz) Pouzar et Vezda	30		5	50			5	5		20	10	40	10	
Кладония оленья	Cladonia rangiferina	20	10	5	10	5	5	5	5	30	10	10	30	5	
Кладония мутовчатая	Cladonia vercicullata (Hoffm.) Schaer.						+		+	20				5	5
	Cladonia gracilis										+			5	5
	Cladonia ochrochlora			+	+						+				
	Cladonia fimbriata (L.) Fr				+		2		+		+				
Кладония телесная	Cladonia corneola (Fr.) Fr.							1				+			
Кладония рогатая	Cladonia cornuta (L.) Hoff			+	+		3	5	+					2	3
Флавоцетрария клобучковая	Flavocetraria cucullata (Bellardi.) Karnefelt et a. Thell.		+	5			5	5	5	10	5	10	+	3	
Флавоцетрария нивальная	Flavocetraria nivalis (L) Karnefelt et a. Thell.	10		5	10				+	+	5	5		+	3
Политрихум можжевеловый	Politrichum juniperinum Hedw.	5									5	40		10	
Политрихум волосоносный	Politrichum piliferum Hedw.		50			30	20	+	5						10
	Pleurozium schreberi												1	10	
	Peltigera canina													+	
	Dicranum congestum										+				
Гипновые мхи															

Таблица Р.2 – Геоботаническое описание растительности в сухоройных песчаных карьерах GEN3_1

		К7-2021	К7-2021	К7-2021	К7-2021	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020
Название вида (русское)	Название вида (латинское)	фон	склон слабо-задерн.	склон зараст	дно	фон	склон не задерн	склон слабо заросший	дно не заросш	дно заросшее	фон	склон не задерн	склон слабо заросший	дно не заросш	дно заросшее	фон	склон слабозадерн	склон заросший с рекультивацией	дно не задерн	дно заросшее
Тип местоположения		поверхность террасы		пологий склон	дно карьера обводненное	2 надпой-менная терраса		пологий склон	пологий склон	наиболее глубокая часть	2 -я надпой-менная терраса	слабо наклонная выпуклая поверхность				2 -я надпоймен ная терраса	очень пологий склон	слабо наклонная поверхность		
фитоценоз		березово-сосновый багуль-никово-лишай-никовый		сосновое бруснично е мелколесье		березово-сосновый кустарнич-ковый лес		посадки сосны			сосняк бруснич но-лишай-никовый					сосняк бурснично-лишайнико вый (мелколесье)	сосново е редколесье	сосняк кустарничко во-политрихов ый (мелкостой)		
Древостой	**сомкнутость крон**	0,1	-	0,3	-	0,5	-	-	-	-	0,6	-				0,4	0,1	0,4	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.	17 h10м d8см		20 h5м d6см		17 h10 d8	1 h5 d6	4 h4 d15		2 h5 d10	16 h12 d20		2 h6 d15	3 h6 d20	2 h6 d12	32 h8 d5	3 h6 d4,5	24 h8 d 7		1 h4,5 d6
Береза повислая/пушистая	Betula pendula Roth/pubescens	3 h5м d5см		3 h6м d15см		4 h9 d8														
возобновление	**сомкнутость**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.	sol h0,5-0,6	sp h<0,2	sp h2,5	sp h0,3	sp h0,1-3,5	sp h0,1-2,5	sp h0,1-1,5	sp h0,1-1,5 осл	sol h0,1-0,7	sol h<2,5	sol h0,1-<3 м	sol h0,1-<3 м	sol h0,1-<3 м	sp h<2,0	cop1 h0,1-5,0	sp h0,1-2,0	sol h<0,6	sol h<2,5	cop1 h<2,5

		К7-2021	К7-2021	К7-2021	К7-2021	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020
Сосна сибирская	Pinus sibirica Du Tour.				sol h0,1	sol h0,1-1,0		sol h0,2-0,4		sol h 0,1	sol h0,2					sol h0,1		sol h<2,0		
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb		sol h0,07	sol h2			sol h0,2				sol h<1,7			sol h<1,7	sol h0,3					sol h0,1-0,6
Береза повислая	Betula pendula Roth	sol h1,5-2		sol h2,5	sol h1,5	sp h0,3-2,5				sol h0,5			sol h1,5		sp h<2,5		sol h1,5			sol h<1,5
подлесок	**сомкнутость**	-	-	-	-	-	-	-		0,2	-	-				-	-	-	-	-
Ольховник кустраниковый	Duschekia fruticosa (Rupr.) Pouzar.												sol h 1,5		sp h<2,0					sp h<3,0
Ива козья	Salix caprea L.							sol h0,3		cop1 h<2,0					sol h1,5		sol h0,5			
Ива сизая	Salix glauca L.				sol h0,5															
Травяно-кустарничковый	**ОПП**	35%	1%	30%	20%	70%	1%	20%	1%	15%	50%	-	50%	3%	10%	60%	1%	20%	1%	5%
Подбел	Andromeda polifolia L.									sol									+	
Толокнянка	Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spreng..				sol			cop1		sol			cop2	sol	sol					sol
Кошачья лапка двудомная	Antennaria dioica (L.) Gaertn.				sol					sol					sol					sol
Вороника черная	Empetrum nigrum L.				sol	cop2	sol	sol		sol	sp			sol	sp	sp	sol	sp		sol
Багульник болотный	Ledum palustre L.	sp									sp		sp		sol	sp	sol	sol		sol
Черника	Vaccinium myrtillus L.				sol	sol									sol		sol			sol
Голубика	Vaccinium uliginosum L.				sol	sol				sol	sol		sp				sol			sol
Брусника	Vaccinium vits-idea L.	cop2	sol	cop1		cop2		sol			cop2		sol		sol	cop2	sol			sol
Вейник наземный	Calamagrostis epigeos (L) Roth		sol	sol									sp							
Вейник Лангсдорфа	Calamagrostis langsdorffii (Link) Trin.				sol	sol		sol		sol							sol		sol	sol
Осока острая	Carex acuta L																			
Осока верещатиковая	Carex ericitorum Poll.				sol															
Иван-чай узколистный	Chamaenerion angustifolium (L.) Scop			sol	sol	sol									sol				+	sol
Хвощ луговой	Equisetum pratense Ehrh.				sol															
Пушица влагалищная	Eriophorum vaginstum L.				+															
Овсяница овечья	Fectuca ovina L.		sol	sp	sp	sol	sol		sol	sp		sol		sol	sol	sol	sp		+	sp
Ястребинка зонтичная	Hieracium umbellatum L.			sol																sol
Ситник нитевидный	Juncus filiformis L.				sol															
Плаун булавовидный	Lycopodium clavatum L.				sol					sol										
Ортилия однобокая	Orthilia secunda (L.) House									sol										
Золотарник обыкновенный	Solidago virgaurea L.																			sol
Девясил германский	Inula britannica L.									sol										
мохово-лишайниковый	ОПП	70%	25%	15%	40%	60%	30%	40%	30%	80%	90%	20%	50%	50%	70%	60%	30%	30%	20%	80%
Цетрария исландская	Cetraria islandica (L.) Ach.										10				4					

