

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ФАКУЛЬТЕТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

На правах рукописи

Конопляникова Юлия Викторовна

**Морфогенез криоаридных почв
Юго-Восточного Алтая**

Специальность: 03.02.13 – почвоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата биологических наук

Научные руководители:
доктор биологических наук
профессор И.С. Урусевская,
кандидат биологических наук
М.А. Бронникова

Москва – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
Глава 1. Проблемы морфогенеза криоаридных почв	13
1.1. История изучения и общая характеристика криоаридных почв	13
1.1.1. Специфика криоаридных почв	14
1.1.2. Элементарные почвенные процессы в профиле криоаридных почв	21
1.1.3. Рассмотрение криоаридных почв в составе эколого-генетических рядов. Представления об эволюции криоаридных почв	24
1.1.4. Современное классификационное положение и диагностические характеристики криоаридных почв	29
1.2. Морфогенетические особенности отдельных горизонтов криоаридных почв	30
1.2.1. Криогумусовый горизонт (АК).....	30
1.2.2. Палео-метаморфический горизонт (BPL)	33
1.2.3. Аккумулятивно-карбонатный горизонт (BCAic).....	38
1.3. Решенные и открытые вопросы морфогенеза криоаридных почв	40
Глава 2. Слоистые кутаны как блок памяти криоаридных почв	43
2.1. Определение понятия и информационная роль кутан	43
2.2. Кутаны в профиле криоаридных почв	45
2.3. Карбонатные кутаны как существенный архив педогенетической информации	47
2.3.1. Определение и общие характеристики карбонатных кутан	47
2.3.2. Внутреннее строение многослойных карбонатных кутан	48
2.3.3. Окраска и состав карбонатных кутан.....	49
2.3.4. Характерная мощность и скорости роста карбонатных кутан	51
2.3.5. Механизмы формирования и генезис карбонатных кутан.....	52
2.3.6. Взаимосвязь морфологии карбонатов с условиями их формирования	55
2.3.7. Реконструкции условий среды по многослойным кутанам.....	58
2.4. Другие типы кутан криоаридных почв и их генетическая интерпретация.....	62
2.4.1. Гумусовые кутаны	62
2.4.2. Силикатные кутаны	63
2.4.3. Опаловые кутаны	66
2.5. Кутаны как перспективный блок почвенной памяти	68
Глава 3. Объекты и методы исследования.....	70
3.1. Методы исследования	70
3.1.1. Методологическая основа работы	70
3.1.2. Морфологические методы.....	71

3.1.3. Аналитические методы.....	73
3.2. Географическое положение объектов исследования. Факторы почвообразования.....	75
3.2.1. Факторы почвообразования на территории Юго-Восточного Алтая	75
3.2.2. Объекты исследования и локальные факторы почвообразования	77
3.3. Общая характеристика строения профилей исследованных почв.....	81
3.4. Аналитические свойства исследованных почв	88
Глава 4. Морфогенетический анализ криоаридных почв.....	93
4.1. Горизонт АК. Особенности строения, генезис микроструктуры, обилие мелкого корневого детрита.....	94
4.1.1. Диагностическая характеристика криогумусового горизонта.	94
4.1.2. Детали строения горизонта АК в разных биоклиматических условиях.....	96
4.1.3. Генезис сложной микроструктуры в криогумусовом горизонте	100
4.1.4. Содержание легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ)	101
4.2. Горизонт BPL. Характерные признаки. Морфология, состав и генезис плёнок на скелетных зёрнах	103
4.2.1. Характерные признаки палево-метаморфического горизонта	103
4.2.2. Морфология, состав и генезис палевых пленок на скелетных зёрнах.....	105
4.3. Горизонты BSAic. Особенности строения. Формы карбонатов.	107
4.4. Общие черты и отличия в строении криоаридных почв ландшафтно-высотно-климатического ряда	109
4.5. Специфика строения криоаридных почв и вариативность строения внутри типа.....	113
Глава 5. Кутанный комплекс криоаридных почв.....	118
5.1. Морфологические типы кутан и их строение	118
5.1.1. Силикатные кутаны	123
5.1.2. Гумусовые кутаны	123
5.1.3. Карбонатные спаритовые плотные кутаны	125
5.1.4. Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные кутаны.....	126
5.1.5. Карбонатные микритовые рыхлые кутаны.....	127
5.2. Состав кутан	131
5.3. Профильное распределение морфотипов кутан и особенности их строения в разрезах ландшафтно-высотного ряда.....	136
5.4. Последовательность расположения морфотипов кутан на обломках	141
5.5. Возраст кутан	143
Глава 6. Морфогенез криоаридных почв	145
6.1. Характерные черты строения криоаридных почв их генетическая интерпретация.....	145

6.2. ЭПП в профиле криоаридных почв.....	154
6.3. Интерпретация процессов образования кутан	160
6.4. Реконструкция этапов педогенеза криоаридных почв	172
6.5. Сравнение криоаридных с другими типами почв. Специфика криоаридных почв.....	174
Выводы	179
Заключение	179
Список литературы.....	183
Список публикаций автора по теме работы	198
Приложение А. Аналитическая характеристика криоаридных почв	202
Приложение Б. Состав почвенной мезофауны	205
Приложение В. Описание микростроения почв	206
Приложение Г. Иллюстрации деталей микростроения криоаридных почв.....	222
Приложение Д. Иллюстрации деталей субмикроморфологической организации морфотипов кутан	231
Приложение Е. Характеристика морфотипов кутан криоаридных почв	235
Приложение Ж. Оценка встречаемости морфотипов кутан в разрезах криоаридных почв.....	237

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Обширные территории гор Южной Сибири в условиях ультраконтинентального аридного-семиаридного климата в горных котловинах и на склонах южной экспозиции заняты криоксерофитными степями. Многие исследователи отмечали своеобразие сухостепных почв холодных ультраконтинентальных областей, их отличие от почв более теплых и менее континентальных сухих степей Восточно-Европейской равнины (Праслов, 1927; Ногина, 1964; Наумов, Андреева, 1963; Носин, 1963; Волковинцер, 1969; Ковалев, Волковинцер, Хмелев, 1973).

В.И. Волковинцер в 1978 году на основании факторно-генетических и морфо-аналитических характеристик в обобщающей монографии обосновал выделение нового типа степных криоаридных почв, отличного от каштановых почв более теплых и менее континентальных сухих степей (Волковинцер, 1978). В «Классификацию и диагностику почв России» (Классификация..., 2004) криоаридные почвы вошли в составе отдела палево-метаморфических почв, но к настоящему моменту остаются одними из наименее изученных типов почв.

После работ Волковинцера отдельные вопросы морфогенеза криоаридных почв были рассмотрены в работах отечественных исследователей (Быстрыков, Кулинская, 1980; Уфимцева, 1981; Козицкая, Разживин, 1985; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Черняховский, 1995; Гончарова, 1997; Смоленцева, 2008 и др), однако фактического материала о строении данных почв и генетико-географическом разнообразии к настоящему моменту недостаточно. Открытыми остаются многие вопросы морфогенеза как криоаридных почв в целом, так и морфологии и генезиса их генетических горизонтов и отдельных характерных почвенных признаков. Отсутствуют работы по микроморфологическому строению данных почв, единичные работы посвящены детальной характеристике кутан на щебне, которые являются одним из диагностических признаков и важнейшим источником информации о генезисе и эволюции криоаридных почв (Пустовойтов, Таргульян, 1996; Pustovoytov, 1998).