		К7-2021	К7-2021	К7-2021	К7-2021	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К1-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К2-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020	К3-2020
Кладония лесная	Cladonia arbuscula (Wallr.) Flot.	10						3			5		5		5	5	10			10
Кладония красноплодная	Cladonia coccifera (L.) Willd.																			3
	Cladonia deformis																			5
Кладония неприглаженная	Cladonia impexa Harm							5			5				1	2				5
Кладония звездчатая	Cladonia stellaris (Opiz) Pouzar et Vezda	10				2					50		15			40				
Кладония оленья	Cladonia rangiferina	10				2	+		+		15		5	10	5	5				5
Кладония мутовчатая	Cladonia vercicullata (Hoffm.) Schaer.							2												
	Cladonia gracilis	2																		
	Cladonia ochrochlora												5							5
	Cladonia fimbriata (L.) Fr																			
Кладония телесная	Cladonia corneola (Fr.) Fr.	2											3			20				5
Кладония рогатая	Cladonia cornuta (L.) Hoff			+		1					10		5							5
Флавоцетрария нивальная	Flavocetraria nivalis (L) Karnefelt et a. Thell.												2		5					
Политрихум можжевеловый	Politrichum juniperinum Hedw.				40					30					50		20			30
Политрихум волосоносный	Politrichum piliferum Hedw.		25	5			30	30	30	50		20	10	40				30	20	
	Pleurozium schreberi	20				50%	50%									2				
	Peltigera canina																			5
	Dicranum polisetum	16																		
	Hylocomium splendens (Hedw.) Bruch					5														

Таблица Р.3 – Геоботаническое описание растительности в сухоройных песчаных карьерах GEN3_2

		К1-2021	К1-2021	К1-2021	К1-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021
Название вида (русское)	Название вида (латинское)	фон	склон слабо задерн.	зараст. склон	дно	фон	склон слабо задерн.	склон зараст.	дно	фон	склон слабо задерн.	склон зараст.	дно	фон	склон слабо задерн.	склон зараст.	дно	фон	склон слабо задерн.	склон зараст.	дно
Тип местоположения		Возвы-шенный участок террасы	пологий сколн	пологий склон	дно карьера	гарь на 2-ой надпой-менной террасе	склон карьера с мелкой галькой	пологий склон	дно карьера обвод-ненное	2-я надпой-менная терраса	Слабо-эроди-рован-ный пологий склон	пологий склон	Заболо-ченное дно	2-я надпой-менная терраса	склон пологий сл.-задрнованный со следами компости-рования	пологий склон	дно карьера	возвы-шенный участок террасы	слабонак лонная поверхн ость	пологий склон	дно карьера
фитоценоз						березняк травяной (мелко-лесье)	березовое редколесье	березово-листвен-ничный кустар-ничковый		сосняк бело-мошный		сосняк разно-травно-злаковый	Осоковый луг	Листвен-ничник лишай-никовый		листвен-ничное лишай-никовое мелко-лесье	березово-листвен. толокн. лишай. редко-лесье				
Древостой	**сомкнутость крон**	-	-	-	-	0,3	-	0,2	-	0,1	-	0,3	-	0,1	-	-	0,2	0,1-0,2		0,3-0,4	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.									16 h8м,d10 см		13 h6м, d4см						1 h9, d15	4 h3, d4	16 h6, d5	

		К1-2021	К1-2021	К1-2021	К1-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb	2		1; h7м; d8см				12 h 10м, d10см		2 h6м, d10см				10 h7м, d10см			10 h5м, d6см	10 h8м, d15см			
Береза повислая/пушистая	Betula pendula Roth/pubescens	1	8; h5м, d4см	5; h5м; d8см		19 h6м, d8см	2 h 5м, d 6см	2 h 10м, d8см						1 h10м, d15см			1 h4м, d6см	4 h6м, d8см		4 h6, d5	
Ель обыкновенная	Picea obovata Ledeb							6 h 6м, d 6см													
возобновление	**сомкнутость**	-	-	-	_		-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.									sol h1,0		sp-cop1 h0,3-2,0						sp h0,2-2,0		sp h0,01-4,0	
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb	sol h<1,5 м	sol, h 0,05	sol h<1,5 м		sol h 0,1-5			sol h0,6					sol h0,1-3,0		cop1 h1,0-3,0	sp h0,2-3	sol h0,5	sol h0,1		
Береза повислая	Betula pendula Roth	sp, h 0,1-1,5	sp, h 0,4-2	sp, h 0,1-1,5		sol h 0,3-5	sol h 0,5	sol h0,7-1,7	sol h0,6	sol h0,3-2				sol h0,3-2,0	sol h1,7	cop1 h0,3-2,5	sp h0,6-1,5	sol h0,3-1,5	sol h0,3-1,0	sp h<4,0	sol h 0,2
Ель обыкновенная	Picea obovata Ledeb			un, h 1м		sol h 0,7		sol h 0,7	sol h0,5								sol h0,4				
подлесок	**сомкнутость**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Береза тощая	Betula exilis Sukaczev																				
Береза карликовая	Betula nana L.	sp h 0,4		sol h 0,5						sol h0,6				sol h0,5				sp h0,4			
Можжевельник обыкновенный	Juniperus communis L.	sol h 0,3		sol h 0,6			sol h0,5			sol h0,4											
Ива козья	Salix caprea L.																			sol h0,6	sol
Ива трехтычинковая	Salix triandra L.																				sol
Ива Гмелина	Salix gmelinii Pall.			sol h1,0	sol h 0,4	sol h 0,6	sol h2,0	sol h0,6	sol h2,0			sol h0,6	sp h1,5-2								
Ива сизая	Salix glauca L.				sp h 0,6								sp h1,0-1,5								sol
Ива копьевидная	Salix hastata L.								sol h0,5				sp h1,5								
Травяно-кустарничковый	**ОПП**	6%	1%	15%	6%	40%	1%	55%	80%	20%	+	40%	80%	3%	2%	55%	30%	40%	2%	60%	60%
Арктоус альпийский	Arctous alpina (L.) Niedenzu															sol					
Толокнянка	Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spreng..	sp		sol	sol	cop1	sol	sp			sol	sol		sol	sol	sol	cop1	sp	sol		
Кошачья лапка двудомная	Antennaria dioica (L.) Gaertn.			sol				sp				cop1					sol				
Вороника черная	Empetrum nigrum L.				sol	sol		sp		sol		sol						cop1		sp-cop1	
Багульник болотный	Ledum palustre L.			sol	sol	sp		sp		sp										sp	
Черника	Vaccinium myrtillus L.			sol		sol		sol													
Голубика	Vaccinium uliginosum L.			sp	sp	sp			sp									sol		sp	
Брусника	Vaccinium vits-idea L.	sol		sp		sp		sp		sp								sp	sol	cop1	
Вейник наземный	Calamagrostis epigeos (L) Roth	sol				sol		sp				sp						sol			
Вейник Лангсдорфа	Calamagrostis langsdorffii (Link) Trin.			sol	sp				sol				sp								
Осока острая	Carex acuta L																			sol	
Осока верещатиковая	Carex ericitorum Poll.																			cop1	
Осока буроватая	Carex brunnescens (Pers.) Poir				sol				cop1				sol								
Осока плетевидная	Carex chordorrhiza Ehrh.				sol																
Осока двуцветная	Carex bicolor All.								sol												
Осока шаровидная	Carex globularis L.																			sol	

		К1-2021	К1-2021	К1-2021	К1-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021
Осока вздутоносая	Carex rhynchophysa C.A. Mey												sp								
Осока водная	Carex aquatilis Wahlenb.												sp								
Осока волосисто-плодная	Carex lasiocarpa Ehrh												sp								
Иван-чай узколистный	Chamaenerion angustifolium (L.) Scop			sp			sol	sp				cop1				sp	sol			sol	
Сабельник болотный	Comarum palustre L.												sol								
Щучка дернистая	Deschampsia cespitosa (L.) P. Beauv.						sol		sp												
Дифазиаструм сплюснутый	Diphasiastrum complanatum (L.) Holub							sol													
Хвощ полевой	Equisetum arvense L.																			sol	
Хвощ лесной	Equisetum silvaticum L.								sol												
Хвощ камышковый	Equisetum scirpoides Michx.												sol								
Хвощ луговой	Equisetum pratense Ehrh.																sol				
Пушица влагалищная	Eriophorum vaginstum L.								sol				sol								
Овсяница овечья	Fectuca ovina L.	sol	sol	cop1	sp	sol		sp				sp		sol	sol	sp	sol	sol	sol	sol	sol
Подмаренник настоящий	Galium verum L.											sol								sol	
Ситник трехраздельный	Juncus trifidus L.				sol																cop1
Ситник нитевидный	Juncus filiformis L.				sol				cop1				cop1								cop2
Ситник арктический	Juncus arcticus Willd.				sp				sp												
Нивянник обыкновенный	Leucanthemum vulgare Lam.											sol									
Ортилия однобокая	Orthilia secunda (L.) House			sol																	
Мытник лабродорский	Pedicularis labradorica Wirsing							sol													
Золотарник обыкновенный	Solidago virgaurea L.			sol			sol	sp				sol									
Клевер горный	Trifoium montanum L.																				
Пухонос альпийский	Trichophorum alpinum (L.) Pres.								sol				sol								
Горошек мышиный	Viccia cracca L.											sol									
мохово-лишайниковый	ОПП	100%	50%	35%	5%	25%	50%	35%	-	95%	60%	70%	25%	98%	60%	50%	45%	80%	40%	10%	30%
Лишайники	Lichens sp.																				
Цетрария исландская	Cetraria islandica (L.) Ach.	+															+	2	+		
Кладония лесная	Cladonia arbuscula (Wallr.) Flot.	+					+	+		5				10		2		5	2		
Кладония красноплодная	Cladonia coccifera (L.) Willd.						2	1				3		1		2	1				
Кладония шишконосная	Cladonia coniocreacea (Flörke) Spreng.							1				15		+		1	3				
	Cladonia deformis									+		2		+		2	2				
Кладония неприглаженная	Cladonia impexa Harm																		1		

		К1-2021	К1-2021	К1-2021	К1-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К2-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К3-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К4-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021	К5-2021
Кладония звездчатая	Cladonia stellaris (Opiz) Pouzar et Vezda	90				1				80				70		1	+	50		+	
Кладония оленья	Cladonia rangiferina	10	5		+	2	2	2		10				10		1	2	10	2	+	
Кладония мутовчатая	Cladonia vercicullata (Hoffm.) Schaer.			+			2	1						1		3	3				
	Cladonia gracilis			+			15							1		+	1				
Кладония рогатая	Cladonia cornuta (L.) Hoff															+	+	+			
Флавоцетрария клобучковая	Flavocetraria cucullata (Bellardi.) Karnefelt et a. Thell.	+												5		1	5	+			
Политрихум обыкновенный	Politrichum communis Hedw.			5		+		+												3	30
Политрихум можжевеловый	Politrichum juniperinum Hedw.	+	45	20	5	2	10	10			60	50	25		60	25	25	5	35		
	Pleurozium schreberi			10		20		20		+								10		7	
	Peltigera canina																				
	Stereocaulon coralloides	+					2									3	3	+			

Таблица Р.4 – Геоботаническое описание растительности в сухоройных песчаных карьерах GEN4 и в пределах фонового участка

		К3-2022	К3-2022	К3-2022	К3-2022	К6-2022	К6-2022	К6-2022	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021
Название вида (русское)	Название вида (латинское)	фон	склон	дно 1	дно 2	фон	склон	дно	фон	периферия котловины выдувания	склоны останцов	склоны задернов	склоны задернов
Тип местоположения			пологий склон		плантации сосны		очень пологий склон		котловина выдувания?	полого-наклонная поверхность	крутой склон	пологий склон	склон пологий волнистый
фитоценоз		лиственничное кустарничково-лишайниковое редколесье				лиственн. ерни-ково-голубичное лишайниковое редколесье			сосняк беломошный				
Древостой	**сомкнутость крон**	0,1	-	-	-	0,1	-	-	0,1	-	-	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.								8 h8м d15см				6 h6м d5см
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb	5 h10м d 12см				4 h12 d10			2 h3м d10см				
Береза повислая/пушистая	Betula pendula Roth/pubescens	2 h4 d4											
возобновление	**сомкнутость**	-	-	-	-	-		-	0,2	-	-	-	-
Сосна обыкновенная	Pinus sylvestris L.				cop1 h0,2				sp h<3,0	sol h0,1	sol h<3м	sol h<0,1	sol h0,1
Сосна сибирская	Pinus sibirica Du Tour.												sol h0,1
Лиственница сибирская	Larix sibirica Ledeb		sol h0,7			sp			sol <1,0				
Береза повислая	Betula pendula Roth	sol h0,7	sol h1,0	sol h0,3	sol h0,3	sp							
Береза карликовая	Betula nana L.	sol h0,6				cop1							
Ольховник кустраниковый	Duschekia fruticosa (Rupr.) Pouzar.						sp						
Можжевельник обыкновенный	Juniperus communis L.			sol h0,7									
Ива козья	Salix caprea L.						sol						
Ива трехтычинковая	Salix triandra L.		sol h2,5	sol h0,5									
Ива сизая	Salix glauca L.		sol h2,0										
Травяно-кустарничковый	**ОПП**	40%	60%	60%	25%	50%	80%	60%	30%	-	15%	1%	10%
Подбел	Andromeda polifolia L.												
Арктоус альпийский	Arctous alpina (L.) Niedenzu	sp									sp		
Толокнянка	Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spreng..	cop1				sp							
Вороника черная	Empetrum nigrum L.	sp							cop2			sol	sp
Багульник болотный	Ledum palustre L.								sol				
Голубика	Vaccinium uliginosum L.	sol				cop2	sol		sol				