Настоящее исследование отвечает на вопрос, как устроены криоаридные почвы, и даёт интерпретацию происхождения признаков, наблюдаемых в профиле криоаридных почв. Знание особенностей строения криоаридных почв и их отличий в различных локальных ландшафтно-климатических условиях позволит понимать специфику процессов, протекающих в холодном аридно-семиаридном ультраконтинентальном климате в почвах под сухостепной растительностью на скелетных субстратах, что в более широком смысле является вкладом в теорию экстремального педогенеза (Горячкин, Мергелов, Таргульян, 2019).

Цель работы — выявить морфогенетические особенности криоаридных почв Юго-Восточного Алтая и их вариативность в ландшафтно-высотном ряду.

Задачи работы:

1) Выполнить иерархический морфо-субстантивный анализ криоаридных почв Юго-Восточного Алтая для трех ключевых профилей криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности.

2) Выявить морфогенетические особенности, общие для всех исследуемых криоаридных почв и специфические – для каждого из членов ландшафтно-высотного ряда.

3) Детально исследовать состав и организацию кутанного комплекса как ключевого блока памяти криоаридных почв об эволюционных этапах педогенеза.

4) Реконструировать этапы голоценового педогенеза для исследуемых криоаридных почв Юго-Восточного Алтая.

Объектами исследования являются криоаридные почвы Юго-Восточного Алтая, составляющие ландшафтно-высотный ряд нарастающей аридности (2400 м н.у.м. — криоксерофитные степи с участием альпийской флоры, 2230 м н.у.м. — криоксерофитные степи, 1900 м н.у.м. — опустыненные криоксерофитные степи). **Предмет исследования** – морфология и генезис этих почв.

Методологическую основу работы составляет концепция иерархического морфогенетического исследования почвенного тела, основанная на детальном изучении морфологических и аналитических признаков последовательно на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровне организации. Такой подход способствует более полному выделению признаков и их дифференциации по положению в почвенном теле и по времени формирования. Эффективность и информативность такого подхода показана в трудах отечественных и зарубежных исследователей: С. А. Захарова, R. Brewer, G. Stoops, В. О. Таргульяна, Б. Г. Розанова, Т. В. Турсиной, М. И. Герасимовой, И. С. Урусевской, Г. В. Добровольского, С. А. Шобы, К. Е. Пустовойтова, М. А. Бронниковой, С. А. Иноземцева, И. Г. Шоркунова и др. Ранее разработанные исследовательские подходы к описанию элементов строения почв на разных иерархических уровнях организации, а также подходы к интерпретации наблюдаемых признаков с позиции концепций элементарных почвенных процессов (Герасимов, 1976; Розанов, 1983; Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992), памяти почв (Таргульян, Соколов, 1978; Yaalon, 1983; Таргульян, 2008; Таргульян, 2019) и эволюции почв (Роде, 1947; Таргульян, 1982; Самойлова, Толчельников, 1991; Соколов, 2004; Александровский, Александровская 2005) легли в основу и применялись на всех этапах создания данной работы.

Научная новизна работы. Разработана новая целостная концепция морфогенеза криоаридных почв. Впервые описано микростроение, уточнена специфика криогумусового горизонта, детально исследовано строение и состав палевых пленок на зернах скелета в палео-метаморфическом горизонте криоаридных почв. Впервые изучен вклад криогенеза в формирование признаков криоаридных почв, ведущие современные и палео-процессы в профиле, вариативность строения криоаридных почв котловин Юго-Восточного Алтая в ландшафтно-высотно-климатическом ряду. Показана полигенетичность сложного генетически единого кутанного комплекса криоаридных почв, выделены основные этапы их голоценового педогенеза для Юго-Восточного Алтая.

Теоретическая и практическая значимость. Материалы работы могут быть использованы в учебных курсах по географии, морфологии и генезису почв; при разработке диагностики типа криоаридных почв, его подтипового деления, и критериев их разделения с родственными типами (палевыми, каштановыми, бурыми) почв в Классификации почв России (2004). Разработки по исследованию кутан криоаридных почв как блока почвенной памяти могут быть использованы для реконструкций голоценовых изменений природной среды Юго-Восточного Алтая, а также для других почв и регионов, где встречаются такие кутаны. Материалы работы могут применяться для развития концепции экстремального педогенеза (Горячкин, Мергелов, Таргульян, 2019) для дополнения представлений о специфике клима- и литоэкстремальных почв с недостатком ресурсов тепла, влаги и мелкозема.

Апробация работы. Основные положения работы были доложены и обсуждались на заседаниях кафедры географии почв факультета почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, на заседаниях отдела географии и эволюции почв Института географии РАН, а также на конференциях: «Современные методы исследований почв и почвенного покрова» (Москва, 9-11 ноября 2015), VII съезд Общества почвоведов им. В.В. Докучаева (Белгород, 15-22 августа 2016), «Морфология почв: от макро- до субмикроуровня» (Москва, 19-21 декабря 2016), международная молодежная школа-конференция «Меридиан» (Курская биосферная станция, Россия, 2015, 2016, 2017), VII International Conference on Cryopedology «Cryosols in perspective: a view from the permafrost heartland» (Якутск, 21-28 августа 2017), XXI Докучаевские молодежные чтения "Почвоведение - мост между науками" (Санкт-Петербург, 28 февраля - 3 марта 2018), «Practical Geography and XXI Century Challenges» International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (Москва, 4-6 июня 2018), XVIII Всероссийское совещание по почвенной зоологии памяти Беллы Рафаиловны Стригановой (Москва, 22-26 октября 2018), Всероссийская научная конференция

«Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений», посв. 90-летию со дня рождения Л. Д. Сулержицкого (Москва, 24-26 апреля 2019 года).

Публикации: по теме диссертации опубликована 21 работа, в том числе 4 статьи в журналах БД Scopus, Web of Science, RSCI и 17 тезисов докладов и статей в сборниках.

Структура и объём работы: диссертация состоит из введения, 6 глав, выводов, заключения, списка литературы, включающего 158 источников, в том числе 54 на английском языке, 7 приложений. Содержательная часть диссертации изложена на 182 страницах, иллюстрирована 15 таблицами, 30 рисунками, общий объём диссертации с приложениями составляет 239 страниц.

В первой главе на основании литературных данных описывается история изучения и обоснование выделения типа криоаридных почв, обособления их от каштановых, дается определение типа, рассмотрены ареалы распространения и современное классификационное положение, поднимаются вопросы элементарных почвенных процессов и эволюции криоаридных почв, а также морфологии и генезиса их горизонтов и отдельных почвенных признаков.

Во второй главе рассматриваются кутаны на щебне как носитель информации в скелетных почвах. Приводится обзор существующих точек зрения относительно строения и гипотез (механизмов) формирования гумусовых, силикатных, карбонатных и опаловых кутан на щебне.

В третьей главе приведены используемые методы исследования и описаны объекты исследования: географическое положение, факторы почвообразования, основные морфологические и аналитические характеристики профилей.

В четвёртой главе приведены результаты детального морфогенетического исследования строения горизонтов криоаридных почв на примере трех объектов, находящихся в разных ландшафтно-климатических условиях. Ведущим и наиболее информативным методом служит микроморфологический анализ строения материала горизонтов, позволяющий диагностировать процессы,

протекающие в криоаридных почвах, некоторые из которых трудно обнаружить и описать на макроуровне, что является характерной чертой для субаридных и аридных условий почвообразования (Лебедева, 2012) и других экстремальных условий. Детальное микростроение типа криоаридных почв описано впервые. Наибольшее внимание уделено особенностям строения криогумусового горизонта, поскольку для типа криоаридных почв он является диагностическим. Также установлены строение и состав пленок на минеральных зернах в палео-метаморфическом горизонте. Выявлены характерные черты микростроения криоаридных почв, показаны возможные различия в зависимости от биоклиматических условий.

В пятой главе описаны особенности кутанного комплекса криоаридных почв. Кутаны на щебне являются важным признаком и одним из основных блоков почвенной памяти в профиле криоаридных почв. Описано строение выделенных шести морфотипов кутан, показаны последовательности расположения морфотипов на обломках, рассмотрены закономерности профильного распределения морфотипов кутан, приведены данные о составе и возрасте данных новообразований.

В шестой главе выявленные характерные признаки криоаридных почв интерпретируются с генетической точки зрения. Подчеркнуты признаки, проявляющиеся в криоаридных почвах во всех объектах и выделены признаки, проявление которых характерно для наиболее или наименее аридных условий. Выявлены элементарные почвенные процессы, характерные для криоаридных почв. Все процессы подразделены на возможные в современных биоклиматических условиях и палеопроцессы. Обоснована полигенетичность профиля криоаридных почв. Проведено сравнение наблюдаемых признаков с подобными в других родственных типах почв.

Защищаемые положения:

- 1) Криоаридные почвы обособляются от родственных им каштановых и палевых почв спецификой криогумусового горизонта, наличием многокомпонентного по морфологии и составу кутанного комплекса, криогенные признаки в них развиты лучше, чем в каштановых, но слабее, чем в палевых почвах.
- 2) Специфика криогумусового горизонта криоаридных почв определяется дефицитом тепла и влаги, ведущим к замедленной гумификации органического вещества и накоплению мелкого слаборазложившегося корневого детрита, а также сочетанием криогенных и биогенных процессов, участвующих в переорганизации почвенной массы.
- 3) Криоаридные почвы полигенетичны: в верхней части профиля признаки соответствуют текущей факторной обстановке, в средней и нижней части профиля современные признаки сочетаются с реликтовыми признаками миграции и аккумуляции карбонатов и гумуса.

Личный вклад автора. Автор участвовал в экспедициях Института Географии РАН на Юго-Восточном Алтае в 2014–2018 гг., где был лично им собран материал по диссертации, обработанный на лабораторном этапе. Автором лично выполнены комплексный иерархический морфогенетический анализ криоаридных почв (микростроение исследованных криоаридных почв, мезо-, микро-, субмикроморфологическое строение их кутанного комплекса), а также пробоподготовка образцов к дополнительным исследованиям, обработка и интерпретация их результатов.

Благодарности: Автор выражает глубокую благодарность научным руководителям д.б.н. И.С. Урусевской и к.б.н. М.А. Бронниковой за неоценимую помощь при подготовке работы, д.с-х.н. М.П. Лебедевой, д.б.н. М.И. Герасимовой, к.г.н. Э.П. Зазовской, к.б.н. Т.В. Прокофьевой, к.г.н. А.Р. Агатовой, д.г.н. С.В. Горячкину, к.б.н. Н.С. Мергелову, к.б.н. К.Е. Пустовойтову – за важные консультации и поддержку; всем сотрудникам

кафедры географии почв факультета почвоведения МГУ и отдела географии и эволюции почв Института географии РАН за плодотворное обсуждение работы на заседаниях; сотрудникам химической лаборатории Института географии РАН А.М. Чугуновой, Е.А. Агафоновой, И.В.Туровой, Е.Е.Куликовой за исследования аналитических характеристик почв, к.б.н. А.А. Рахлеевой за определения мезофауны д.г.-м.н. А.В. Корсакову (ИГМ СО РАН) за определение состава пород, д.б.н. Б.А. Борисову и к.с.-х.н. О.Е. Ефимову за аналитическое определение содержания легкоразлагаемого органического вещества; Dr. A.Cherkinsky и Центру изотопных исследований Университета Джорджии (США) за радиоуглеродное датирование материала кутан, Dr. Carsten W. Müller за проведенную вторично-ионную масс-спектрометрию в Техническом университете Мюнхена (Германия), к.б.н. В. А. Шишкову за помощь в освоении и использовании растрового электронного микроскопа, к.б.н. Е.А. Гурковой, к.г.н. В.А. Голубцову, к.г.н. А.Л. Энтину, д.с-х.н. Г.И. Черноусенко, И.В. Туровой, к.г-м.н. Р.К. Непопу, д.ф-м.н. Г.Л. Алфимову, к.г.н. И.Г. Шоркунову, Г.А. Боделукову и другим участникам полевых отрядов 2014–2018 гг. за помощь и поддержку на экспедиционном этапе работ, своему первому научному руководителю д.г.н. В.О. Таргульяну за заложенный вектор мышления и любовь к генетическому почвоведению.

Ряд результатов работы был получен при финансовой поддержке проектов РФФИ №13-04-01829, №17-04-01526 и РНФ № 14-27-00133.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ МОРФОГЕНЕЗА КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

1.1. История изучения и общая характеристика криоаридных почв

Согласно существующим представлениям (Волковинцер, 1978; Классификация..., 2004), криоаридные почвы формируются под горными криоксерофитными степями в условиях экстраконтинентального аридно-семиаридного климата преимущественно на скелетных субстратах легкого гранулометрического состава на территории Северо-Восточной и Центральной Азии (районы Яно-Колымской складчатой системы, Центральной Якутии, горных систем юга Сибири, Монголии, высоких нагорий Тянь-Шаня).

Многими исследователями отмечалось своеобразие сухостепных почв холодных ультраконтинентальных областей, обусловленное особенностями экологических условий, их отличие от почв более теплых и менее континентальных сухих степей Восточно-Европейской равнины (Праслов, 1927; Наумов, Андреева, 1963; Ногина, 1964; Носин, 1963; Волковинцер, 1969; Ковалев, Волковинцер, Хмелев, 1973; Панкова, 1974 и др.). Эти почвы ранее рассматривались как один из фациальных подтипов каштановых почв или как горные каштановые почвы (Классификация..., 1977; Носин, 1963, Ковалев, Волковинцер, Хмелев, 1973). В 1978 году в обобщающей монографии В. И. Волковинцер ввел новый генетический тип «степных криоаридных почв» для сухостепных почв холодных ультраконтинентальных областей с обоснованием его отличий от каштановых почв. Также почвы криоксерофитных степей, сходные морфогенетически с криоаридными, изучались в Западной Чукотке под названием «криоксероземы» (Быстрыков, 1988), на Дальнем Востоке (Яно-Индибирске нагорье) как «таежно-степные почвы экстраконтинентальных областей» (Наумов, Андреева, 1963), в Якутии как «мерзлотные каштановые» (Еловская, 1987), в Монгольском Алтае как

«высокогорно-степные грубогумусные почвы» (Уфимцева, 1981; Максимович, Ногина, 1984). Авторские варианты наименований криоаридных почв отражают точки зрения исследователей относительно факторно-генетической или морфосубстантивной специфики данных почв. Далее криоаридные почвы изучались в работах К.Е. Пустовойтова и В.О. Таргульяна, а также Д.А. Черняховского с соавторами на Севере Дальнего Востока (Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Черняховский, 1995; Черняховский, Градусов, Наумов, 1997), а на Юго-Восточном Алтае О.Ю. Гончаровой, А.С.Владыченским, Е.Н.Смоленцевой (Гончарова, 1997; Гончарова, Владыченский, 2002; Смоленцева, 2008). В настоящее время криоаридные почвы включены в Классификацию и диагностику почв России в составе отдела палео-метаморфических почв (Классификация..., 2004; Полевой определитель..., 2008), однако многими авторами по-прежнему сухостепные почвы гор Южной Сибири описываются как каштановые почвы (Дергачева, Ковалева, Рябова, 2007; Рябова, Дергачева, Захарова, 2015; Панкова, Черноусеноко, 2018 и др.).