		К3-2022	К3-2022	К3-2022	К3-2022	К6-2022	К6-2022	К6-2022	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021	ФК6-2021
Брусника	Vaccinium vits-idea L.	sp							sol				
Полевица булавовидная	Agrostis clavata Trin		sp				sol						
Лисохвост аквальный	Alopecrurs aequalis Sobol.						sp						
Кострец безостый	Bromopsis inermis (Leyss) Holub						cop1						
Вейник Лангсдорфа	Calamagrostis langsdorffii (Link) Trin.						sp						
Осока буроватая	Carex brunnescens (Pers.) Poir						sol						
Осока плетевидная	Carex chordorrhiza Ehrh.			sol			sp						
Осока шаровидная	Carex globularis L.			sp									
Осока вздутоносая	Carex rhynchophysa C.A. Mey			sol									
Осока носатая	Carex rostrata Stokes			sol									
Осока волосистоплодная	Carex lasiocarpa Ehrh			sp									
Щучка дернистая	Deschampsia cespitosa (L.) P. Beauv.						sp						
Хвощ камышковый	Equisetum scirpoides Michx.			sol									
Хвощ болотный	Equisetum palustre L.			sol									
Пушица влагалищная	Eriophorum vaginstum L.			sp				sp					
Овсяница овечья	Fectuca ovina L.		cop2		cop1	sp	sp		sol		sol	sol	sol
Полевица побегоносная	Agrostis stolonifera L.		cop1				cop1	sol					
Тимофеевка альпийская	Fleum alpinum L.						sp						
Зверобой продырявленный	Hypericum perforatum L.						sol						
Ситник трехраздельный	Juncus trifidus L.							sp					
Ситник нитевидный	Juncus filiformis L.			sol									
Ситник арктический	Juncus arcticus Willd.								sol				
Плаун булавовидный	Lycopodium clavatum L.		+										
Нивянник обыкновенный	Leucanthemum vulgare Lam.						sol						
Лапчатка промежуточная	Potentilla intermedia L.						sol						
Щавель лапландский	Rumex lapponicus (Hiitonen) Czernov						sol						
Пухонос альпийский	Trichophorum alpinum (L.) Pres.			sp									
Бекмания обыкновенная	Beckmannia eruciformis (L.) Host						sp	cop2					
мохово-лишайниковый	ОПП	100%	40%	40%	40%	50%	10%	40%	50%	50%	10%	40%	60%
Лишайники	Lichens sp.												
Алектория бледноохряная	Allectoria ochroleuca (Hoffm.) A. Massal.										+	5	
Цетрария исландская	Cetraria islandica (L.) Ach.	5				3			30	+	+	5	45
Кладония лесная	Cladonia arbuscula (Wallr.) Flot.	30	+			+			5	+			3
Кладония красноплодная	Cladonia coccifera (L.) Willd.								2				5
	Cladonia deformis								2				
Кладония неприглаженная	Cladonia impexa Harm	10							5				
Кладония звездчатая	Cladonia stellaris (Opiz) Pouzar et Vezda	30				5			+				
Кладония оленья	Cladonia rangiferina	20							5				2
Кладония мутовчатая	Cladonia vericicullata (Hoffm.) Schaer.					2							
Кладония телесная	Cladonia corneola (Fr.) Fr.								+		+		
Кладония рогатая	Cladonia cornuta (L.) Hoff								2				
Флавоцетрария клобучковая	Flavocetraria cucullata (Bellardi.) Karnet a.Thell.	5				+			2				
Флавоцетрария нивальная	Flavocetraria nivalis (L) Karnefelt et a. Thell.		+			+							
Политрихум можжевеловый	Politrichum juniperinum Hedw.			40		20	10		10	50	10	30%	
Политрихум волосоносный	Politrichum piliferum Hedw.		40		40								
	Pleurozium schreberi					5							
	Stereocaulon coralloides												1
	Dicranum polisetum					10							
	Dicranum congestum			+		+							5
Гипновые мхи								40					

Приложение С

Видовое разнообразие растительности в пределах экспериментальных площадок рекультивации

Таблица С.1 – Виды растительности, участвующие в зарастании экспериментальных площадок рекультивации

№	Способ рекуль-тивации	2017	2018	2019	2020	2021	2022
1а	Биомат 1,6*2,0 м	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсяница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный
1б	Торф+ песок 1,6*1,6 м	- кострец безостый; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный	- кострец безостый; - пижма дваждыперистая; - райграс многолетний; - щавель злаколистный	- кострец безостый; - райграс многолетний; - щавель злаколистный	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - щавель злаколистный	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - ястребинка зонтичная	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный
2а	Биомат 1,6*2,0 м	- золотарник обыкновенный; - кострец безостый; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - райграс многолетний; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная	- золотарник обыкновенный; - кострец безостый; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - райграс многолетний; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная	- золотарник обыкновенный; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная	- золотарник обыкновенный; - овсяница овечья; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная	- золотарник обыкновенный; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - ястребинка зонтичная	- овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - ястребинка зонтичная
2б	Торф+ песок 1,6*1,6 м	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая; - ястребинка зонтичная	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая; - ястребинка зонтичная	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - тимофеевка луговая; - ястребинка зонтичная	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный - ястребинка зонтичная;	- вейник Лангсдорфа; - овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный - ястребинка зонтичная;	- овсяница овечья; - пижма дваждыперистая; - ястребинка зонтичная
2в	Демутация 10*10 м	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая; - тимофеевка луговая; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная	- кострец безостый; - вейник Лангсдорфа; - пижма дваждыперистая; - щавель злаколистный; - ястребинка зонтичная; - тимофеевка луговая; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - пижма дваждыперистая; - ястребинка зонтичная; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - ястребинка зонтичная; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- овсянница овечья

Продолжение таблицы С.1

№	Способ рекуль-тивации	2017	2018	2019	2020	2021	2022
3а	Биомат 1,6*2,0 м	- кострец безостый; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая	- кострец безостый; - райграс многолетний; - тимофеевка луговая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья
3б	Торф+ песок 1,6*1,6 м	- кострец безостый; - райграс многолетний	- кострец безостый; - райграс многолетний	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья
3в	Демутация 10*10 м	- кострец безостый; - райграс многолетний	- кострец безостый; - райграс многолетний	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья
4а	Биомат 1,6*2,0 м	- кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний	- кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья
4б	Торф +песок 1,6*1,6 м	- кострец безостый; - райграс многолетний	- кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья
5а	Биомат 1,6*2,0 м	- кострец безостый; - райграс многолетний	- кострец безостый; - райграс многолетний	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья
5б	Торф+ песок 1,6*1,6 м	- вейник Лангсдорфа; - кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний	- кострец безостый; - овсяница овечья; - райграс многолетний	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая	- вейник Лангсдорфа; - овсянница овечья; - пижма дваждыперистая
5в	Демутация 10*10 м	- кострец безостый	- кострец безостый	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья
6	Демутация 10*10 м	- кострец безостый	- кострец безостый	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья	- овсянница овечья