1.1.1. Специфика криоаридных почв

В.И. Волковинцер, на основании, в первую очередь, специфики факторов почвообразования – жесткого гидротермического режима и влияния мерзлоты, а также ряда морфологических и аналитических характеристик, обосновал выделение почв криоксерофитных степей в отдельный генетический тип «степные криоаридные почвы» (Волковинцер, 1978). Им был выявлен географический ареал распространения криоаридных почв, общие закономерности формирования их минерального состава, особенности гумусообразования, установлены их общие признаки и свойства: морфология, гранулометрический состав, карбонатный и солевой профили, поглощающий комплекс, выявлены отличительные черты криоаридных почв от зонального типа каштановых почв умеренно теплых аридных территорий. Приведенные специфические особенности факторов почвообразования и морфоаналитических характеристик почв холодных степей в совокупности позволили

В.И. Волковинцеру обосновать специфику криоаридного педогенеза и выделение нового типа степных криоаридных почв. В заключение автор отмечает недостаточность накопленных им и предшественниками сведений для познания сущности генезиса данных почв и выяснения специфики степного почвообразования в описанных крайне своеобразных условиях (Волковинцер, 1978). После работ В.И. Волковинцера представления о морфологической и аналитической специфике криоаридных почв дополнялись и уточнялись в публикациях отечественных исследователей (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Гончарова, 1997 и др).

Факторная специфика, обуславливающая формирование криоаридных почв. Однотипность и своеобразие процессов степного почвообразования в экстраконтинентальных холодных аридных ландшафтах, согласно В.И. Волковинцеру, определяется спецификой следующих экологических факторов (Волковинцер, 1978; Волковинцер, 1979):

1. крайне низкими среднегодовыми температурами (от -2 до -16 °C), постоянной или сезонной мерзлотой, обуславливающими длительный период промерзания почв, что впоследствии определяет физическое раздробление твёрдой фазы, коагуляцию и денатурацию коллоидно-растворенных и аморфных соединений и отражается на минералогическом составе и свойствах гумуса, замедленных химических и биохимических процессах, сокращенном активном периоде почвообразования;
2. малой годовой нормой осадков (100–300 мм), определяющей непромывной водный режим почв;
3. экстремальной сезонной и суточной контрастностью термического режима при постоянном дефиците влаги, определяющей преимущественное развитие физического выветривания, денатурацию и коагуляцию органических и минеральных веществ;

4. растительностью: злаково-разнотравные и злаково-полынные криоксерофитные степи;
 5. очень коротким, неблагоприятным для развития растений и биологических процессов вообще вегетационным периодом; общей низкой продуктивностью растительных сообществ и крайне низкой биологической активностью;
 6. положением в межгорных депрессиях, окруженных горными барьерами или на склонах южной (а также юго-западной или юго-восточной) экспозиции;
 7. рыхлыми, часто щебнистыми отложениями (продукты разрушения массивно-кристаллических и осадочных плотных пород: пролювиально-делювиальные, делювиальные, пролювиально-аллювиальные и аллювиальные отложения) легкого механического состава (от средних суглинков до супесей), что определяет физические свойства почв и специфику почвенных новообразований;
 8. сплошным или островным распространением многолетнемерзлых пород.
- Эти факторы придают особое направление почвообразованию, приводящему к генетическому единству степных криоаридных почв экстраконтинентальных районов Северо-Восточной и Центральной Азии, таких как районы Яно-Колымской складчатой системы, Центральной Якутии, горных систем юга Сибири, Монголии, высоких нагорий Тянь-Шаня (Волковинцер, 1979).

Морфологическая специфика криоаридных почв. Согласно В.И. Волковинцеру, профиль криоаридных почв состоит из гумусового, переходного и карбонатного иллювиального или остаточного-карбонатного горизонтов, почвообразующей или подстилающей породы (Волковинцер, 1978).

Противопоставляя степные криоаридные почвы, сформированные под действием вышеописанных специфических факторов, каштановым почвам, Волковинцером определены следующие морфологические особенности степных криоаридных почв (Волковинцер, 1969; Волковинцер, 1978; Волковинцер, 1979):

- Наличие специфического маломощного гумусового горизонта каштановой окраски, часто с красноватым оттенком (окраска объясняется большим количеством тонкодисперсных гидроокислов железа), с низкой степенью разложения растительных остатков, существенно более низкими, по сравнению с каштановыми почвами, запасами гумуса в метровом слое (за счет малой мощности гумусово-аккумулятивной толщи) и интенсивностью гумусообразования; невыраженной макроструктурой, большим количеством тонких корешков;
- Значительное преобладание подземной фитомассы над надземной (что характерно и для каштановых почв, но в криоаридных почвах соотношение подземной и надземной фитомассы составляет многие десятки и сотни, тогда как к каштановых – 5–10, реже – 20)
- Наличие переходного АВ или В горизонта с неравномерной гумусовой окраской, рыхлым сложением, отсутствием структуры;
- Слабая или средняя каменистость верхних горизонтов и сильная – в нижней части профиля;
- Новообразования карбонатов в мучнистой форме и в виде натечных карбонатных корочек (но также возможны в форме мицелия, пятен, точечных вкраплений и т.п.);
- Карбонатный горизонт криоаридных почв специфичен, имеет белесо-палевую или белесо-бурую окраску, при этом свойства карбонатного горизонта варьируют, что определяется наличием в почвах современных и реликтовых карбонатов, пестротой литологического и механического состава пород;
- Отсутствие горизонтов скопления гипса и легкорастворимых солей.

Также В.И. Волковинцер (1978), относительно строения криоаридных почв отмечал, что процессы и признаки криогенного перераспределения веществ в почвенном профиле не получают сколь-либо значимого развития.

Описанные особенности в совокупности составляют морфологическую специфику типа (Волковинцер, 1978).

Выделенные В.И. Волковинцером специфические морфологические особенности строения криоаридных почв были как подтверждены, так и дополнены или пересмотрены в последующих работах Г.М. Быстрякова и Е.В. Кулинской (1980), И.А. Соколова с соавторами (1982), Г.М. Быстрякова (1988), К.Е. Пустовойтова (1993), О.Ю. Гончаровой (1997). Всеми исследователями отмечались плохо выраженная комковатая структура (или полное её отсутствие) и обилие растительных остатков в гумусовом горизонте, наличие карбонатных кутан на щебне в профиле криоаридных почв. Также исследователи сходятся относительно возможности наличия дернины в верхней части профиля.

Из дополнительных характерных признаков гумусового горизонта, не описанных у большинства исследователей, в нескольких работах отмечено наличие гумусовых кутан, полностью покрывающих всю поверхность минеральных зерен или более крупных обломков (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988).

По ряду вопросов морфологии и интерпретации строения профиля криоаридных почв в работах наблюдается расхождение взглядов. В частности, это связано с описанием и интерпретацией горизонта В. В ряде работ горизонт В рассматривается не как переходный от гумусового (Волковинцер, 1978; Гончарова, 1997), а как метаморфический горизонт В_m (Быстряков, Кулинская, 1980; Соколов и др, 1982; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993). Г. М. Быстряков (1988), относительно характерных признаков горизонта В_m пишет, что минеральные зерна и хрящеватый материал в данном горизонте имеют автохтонные бурые кутаны, а окраску считает унаследованной от окраски мелкозема почвообразующих пород.

Что касается форм карбонатных новообразований в профиле криоаридных почв, в работе О. Ю. Гончаровой карбонаты описаны как в форме кутан

на поверхности щебня, так и в мучнистой форме (Гончарова, 1997), тогда как другие исследователи отмечали отсутствие карбонатов в мелкозёме криоаридных почв (Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993). В работе Г. М. Быстрякова и Е.В. Кулинской описано, что иногда в мелкозёме встречается «белесая присыпка от карбонатных пленок», то есть карбонаты в профиле криоаридных почв могут быть представлены лишь кутанами или продуктами их разрушения (Быстряков, Кулинская, 1980).

Таким образом, относительно морфологической характеристики и специфики криоаридных почв у исследователей по ряду вопросов наблюдаются различные мнения, что свидетельствует о необходимости дальнейшей детальной разработки данной темы.

Аналитическая специфика криоаридных почв. Установленные В. И. Волковинцером (1978) аналитические особенности криоаридных почв следующие:

- Содержание гумуса от 1,5 до 6 % в гумусовом горизонте (в зависимости от подтипа);
- Фульватный (или гуматно-фульватный) тип гумуса ($C_{гк}/C_{фк}$ от 0,4 до 0,9) (в отличие от гуматного (фульватно-гуматного) в каштановых);
- Нейтральная, слабощелочная или щелочная реакция среды (от 6,7 в верхних до 8,8 в нижних горизонтах);
- Содержание карбонатов в карбонатном горизонте от 0,5 до 50 %;
- Отсутствие в профиле криоаридных почв гипса, солонцеватости, обычно малое содержание легкорастворимых солей;
- Низкая ёмкость поглощения, что сопряжено с общим незначительным содержанием тонкодисперсных фракций и отсутствием вторичных минералов с высокой поглотительной способностью; преобладание в составе поглощенных катионов кальция (до 80% от суммы).

Большинство описанных В. И. Волковинцером (1978, 1979) аналитических особенностей криоаридных почв нашло подтверждение в последующих работах

отечественных исследователей (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1998; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Гончарова, 1997; Смоленцева, 2008 и др.).

Дополнительно впоследствии было установлено, что для криоаридных почв характерно существенное преобладание окристаллизованных форм свободного железа (по Джексону) над аморфными (по Тамму) за исключением гумусовых горизонтов, где соотношение может быть примерно равным (Быстряков, 1988), О. Ю. Гончарова отмечала, что для криоаридных почв характерно преобладание и высокое содержание свободных слабоокристаллизованных форм железа, при относительно высоком содержании и аморфных форм (Гончарова, 1997). Также было отмечено, что в некоторых криоаридных почвах может наблюдаться засоление (Смоленцева, 2008). В работе К.Е. Пустовойтова и В.О. Таргульяна в мелкозем криоаридных почв не обнаружено карбонатов (при их наличии в форме кутан на щебне), также для мелкозёма отмечено полное отсутствие признаков иллювиирования как по морфологии, так и по аналитическим характеристикам (Пустовойтов, Таргульян, 1996).

В целом, относительно аналитической специфики криоаридных почв существенных расхождений у исследователей не наблюдается.

Обусловленность специфики криоаридных почв. В. И. Волковинцер (1969, 1978, 1979), Е. М. Наумов и А. А. Андреева (1963) и Н. А. Ногина (1989) среди факторов, определяющих своеобразие почв холодных ультраконтинентальных степей ведущую роль отводили, в первую очередь, биоклиматическим условиям формирования, при этом Д. А. Черняховский с соавторами (1997) на основании многофакторного анализа большой выборки свойств почв пришли к выводу о том, что главными факторами, обуславливающими различия почв на локальном уровне в условиях холодного семиаридного экстраконтинентального климата, являются увлажнение и почвообразующие породы (а именно: содержание кварца и легковыветривающихся минералов), причем в условиях близких по увлажнению, ведущая роль в различии процессов почвообразования и формировании почв соответствующего типа принадлежит литогенному

фактору (Черняховский, Градусов, Наумов, 1997). Далее Е.И. Панкова и Г.И. Черноусенко (2018), сравнивая криоаридные (каштановые) почвы Центральной Азии с каштановыми почвами европейской территории России, отмечают, что за специфику криоаридных почв, господствующих в Сибири, отвечают не столько специфические климатические параметры, сколько особенность субстратов: легкий гранулометрический состав и щебнистость. Не отрицая отмеченную предшественниками роль климатического фактора и признавая справедливым, что резкая континентальность климата влияет на замедленность процесса гумусообразования, а позднелетний режим выпадения осадков и резкие перепады температур влияют на процессы перераспределения продуктов почвообразования в профиле почв, Е. И. Панкова и Г. И. Черноусенко приводят обоснование, что такие характерные особенности криоаридных почв, как отсутствие горизонтов легкорастворимых солей и гипса в их профиле, отсутствие солонцеватости почв, низкая гумусированность и емкость поглощения, низкая влагоемкость и высокая водопроницаемость, обязаны не особенностям климата, а характеру почвообразующих пород в регионе (Панкова, Черноусенко, 2018). Таким образом, нет единого мнения относительно ключевых характерных особенностей криоаридных почв и их обусловленности.

1.1.2. Элементарные почвенные процессы в профиле криоаридных почв

К настоящему моменту предложено несколько вариантов выделения характерных элементарных почвенных процессов (ЭПП) в профиле криоаридных почв (Быстряков, Кулинская, 1980; Соколов и др, 1982; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Черняховский, Градусов, Наумов, 1997), все эти работы проводились по почвам Севера Дальнего Востока.

Г. М. Быстряков и Е. В. Кулинская (1980) описывали в профиле криоаридных почв аккумулятивное гумусообразование, карбонатную аккумуляцию, физическое выветривание, слабо выраженное химическое

выветривание, слабо выраженные криогенные процессы с формированием ореховатой структуры.

Соколов с соавторами (1982) отмечал для криоаридных почв («криоксероземов») наличие процессов образования дернины или степного войлока, коагуляционного оструктурирования, иллювиирования карбонатов, слабовыраженных процессов метаморфического оглинивания и рубефикации, криогенных процессов, таких как растрескивание, формирование плитчатой структуры и цементации льдом.

В дальнейшем Г. М. Быстряков (1988), на основании морфоаналитических признаков, сделал вывод о специфическом наборе процессов, формирующих криоаридные почвы («криоксероземы», «насыщенные нейтрально-щелочные ксероморфные почвы»). К выделенным им почвенным процессам относятся: метаморфические, такие как метаморфическое оглинивание, ожелезнение, дегидратация и кристаллизация свободных форм железа, также описано гумусонакопление «на месте», с формированием кальциевого гумуса, биогенная аккумуляция и иллювиально-карбонатный процесс, при крайне слабом развитии процесса выщелачивания (Быстряков, 1988).