Приложение Т

Отзыв ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» на методические рекомендации

ГОСУДАРСТВЕННОЕ КАЗЕННОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ЯМАЛО-НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА «НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ИЗУЧЕНИЯ АРКТИКИ» (ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики»)

Республики ул., д. 20, г. Салехард, Ямало-Ненецкий автономный округ,
E-mail: info@arctic89.ru 629008, т. (34922) 4-41-32
ОКПО 65016868, ОГРН 1108901000823, ИНН/КПП 8901024210/ 890101001

05.12.2019 г. № 2150-17/62
На № _____ от _____

Директору ФГАУ ВО «Тюменский государственный университет» НИИ экологии и рационального использования природных ресурсов

А.В. Соромотину

Уважаемый Андрей Владимирович!

Проблематика биологической рекультивации песчаных пустошей в ЯНАО на сегодня особо актуальна. Данный вопрос неоднократно поднимался на заседаниях в департаменте природно-ресурсного регулирования, лесных отношений и развития нефтегазового комплекса ЯНАО, в департаменте по науке и инновациям ЯНАО. Ранее предлагаемые исследователями и землепользователями методики биологической рекультивации или недостаточно эффективны, или эффективны лишь на локальных территориях.

Авторским коллективом ФГАУ ВО "Тюменский государственный университет" НИИ экологии и рационального использования природных ресурсов разработаны эффективные технологии по созданию лесных культур методом посадки леса для закрепления песчаных раздувов.

Считаем, что предложенные технологии по биологической рекультивации песчаных пустошей необходимо внедрять на всей территории ЯНАО, а методические рекомендации «ЗАКРЕПЛЕНИЕ РАЗВЕВАЕМЫХ ПЕСКОВ В ЛЕСОТУНДРЕ И СЕВЕРНОЙ ТАЙГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (РЕКОМЕНДАЦИИ ПО БИОЛОГИЧЕСКОЙ РЕКУЛЬТИВАЦИИ)» рекомендовать к публикации.

Директор А.И. Синицкий

Моргун Евгения Николаевна
8-(34922) 4-41-32

Патенты на способы рекультивации оголенных песков

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ

(19) **RU** (11) **2 787 505**(13) **C1**

(51) МПК
E02D 3/00 (2006.01)
A01B 79/00 (2006.01)

(12) ОПИСАНИЕ ИЗОБРЕТЕНИЯ К ПАТЕНТУ

(52) СПК
E02D 3/00 (2022.08); A01B 79/00 (2022.08)

(21)(22) Заявка: **2022116079, 15.06.2022**

(24) Дата начала отсчета срока действия патента:
15.06.2022

Дата регистрации:
09.01.2023

Приоритет(ы):
(22) Дата подачи заявки: **15.06.2022**

(45) Опубликовано: **09.01.2023** Бюл. № 1

Адрес для переписки:
625003, г. Тюмень, ул. Володарского, 6, ФГАОУ ВО "Тюменский ГУ", начальнику ОПЛР, Волосников Александр Павлович

(72) Автор(ы):
Соромотин Андрей Владимирович (RU),
Приходько Николай Владиславович (RU),
Степанюк Евгений Сергеевич (RU),
Сизов Олег Сергеевич (RU)

(73) Патентообладатель(и):
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ" (RU)

(56) Список документов, цитированных в отчете о поиске: **RU 2732874 C1, 24.09.2020. RU 2599836 C1, 20.10.2016. RU 2336684 C2, 27.10.2008. RU 2157605 C1, 20.10.2000. DE 3714444 A1, 10.11.1988.**

(54) Способ укрепления поверхности деградированной почвы

(57) Реферат:

Способ укрепления поверхности деградированной почвы позволяет предотвратить дальнейшее развитие ветровой эрозии почвы. Способ укрепления поверхности деградированной почвы включает подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве и нанесение слоя субстрата на поверхность. Субстрат содержит измельченный диатомит с размером измельчения от 1 до 10 мм, измельченный торф с размером измельчения от 1 до 20 мм и измельченный таллом лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм. Компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу): измельченный диатомит – от 5 до 20%, измельченный торф – от 60 до 90%, измельченный таллом лишайника от 5 до 20%. Слой субстрата наносят на поверхностьдеградированной почвы толщиной не менее 5 см, после чего осуществляют прикатывание слоя субстрата газонными катками ручными или тракторными.

RU 2787505 C1

RU 2787505 C1

Изобретение относится к области геоморфологии и может быть использовано для укрепления поверхности деградированной почвы вследствие разрушения почвенно-растительного горизонта и предотвращения ветровой эрозии в условиях Арктики.

ИзвестенСпособ рекультивации разрушенных земель в условиях Арктики и Субарктики включает формирование растительного и почвенного покрова путем нанесения на голый грунт субстрат (патент РФ № 2321979, A01B 79/02, опубл. 20.04.08г.)

Недостатками вышеуказанного способа является то, что данный способ не обеспечивает укрепление поверхности деградированной почвы, например, песчаной поверхности, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии, так как закрепление колышками и шпильками фитомассу на участках с сильной ветровой эрозией без дополнительного уплотнения или использования армирующих агентов технологически не эффективно вследствие больших скоростей ветра.

ИзвестенСпособ укрепления стенок карстовой воронки с использованием спор гриба, заключающийся в том, что осуществляют подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве, и нанесение слоя субстрата на поверхность (патент РФ № 2732874, E02D 3/12, опубл. 24.09. 20г., прототип).

Недостатками вышеуказанного способа является то, что известный способ не обеспечивает укрепление почв в виде рыхлых песчаных поверхностей, в том числе от ветровой эрозии.

Предлагаемое техническое решение устраняет вышеперечисленные недостатки и обеспечивает укрепление поверхности деградированной почвы,

например, песчаной поверхности, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии, а также позволяет восстановить лишайниковый покров деградированной почвы для возобновления кормового потенциала для домашнего северного оленя на нарушенных землях.

Поставленная цель достигается тем, что Способ укрепления поверхности деградированной почвы заключается в том, чтоосуществляют подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве и нанесение слоя субстрата на поверхность, при этом субстрат содержит измельченный диатомит с размером измельчения от 1 мм до 10 мм, измельченный торф с размером измельчения от 1 мм до 20 мм и измельченный таллом лишайника с размером измельчения от 5 мм до 20 мм, при этом компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный диатомит – от 5 до 20%,

измельченный торф – от 60 до 90%,

измельченный таллом лишайника от 5 до 20%, а

слой субстрата наносят на поверхностьдеградированной почвы толщиной не менее 5 см, после чего осуществляют прикатывание слоя субстрата газонными катками ручными или тракторными.

Способ укрепления поверхности деградированной почвыосуществляют следующим образом.

Осуществляют подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве

В качестве компонентов субстрата используют:

измельченный диатомит с размером измельчения от 1 мм до 10 мм;

измельченный торф с размером измельчения от 1 мм до 20 мм;

измельченный таллом лишайника с размером измельчения от 5 мм до 20 мм.

Компоненты субстрата смешивают известными средствами и способами при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный диатомит – от 5 до 20%,

измельченный торф – от 60 до 90%,

измельченный таллом лишайника от 5 до 20%.

На открытую поверхность, например, песчаную поверхность, наносят один слой субстрата толщиной не менее 5 см.

После нанесения слоя субстрата заданной толщины осуществляют прикатывание газонными катками ручными или тракторными, например, катком газонным ручным 50 л, г. Москва.

В случае использования в смеси субстрата в меньшем значении каждого компонента, а именно,

измельченного диатомита меньше 5 %,

измельченного торфа меньше 60%,

измельченного талломов лишайника меньше 5%,

заявленный технический результат не будет достигнут, так как данного количества будет недостаточно для укрепления поверхности деградированной почвы, а также не позволит восстановить оленьи пастбища путем создания исходного устойчивого лишайникового покрова.

В случае использования в смеси субстрата в большем значении каждого компонента, а именно,

измельченного диатомита больше 20 %,

измельченного торфа больше 90%,

измельченного талломов лишайника больше 20%,

заявленный технический результат не будет достигнут при вышеуказанных значениях, так как данное количество компонентов приведет либо к значительному уплотнению почвы и повышению гидрофобности, либо к разрыхлению и выдуванию в условиях значительных ветровых нагрузок.

Также при меньшем размере измельчения каждого компонента в субстрате, а именно,

измельченный диатомит с размером измельчения меньше 1 мм;

измельченный торф с размером измельчения меньше 1 мм;

измельченный таллом лишайника с размером измельчения меньше 5 мм, не будет достигаться заявленный технический результат, так как структура мульчирующего субстрата будет пылеобразна, что неблагоприятно скажется на сохранение условий влажности и плодородия вследствие выдувания компонентов смеси с поверхности.

При большем размере измельчения каждого компонента в субстрате, а именно,

измельченный диатомит (армирующих агент) с размером измельчения больше 10 мм;

измельченный торф с размером измельчения больше 20 мм;

измельченный таллом лишайника с размером измельчения больше 20 мм,

не будет достигаться заявленный технический результат, так как структуру мульчирующего субстрата будет комковатая – невозможность достижения однородной смеси, что неблагоприятно скажется на сохранение условий влажности вследствие резкого увеличения испарения влаги из смеси и пересыхания мульчирующего слоя.

Измельченный торф представляет собой измельченные частицы, гранулы, крошки верхового и/или низового торфа заданных размеров измельчения и естественной влажности.

Измельченный диатомит представляет собой измельченные частицы, гранулы, крошки диатомита заданных размеров измельчения и естественной влажности.

Измельченный таллом лишайника представляет собой измельченные частицы, гранулы, крошки заданных размеров измельчения и естественной влажности.

Способ укрепления поверхности деградированной почвы обеспечивает эффективно укреплять смесью из измельченного торфа и измельченных талломов лишайника на участках с сильной ветровой эрозией с использованием армирующего агента - измельченного диатомита, при их заданном соотношении, нанесенной на поверхностьдеградированной почвы заданной толщины и прикатанной газонными катками ручными или тракторными.

Кроме этого использование лишайников в виде измельченных талломов лишайника позволяет восстановить исходные растительные сообщества, состоящих преимущественно из лишайников, что повлечет увеличение площадей пастбищ для домашних северных оленей, основу питания которых составляют лишайники.

Также, измельченный торф используют в смеси в качестве мульчирующего компонента субстрата, улучшающего агрохимические свойства почвы, обеспечивающие устойчивость восстанавливаемых растительных сообществ, препятствующие ветровой и водной эрозии;

измельченный диатомит используют в смеси в качестве армирующего агента - компонента субстрата, закрепляющего торфяную мульчу, создавая структурированные почвы, обеспечивая благоприятный для растительных сообществ влажностный и воздушный режимы почв;

измельченный таллом лишайника используют в смеси в качестве основного компонента восстанавливаемых растительных сообществ, что

позволяет предотвратить деградацию почвенного покрова от ветровой и водной эрозии, обеспечивая сохранность участков от дальнейшего разрушения.

Заявляемый способ обеспечивает укрепление поверхности деградированной почвы, в том числе песчаной поверхности, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии, а также обеспечивает восстановление деградированных почв, таких как оленьих пастбищ, полностью восстанавливая лишайниковый покров и возобновляя кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, обеспечивая защиту от ветровой и водной эрозий.

Пример.

На участке тундры – Арктики с открытой поверхностью, где растительность отсутствовала, проводились работы по укреплению поверхности деградированной почвы с дальнейшим восстановлением лишайникового покрова.

Весной после схода снежного покрова и при положительной температуре воздуха на опытном участке осуществляли работы по укреплению поверхности открытого участка тундры – Арктики.

Для этого осуществляли подготовку субстратапосредством смешивания компонентов, предварительно измельченных:

диатомита до размера измельчения от 6 мм до 10 мм, торфа до размера измельчения от 10 мм до 20 мм и таллом лишайника до размера измельчения от 15 мм до 20 мм.

Компоненты субстрата смешивали в пластиковой емкости 200 л в виде пластиковой бочки посредством ручной мешалки в виде штыковой лопаты при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный диатомит с плотностью в пределах 400 кг/м^3 – 20% - 20 кг,

измельченный торф с плотностью в пределах 150 кг/м^3 – 60% - 156 кг,

измельченный сухой таллом лишайника с плотностью в пределах 30 кг/м^3 - 20% - 31

кг.

Подготовленный субстрат наносили на открытую поверхность песчаного участка в лесотундре слоем толщиной в пределах 10 см с учетом его прикатывания. После нанесения слоя субстрата на поверхностьоткрытого участка тундры – Арктики осуществляли прикатывание слоя субстрата газонными ручными катками. Прикатывание слоя субстрата осуществляли до толщины слоя в 10 см.

На следующий год после закладки эксперимента на участке тундры – Арктики без растительности получили укрепление песчаной поверхности с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии, отменено формирование новых микроталломов лишайников, что свидетельствует о начале процессов восстановления естественного исходного растительного сообщества, характерного для естественных оленьих пастбищ.