К. Е. Пустовойтов (1993), относительно элементарных почвенных процессов в профиле криоаридных почв, отмечал, что мелкозем криоаридных почв не обнаруживает каких-либо признаков иллювиирования ни по морфологии, ни по аналитическим характеристикам, при этом ярким свидетельством иллювиирования служат новообразования в форме кутан на нижней стороне щебня (Пустовойтов, 1993). В формировании профиля степных криоаридных почв, согласно К. Е. Пустовойтову и В. О. Таргульяну (1996), принимают участие следующие процессы: органоаккумулятивный (интенсивная аккумуляция органического вещества в верхней части профиля *in situ* в форме гумуса, детрита и сухоторфянистого вещества), метаморфические процессы (слабая пре-образованность мелкозема), карбонатно-иллювиальный процесс (образование карбонатных кутан на щебне), иллювиирование

кремнезема (образование опаловых кутан на щебне), иллювиирование гумуса (гумусовые прослой в кутанах на щебне) и партлювация (иллювиирование суспензий, появление примеси мелкозема в составе кутан на щебне) (Пустовойтов, Таргульян, 1996).

Д. А. Черняховским (1995) основными «ярко выраженными» процессами в профиле криоаридных почв названы дерновый, гумусообразование, а также иллювиирование карбонатов и образование карбонатных кутан на щебне, к «хорошо выраженными» автор относит биотурбации, иллювиирование опала и образование опаловых кутан на щебне, криометаморфизм и рубефикацию; к «средневыраженным» относит партлювацию с отложением ила и пыли на щебне, коагуляционное оструктурирование, вымораживание щебня и линейную эрозию; к «слабовыраженным» – дефляцию, эоловую аккумуляцию и погребение (Черняховский, 1995). Отнесение последних четырех процессов к ЭПП вызывает вопросы. Также стоит отметить, что работа Д. А. Черняховского посвящена тундро-степным почвам, а криоаридные почвы рассматриваются в ней только для сравнения. Фактический материал по строению криоаридных почв, на основании которого были сделаны выводы о процессах, в данной работе не опубликован, поэтому проверить действительное наличие и обилие признаков, соответствующих выделенным почвенным процессам в профиле криоаридных почв, по данной работе не представляется возможным.

В целом, предлагаемые перечни ЭПП криоаридных почв, составленные разными исследователями, сходны: все авторы отмечают процессы, связанные с аккумуляцией гумуса, иллювиированием карбонатов, метаморфизмом, в списках Д. А. Черняховского (1995) и К.Е. Пустовойтова (1993) присутствует иллювиирование кремнезема и партлювация с образованием кутан на щебне, у Д. А. Черняховского (1995), Г. М. Быстрякова (1988) и И. А. Соколова с соавторами (1982) отмечено присутствие процесса рубефикации. Г. М. Быстряков (1988) пишет о слабой выраженности выщелачивания

в профиле криоаридных почв, К. Е. Пустовойтов (1993) – о полном отсутствии процессов иллювиирования в мелкозем.

В системе Г. М. Быстрякова (1988) важную роль играют процессы, связанные с ожелезнением, у К.Е. Пустовойтова (1993) отмечено иллювиирование гумуса с образованием гумусовых слоёв в кутанах на щебне, у И. А. Соколова с соавторами (1982) отдельно выделены слабо выраженные криогенные процессы в профиле криоаридных почв, а у Д. А. Черняховского (1995) представлен наиболее широкий перечень процессов, где присутствуют не отмеченные другими авторами биотурбации, коагуляционное оструктуривание, вымораживание щебня, линейная эрозия, дефляция, эоловая аккумуляция и погребение.

Таким образом, к настоящему моменту среди исследователей нет единого мнения относительно ведущих элементарных почвенных процессов в профиле криоаридных почв, что свидетельствует о необходимости дальнейшей разработки данного вопроса.

1.1.3. Рассмотрение криоаридных почв в составе эколого-генетических рядов. Представления об эволюции криоаридных почв

В пространстве степные криоаридные ландшафты нередко тесно соседствуют с тундровыми или таёжными, что дало основание ряду исследователей рассматривать возможность генетических переходов степного и тундрового или степного и таёжного почвообразования не только в пространстве, но и во времени, искать признаки былых фаз педогенеза в профиле криоаридных почв, рассматривать криоаридные почвы как наиболее аридный член в составе эколого-генетических рядов с установлением закономерной смены тех или иных свойств почв при нарастании увлажнения, выявлять переходные звенья, сравнивать и лучше понимать специфику, а также пытаться приблизиться к разгадке генезиса и эволюции криоаридных почв. Так, в ряде работ по Северу Дальнего Востока криоаридные почвы рассматриваются как член эколого-генетических рядов, где отмечается относительно близкое

соседство и возможность генетических переходов степного, тундро-степного и таежного педогенеза (Наумов, Андреева, 1963; Быстряков, Кулинская, 1980; Козицкая, Разживин, 1985; Быстряков, 1988; Черняховский, 1995; Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Черняховский, Градусов, Наумов, 1997), также подобный подход применялся и для почв Алтая (Петров, 1952; Гончарова, 1997).

Степное и тундровое почвообразование: соседство, промежуточные звенья, возможности генетического перехода. Б.Ф. Петровым (1952) предвосхищались возможности эволюционно-генетических переходов для криоаридных почв при изменении факторов во времени. Он отмечал, что для высокогорий Алтая характерна резкая контрастность растительного и почвенного покрова: тундровые ландшафты с соответствующими кислыми ненасыщенными тундровыми почвами на незначительных расстояниях в несколько десятков или сот метров могут переходить в степные ландшафты с сухостепными почвами, а между ними описано наличие переходных звеньев – сухих тундр, что, согласно точке зрения Б. Ф. Петрова, может свидетельствовать о едином эволюционно-генетическом ряде данных ландшафтов, демонстрирующем пространственные и временные изменения между соотношением тепла и влаги, обуславливающих формирование тех или иных профилей почв (Петров, 1952).

Г. М. Быстряковым (1988) при изучении почв Западной Чукотки рассмотрен частный случай, когда под остепнённой тундрой сформирована почва, имеющая признаки, не свойственные современным экологическим условиям: почва имела растянутый гумусово-аккумулятивный горизонт и повышенное содержание фракций гумуса, связанных с кальцием, а также красноватый ожелезнённый минеральный горизонт. Отмечается факт её расположения в нескольких метрах от нейтральной ксероморфной (криоаридной) почвы, развитой под степной растительностью на южном склоне. Это позволяет Г.М. Быстрякову (1988) предположить, что эта почва в былые криоксеротические эпохи плейстоцена –

голоцена прошла ксероморфную стадию развития, то есть ранее являлась криоаридной почвой, в которой, в частности происходило активное закрепление «на месте» продуктов выветривания ожелезненной породы и формирование специфического гумусового горизонта, что свидетельствует о возможности эволюционных переходов степного и тундро-степного почвообразования при изменении увлажнения на определенной территории. Автор отмечает, что в горных районах наблюдение былых стадий почвообразования может быть затруднено ввиду их стирания склоново-денудационными процессами (Быстряков, 1988).

Л. Т. Козицкая и В. Ю. Разживин рассматривали криоаридные почвы как наиболее аридное звено в одном эколого-генетическом ряду с подбурами, промежуточным вариантом в данном ряду выступают тундро-степные почвы, которые, по мнению авторов, имеют признаки как криоаридных почв, так и подбуров (Козицкая, Разживин, 1985).