Предлагаемый способ позволяет обеспечить укрепление поверхности деградированной почвы, в том числе, песчаной поверхности, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии,

а также восстановление деградированных оленьих пастбищ при полном восстановлении лишайникового покрова для возобновления кормового потенциала для домашнего северного оленя на нарушенных землях, обеспечивая защиту от ветровой и водной эрозий.

(57) Формула изобретения

Способ укрепления поверхности деградированной почвы, включающий подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве и нанесение слоя субстрата на поверхность, отличающийся тем, что субстрат содержит измельченный диатомит с размером измельчения от 1 до 10 мм, измельченный торф с размером измельчения от 1 до 20 мм и измельченный таллом лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм, компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный диатомит – от 5 до 20%,

измельченный торф – от 60 до 90%,

измельченный таллом лишайника от 5 до 20%,

слой субстрата наносят на поверхность деградированной почвы толщиной не менее 5 см, после чего осуществляют прикатывание слоя субстрата газонными катками ручными или тракторными.

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ

(19) **RU** (11) **2 793 437**(13) **C1**

(51) МПК
A01G 7/00 (2006.01)
A01G 24/28 (2018.01)
B09C 1/00 (2006.01)

(12) ОПИСАНИЕ ИЗОБРЕТЕНИЯ К ПАТЕНТУ

(52) СПК
A01G 7/00 (2023.01); A01G 24/28 (2023.01); B09C 1/00 (2023.01)

(21)(22) Заявка: 2022116080, 15.06.2022

(24) Дата начала отсчета срока действия патента:
15.06.2022

Дата регистрации:
03.04.2023

Приоритет(ы):
(22) Дата подачи заявки: 15.06.2022

(45) Опубликовано: 03.04.2023 Бюл. № 10

Адрес для переписки:
625003, г. Тюмень. ул. Володарского, 6, ФГАОУ ВО "ТГУ", начальнику ОПЛР, Волосников Александр Павлович

(72) Автор(ы):
Соромотин Андрей Владимирович (RU),
Приходько Николай Владиславович (RU),
Степанюк Евгений Сергеевич (RU),
Сизов Олег Сергеевич (RU)

(73) Патентообладатель(и):
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ" (RU)

(56) Список документов, цитированных в отчете о поиске: RU 2512171 C2, 10.04.2014. RU 2321979 C2, 20.04.2008. RU 2343692 C1, 20.01.2009. KR 1020120009559 A, 02.02.2012.

(54) Способ восстановления лишайникового покрова

(57) Реферат:

Изобретение относится к области геоморфологии и сельского хозяйства. Способ включает подготовку субстрата и нанесение на открытую поверхность почвы слоя субстрата. Подготовку субстрата осуществляют посредством смешивания компонентов. Субстрат включает в себя смесь измельченного торфа с размером измельчения от 1 до 20 мм и измельченного таллома лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм. Компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу): измельченный торф – от 10 до 90 %, измельченный таллом лишайника от 10 до 90 %. Слой субстрата наносят толщиной не менее 2 см. После нанесения слоя субстрата осуществляют покрытие его слоем нетканого саморазрушающегося материала. Способ обеспечивает восстановление лишайникового покрова, позволяющего возобновить кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, укрепление деградированной почвы с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии. 2 пр.

RU 2793437 C1

RU 2793437 C1

Изобретение относится к области геоморфологии и может быть использовано для восстановления лишайникового покрова деградированной почвы, тем самым возобновляя кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, в том числе и деградированной песчаной почвы, вследствие разрушения почвенно-растительного горизонта в условиях Арктики и Субарктики.

ИзвестенСпособ укрепления стенок карстовой воронки с использованием спор гриба заключается в том, что осуществляют подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количествеинанесение на открытую поверхность слоя субстрата (патент РФ № 2732874, E02D 3/12, опубл. 24.09. 20г.)

Недостатками вышеуказанного способа является создание и нанесение мульчирующего горизонта из доломитовой муки, опилок и глины, что экономически неприемлемо условиях бездорожья и удаленности подавляющего большинства участков деградированных почв, особенно на удаленных территориях оленьих пастбищ в тундре, невозможность возобновление кормового потенциала для северных оленей за счет восстановления лишайникового покрова на деградированных почвах.

ИзвестенСпособ рекультивации разрушенных земель в условиях Арктики и Субарктики включает подготовку субстратаинанесение на открытую поверхность слоя субстрата (патент РФ № 2321979, A01B 79/02, опубл. 20.04.08 г., прототип)

Недостатками вышеуказанного способа является то, что невозможно закрепить семена растений на продуваемых песчаных поверхностях, подверженных ветровой дефляции и лишенных почвенно-растительного покрова; невозможно осуществить сбор растений с семенами восковой зрелости в условиях лишайниково-кустарничковой лесотундры и тундры, так как удельная плотность травянистых растений в этих биотопах крайне низка, при этом условие разбрасывания фитомассы по голому грунту незамедлительно после ее скашивания предполагает заготовку фитомассы в непосредственной близости от рекультивируемого участка, что невозможно обеспечить в условиях разреженности травостоев; невозможно осуществить восстановление лишайникового покрова, как основы кормовой базы северных оленей.

Предлагаемое техническое решение устраняет вышеперечисленные недостатки и обеспечивает восстановление лишайникового покрова, позволяющего возобновить кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, а также укрепления деградированной почвы, например, деградированной песчаной почвы, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии.

Поставленная цель достигается тем, что способ восстановления лишайникового покрова заключается в том, чтоосуществляют подготовку субстратаинанесение на открытую поверхность слоя субстрата, при этом подготовку субстрата осуществляют посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве, субстрат включает в себя смесь измельченного торфа с размером измельчения от 1 мм до 20 мм и измельченного таллома лишайника с размером измельчения от 5 мм до 20 мм, компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный торф - от 10 до 90 %,

измельченный таллом лишайника от 10 до 90 %,

слой субстрата наносят толщиной не менее 2 см, после нанесения слоя субстрата осуществляют покрытие его слоем нетканого саморазрушающегося материала.

Способ восстановления лишайникового покроваосуществляют следующим образом.

Осуществляют подготовку субстрата посредством смешивания компонентов с заданными размерами и в заданном количестве.

В качестве компонентов субстрата используют:

измельченный торф с размером измельчения от 1 мм до 20 мм и

измельченный таллом лишайника с размером измельчения от 5 мм до 20 мм.

Компоненты субстрата смешивают известными средствами и способами при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный торф от 10 до 90%,

измельченный таллом лишайника от 10 до 90 %.

Измельченная масса естественной влажности.

Готовую смесь субстрата наносят на поверхность почвы, например,наоткрытую поверхность песка, слоем субстрата толщиной не менее 10 см. После нанесения слоя субстрата заданной толщины осуществляют покрытие его слоем нетканого саморазрушающего материала органического естественного происхождения в виде, например, биомата органического соломенного.

https://leroymerlin.ru/product/katok-gazonnyy-ruchnoy-50-l-18513461/При использовании в смеси субстрата каждого компонента в меньшем значении количества, а именно, измельченного торфа меньше 10 %, измельченного таллома лишайника меньше 10 %, не обеспечит заявленный технический результат, так как данное количество компонентов в смеси будет недостаточно для успешного восстановления лишайникового покрова.

При большем значении каждого компонента в субстрате, а именно,

измельченного торфа больше 90%,

измельченного таллома лишайника больше 90%, не обеспечит заявленный технический результат, так как данное количество компонентов в смеси не образуют эффект достаточности и пропорциональности соотношения между компонентами для успешного восстановления лишайникового покрова.

Также при меньшем размере измельчения каждого компонента в субстрате, а именно,

измельченный торф с размером измельчения меньше 1 мм и

измельченный таллом лишайника с размером измельчения меньше 5 мм, не обеспечит заявленный технический результат, так как такое измельчение отрицательно повлияет на агрофизические свойства субстрата, значительно повысив его плотность и ухудшив водно-воздушных режим почвы.

При большем размере измельчения каждого компонента в субстрате, а именно, измельченный торф с размером измельчения больше 20 мм и измельченный таллом лишайника с размером измельчения больше 20 мм, не обеспечит заявленный технический результат, так как измельчения большего размера отрицательно повлияет на агрофизические свойства субстрата, значительно снизив его плотность, создаст повышенную аэрацию, и тем самым ухудшив водно-воздушных режим почвы.

Измельченный торф представляет собой измельченную крошку, гранулы, частицы низового и/или верхового торфа, естественной влажности, который используют в качестве мульчирующего компонента субстрата для улучшения агрофизических свойств почвы.

Измельченный таллом лишайника представляет собой измельченную крошку, гранулы, частицы таллома лишайника, естественной влажности и используют его в качестве источника гифов грибов (микобионта) и колоний водорослей (фитобионта) для обеспечения успешного восстановления лишайникового покрова.

Нетканый саморазрушающийся материал органического естественного происхождения обеспечивает закрепление мульчирующего слоя субстрата из

измельченных торфа и таллома лишайников на поверхности деградированных почв.

Заявленный способ обеспечивает восстановление лишайникового покрова, позволяющего возобновить кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, а также укрепления деградированной почвы, например, деградированной песчаной почвы, с предотвращением дальнейшего развития ветровой и водной эрозий.

Пример 1.

На песчаном участке в лесотундре, представляющем естественную возвышенность (бугор) высотой до 4 м относительно основной выровненной поверхности, где растительность отсутствовала, проводились работы по восстановлению лишайникового покрова.

Весной после схода снежного покрова и при положительной температуре воздуха на опытном участке наносили слой субстрата.

Субстрат включал смесь из измельченного торфа с размером измельчения от 8 мм до 15 мм и измельченного таллома лишайника с размером измельчения от 12 мм до 20 мм.

Компоненты субстрата смешивали в металлической емкости 1 $м^3$ небольшими партиями вручную с помощью лопаты при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченного торфа - 54 кг (90%),

измельченного таллома лишайника - 6 кг (10%).

Слой субстрата наносили на поверхность песчаного участка в лесотундре толщиной 10 см. После нанесения слоя субстрата осуществляли укладывание на него нетканого саморазрушающего материала органического естественного происхождения в виде биомата органического нетканого соломенного, плотностью 500 $г/м^2$, покрывая слой субстрата. Для закрепления нетканого саморазрушающего материала на слое субстрата дополнительно края биомата органического нетканого соломенного по периметру присыпали песком, взятом на песчаном участке в лесотундре.

На следующий год после закладки эксперимента на участке отменено формирование новых микроталломов лишайников, что свидетельствует о начале процессов восстановления естественного исходного растительного сообщества, характерного для естественных оленьих пастбищ, которые позволят возобновить кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, а также укрепить поверхность деградированной песчаной почвы, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии.

Пример 2.

На песчаном участке в лесотундре, представляющем естественную возвышенность (бугор) высотой до 3 м относительно основной выровненной поверхности, с частично сохранившемся почвенно-растительным покровом, проводились работы по восстановлению лишайникового покрова.

Весной после схода снежного покрова и при положительной температуре воздуха на опытном участке осуществляли работы по восстановлению лишайникового покрова.

Для этого осуществляли подготовку субстратапосредством смешивания компонентов, предварительно измельченных:

торфа с размером измельчения от 15 мм до 20 мм и

таллома лишайника с размером измельчения от 12 мм до 15 мм.

Субстрат включал смесь из измельченного торфа и измельченного таллома

лишайника. Компоненты субстрата смешивали в металлической емкости 1 $м^3$ небольшими партиями вручную с помощью лопаты при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченного торфа - 10 кг (10%),

измельченного таллома лишайника - 90 кг (90%).

Подготовленный субстрат наносили на открытую поверхность песчаного участка в лесотундре слоем толщиной 5 см. После нанесения слоя субстрата осуществляли покрытие его слоем нетканого саморазрушающегося материала путем укладывания на слой субстрата слой нетканого саморазрушающего материала органического естественного происхождения в виде биомата органического нетканого соломенного, плотностью 500 $г/м^2$.

Для закрепления биомата органического нетканого соломенного на слое субстрата дополнительно его края по периметру засыпали песком, взятом на песчаном участке в лесотундре.

На следующий год после закладки эксперимента на опытном участке отменено формирование новых микроталломов лишайников, что свидетельствует о начале процессов восстановления естественного исходного растительного сообщества, характерного для естественных оленьих пастбищ песчаном участке в лесотундре, позволяющих возобновить кормовой потенциал для домашнего северного оленя на нарушенных землях, деградированных почвах, а также укрепить поверхность деградированной песчаной почвы, с предотвращением дальнейшего развития ветровой эрозии.

Предлагаемый способ позволяет обеспечить восстановление деградированных почв, например, оленьих пастбищ, при полном восстановлении лишайникового покрова для возобновления кормового потенциала для домашнего северного оленя на нарушенных землях - деградированных поверхностях, обеспечивая защиту от ветровой и водной эрозий, а также укрепление деградированных почв, например, песчаных, с предотвращением дальнейшего развития ветровой и водной эрозии.

(57) Формула изобретения

Способ восстановления лишайникового покрова, включающий подготовку субстрата и нанесение на открытую поверхность почвы слоя субстрата, отличающийся тем, что подготовку субстрата осуществляют посредством смешивания компонентов, субстрат включает в себя смесь измельченного торфа с размером измельчения от 1 до 20 мм и измельченного таллома лишайника с размером измельчения от 5 до 20 мм, при этом компоненты субстрата смешивают при следующем соотношении, масс. % (объемные проценты по сухому весу):

измельченный торф – от 10 до 90 %,

измельченный таллом лишайника - от 10 до 90 %,

а слой субстрата наносят толщиной не менее 2 см, после нанесения слоя субстрата осуществляют покрытие его слоем нетканого саморазрушающегося материала.