Д. А. Черняховский (1995) в работе, посвященной изучению тундро-степных почв Северо-Востока Сибири, на основе сравнительного анализа морфологических и аналитических признаков, делает вывод о существовании эколого-генетического ряда почв: степные криоаридные – тундро-степные – дерновые альфегумусовые почвы, в котором наблюдается постепенная смена свойств почв, а также ведущих элементарных почвенных процессов. У тундро-степных почв, являющихся промежуточным звеном, по мнению Д. А. Черняховского, наблюдаются признаки как криоаридных, так и альфегумусовых почв. В выделенном эколого-генетическом ряду почв «степные криоаридные – тундро-степные – дерновые альфегумусовые» для криоаридных почв к ведущим почвенным процессам автор относит иллювиирование и аккумуляцию карбонатов, для тундро-степных почв – иллювиирование и аккумуляцию аморфного кремнезема, криометаморфизм и эрозионные процессы; для дерновых альфегумусовых – иллювиирование Fe, Al и гумуса (Черняховский, 1995).

К. Е. Пустовойтов и В. О. Таргульян (1996) доказывают, что темные бурые центральные прослои в многослойных кутанах криоаридных почв, располагающиеся между белыми карбонатными слоями – это гумусовые слои, без примеси железа и алюминия, и интерпретируют их образование как приобретение на предыдущем этапе криостепным ландшафтом черт более гумидных экосистем, но при общем сохранении степного облика ландшафта. В итоге они выделяют три этапа эволюции профилей криоаридных почв: 1) суше современного или аналогичный по увлажнению (отложение карбонатов); 2) влажнее современного (отложение карбонатов с гумусом); 3) современный (отложение карбонатов).

О. Ю. Гончарова (1997) для почв Юго-Восточного Алтая рассматривает криоаридные почвы как наиболее аридное звено в ряду: криоаридные – тундростепные – дерново-таёжные почвы, при этом в данном ряду наблюдается изменение свойств гумуса, возрастает интенсивность биогенного накопления биофильных элементов. Также в данном ряду наблюдается увеличение содержания сильноокристаллизованных и аморфных форм соединений железа и уменьшение содержания слабоокристаллизованных. Это связывается с увеличением в данном ряду увлажненности и, как следствие, усилением процессов выветривания; а возрастание выщелоченности почв создает условия для образования сильноокристаллизованных форм соединений железа (Гончарова, 1997).

Рассмотренные эколого-генетические ряды, в которые включены криоаридные почвы – сходны и допускают близкое соседство и возможность переходов от степного к тундровому почвообразованию при изменении климатических параметров в пространстве или во времени.

Степное и таёжное почвообразование: возможности соседства, переходных звеньев и смены фаз педогенеза. Е. М. Наумов и А. А. Андреева, при сравнении таежно-степных почв Яно-Индибирского нагорья со степными почвами континентальных высокогорных впадин Горного Алтая, приходят

к выводу о наличии у таежно-степных почв некоторого отдаленного сходства со степными почвами Алтая: почвы горноалтайских впадин являются южным (и более степным) вариантом почв горных остепнённых территорий, в то время как янско-индигирские таежно-степные почвы представляют собой самый северный вариант, при этом авторами отмечалось, что почвы остепнённых ландшафтов Яно-Индигирского нагорья включают в себе признаки как степного, так и лесного (таежного) почвообразования (Наумов, Андреева, 1963).

Г. М. Быстряков описывает криоаридные почвы в составе ксеромезоморфного эколого-генетического ряда, где криоаридные почвы («высокогумусные криоксероземы») являются наиболее аридным крылом, а дерново-палевые почвы – переходным звеном к гумидному Al-Fe-гумусовому почвообразованию (подбурам), где в центре ряда находятся дерново-палевые иллювиально-гумусовые почвы, сочетающие признаки иллювиально-карбонатного и иллювиально-гумусового процессов (Быстряков, 1988).

К. Е. Пустовойтов и В. О. Таргульян (1996) также рассматривали криоаридные почвы как крайний (наиболее аридный) член гумидно-семиаридного ряда автоморфных щебнистых почв мерзлотных ландшафтов Дальнего Востока. В данном ряду в холодном семигумидном секторе находятся подзолистые альфегумусовые почвы и подбуры, в холодном переходном (семигумидно-семиаридном) – палевые кислые, дерновые горно-тундровые и палевые насыщенные, в холодном семиаридном – степные криоаридные. При этом при нарастании аридности в гумидно-семиаридном ряду Al-Fe-гумусовый процесс – ослабевает, исчезая при холодном переходном почвообразовании, иллюви-рование кремнезема – усиливается, затем ослабевает, партлювация – ослабевает, иллюви-рование гумуса – появляется при холодном переходном почвообразовании, достигает максимума в типичных вариантах степных криоаридных почв, затем исчезает, иллюви-рование карбонатов – возникает при холодном переходном, после чего усиливается, достигая максимума в криоаридных почвах (Пустовойтов, Таргульян, 1996).

Быстряковым и Кулинской (1980) наличие в профиле криоаридных почв железо-гумусовых прослоев в составе карбонатных кутан и присутствие в некоторых вариантах криоаридных почв горизонта $B_{m,fe}$ трактуется как фаза бывшего таежного педогенеза.

В рассмотренных работах почвы криоаридных ландшафтов соседствуют и рассматриваются как наиболее близкие с таёжными (чаще всего палевыми) почвам, что является основанием для предположения о возможности их генетических переходов.

Другие гипотезы о стадиях формирования криоаридных почв. В. И. Волковинцер, при морфогенетическом анализе профилей криоаридных почв Алтая, отмечал возможность наличия палеогидроморфных стадий формирования криоаридных почв, во время которых, предположительно, была сформирована часть карбонатных новообразований (Волковинцер, 1978).

Таким образом, к настоящему моменту имеется несколько гипотез о возможном эволюционном пути криоаридных почв, однако, имеющиеся представления пока противоречивы и вопросы генетической близости криоаридных почв с почвами других типов и этапов эволюции криоаридных почв требуют дальнейшей разработки.

1.1.4. Современное классификационное положение и диагностические характеристики криоаридных почв

В настоящее время криоаридные почвы как почвенный тип включены в Классификацию и диагностику почв России в составе отдела палео-метаморфических почв. Специфические черты криоаридных почв, согласно определению в классификации, заключаются в наличии криогумусового горизонта АК: каштанового, или красновато-бурого, слабо оструктуренного, с низкой степенью гумификации органического вещества, гуматно-фульватным, или фульватным типом гумуса. Также для криоаридных почв, согласно «Классификации и диагностике почв России», характерно наличие диагностического для всех палео-метаморфических почв одноименного

горизонта BPL с плёнками оксида железа на поверхности агрегатов и минеральных зёрен с низким содержанием красящих оксалаторастворимых форм, считается, что данные плёнки обуславливают палевые тона окраски горизонта. Также для BPL характерна слабая оструктуренность. Третьим диагностическим горизонтом криоаридных почв является аккумулятивно-карбонатный горизонт BSAic с пропиточными и натечными формами карбонатов (бородками, кутанами) на нижней поверхности обломков кристаллических пород (Классификация..., 2004).

Согласно классификации WRB (World Reference Base for Soil Resources, 2015) в зависимости от особенностей строения, данные почвы могут попадать в реферативные группы Kastanozems, Cambisols и Calcisols.

1.2. Морфогенетические особенности отдельных горизонтов криоаридных почв

1.2.1. Криогумусовый горизонт (АК)

Ранее, до работ В. И. Волковинцера, когда криоаридные почвы описывались в горах Алтая и Тувы как каштановые или горные каштановые (Носин, 1963; Петров, 1952), в этих почвах горизонт А описывался как аккумулятивно-гумусовый, с сильными оттенками красного тона. По В. И. Волковинцеру определение гумусового горизонта криоаридных почв звучит следующим образом: «Мощность гумусового горизонта обычно не превышает 20–30 см, он имеет достаточно отчетливо выраженную нижнюю границу. Окраска горизонта преимущественно каштановая различной интенсивности. Часто этот горизонт имеет красноватый оттенок. Макроструктура в верхних горизонтах не выражена. Вся толща горизонта пронизана большим количеством корешков» (Волковинцер, 1978). Причина окраски объясняется В. И. Волковинцером наличием большого количества тонкодисперсных гидроокислов железа в данном горизонте (Волковинцер, 1969). Современное определение горизонта АК по Классификации почв России (2004) следующее: «В отличие от других

аккумулятивно-гумусовых горизонтов, АК имеет не серые, а каштановые, или красновато-бурые тона, но при этом горизонт является наиболее темным в профиле (по шкале Манселла в сухом состоянии тон 5YR или 7.5YR при светлоте 5-6, насыщенности 2-4). Структура не выражена или проявляется слабо. Мощность горизонта более 5 см и обычно составляет 15-30 см. Следы деятельности почвенной фауны минимальны. Может вскипать от 10%-ной HCl. Формируется в степных и тундрово-степных ландшафтах с ультраконтинентальным аридным климатом и многолетней мерзлотой» (Классификация..., 2004). И.И. Лебедева и М.И. Герасимова (2012) отмечают, что в классификации почв России характеристики криогумусового горизонта были описаны по материалам Волковинцера, и подчеркивают, что основная диагностическая особенность данного горизонта – отсутствие серых тонов окраски, при этом также отмечая аналитическую обусловленность специфики данного горизонта: «горизонт имеет красновато-бурый цвет за счёт малогидратных соединений железа и характеризуется низкой степенью гумификации и высоким содержанием нерастворимого остатка как результата денатурации новообразованных органических кислот» (Лебедева, Герасимова, 2012). Таким образом, ключевыми морфологическими чертами криогумусового горизонта, прописанными в Классификации почв России, считаются слабая оформленность макроструктуры и красновато-бурые тона окраски. Однако, для криогумусовых горизонтов почв Баргузинской котловины были определены характерные окраски от 7.5YR3/3(4) до 10YR3/3 (Убугунова и др, 2019). Таким образом, наблюдается расхождение между окраской, прописанной в Классификации почв России (2004), где выраженность красноватых тонов окраски интенсивнее (5(7.5)YR 5(6)/2-4), и полевыми данными, поэтому вопрос характерных окрасок криогумусового горизонта нуждается в уточнении.

Криогумусовый горизонт, помимо криоаридных почв, присутствует в криогумусовых почвах, с примитивным почвенным профилем, выражающимся формулой АК – С. Эти почвы в составе отдела органо-аккумулятивных почв

не выделялись в издании Классификации и диагностики почв России 2004 года (Классификация..., 2004), однако, присутствуют в Полевом определителе почв России 2008 года (Полевой определитель..., 2008). В качестве факторов, ограничивающих развитие профиля, отмечается короткая продолжительность почвообразования в условиях специфики климата и особенностей почвообразующих пород.

К настоящему моменту имеются данные о составе гумуса криоаридных почв: о высоком содержании гуминов, наличии подвижных фракций гуминовых кислот и низком их содержании, отмечено, что степные криоаридные почвы характеризуются органопрофилем типа кальцевый мюль-модер, высокой степенью гумификации, имеют фульватно-гуматный или гуматно-фульватный тип гумуса при значительном участии фракций ГК, связанных с кальцием, количество нерастворимого остатка и фракций, связанных с устойчивыми полуторными окислами и глинистыми минералами превышает 60 %, отношение $C_{гк}/C_{фк}$ порядка 0,7 (Гончарова, 1997; Дергачева, Ковалева, Рябова, 2007; Рябова, Захарова, Дергачева, 2018; Убугунова и др, 2019). Отмечается, что низкое содержание подвижных новообразованных фракций гуминовых кислот в криогумусовом горизонте обусловлено преобладанием процессов полимеризации гумусовых структур и их конденсированностью (Убугунова и др, 2019).

Еще одной особенностью криогумусового горизонта, отмечавшейся многими исследователями, является обилие мелких растительных остатков разной степени разложенности – мелкого корневого детрита (Волковинцер, 1978; Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993), что объясняется низкой скоростью гумификации в условиях холодного аридного экстраконтинентального климата: низкие запасы почвенной влаги и короткий биологически активный период способствуют тому, что поступающие в почву растительные остатки длительное время не разлагаются, высушиваются, т.е. «мумифицируются», процесс разложения растительных остатков в данных

биоклиматических условиях протекает очень медленно (Куминова, 1960; Волковинцер, 1969; Волковинцер, 1978; Спирина, Раудина, 2015).

Также в качестве характерной черты гумусового горизонта криоаридных почв в некоторых работах отмечено покрытие мелкого скелетного материала со всех сторон гумусовыми кутанами (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988).

Таким образом, к настоящему моменту имеются некоторые данные о характерных чертах криогумусового горизонта, однако открытыми остаются вопросы микростроения горизонта, полноты и точности имеющейся его типодиагностической характеристики, количественного выражения обилия растительных остатков и обобщающей генетической интерпретации его формирования.

1.2.2. Палево-метаморфический горизонт (BPL)

Горизонт BPL, в современной классификации выделяющийся как диагностический для палевых, палевых темногумусовых и криоаридных почв в составе отдела палево-метаморфических почвы (*Полевой определитель...*, 2008), в работах В.И. Волковинцера (1978, 1979) в криоаридных почвах не выделялся и не был описан в качестве характерного диагностического горизонта типа. Палево-метаморфический горизонт изначально был описан как диагностический для палевых почв. Т.Д. Морозова в палевых почвах Центральной Якутии отмечала, что в этом горизонте на поверхности многих минеральных зерен наблюдаются глинистые пленки, причем «судя по красноватому оттенку глин, в плазме содержится в тонкодисперсном состоянии железо» (Морозова, 1966).

У криоаридных почв первый, подгумусовый горизонт В ранее рассматривался как переходный горизонт «с менее интенсивной и неравномерной гумусовой окраской» (по сравнению с гумусовым горизонтом) (Волковинцер, 1978) или как переходный горизонт со светло-коричневой или палевой окраской (Петров, 1952; Носин, 1963, Гончарова, 1997).

Однако, также в ряде работ по криоаридным почвам горизонт В рассматривался не как переходный от гумусового, а как метаморфический горизонт V_m (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993). Кроме того, Г.М. Быстряков и Е.В. Кулинская (1980) описывали несколько возможных вариантов этого горизонта: наиболее распространенный («классический») бесструктурный желтовато-серый горизонт V_m , для которого в качестве характерной особенности отмечалось, что минеральные зерна и щебень обволакивают серовато-желтые мелкозёмистые кутаны; горизонт V_{mCaCO_3} (аналогичный «классическому», но с карбонатными кутанами на щебне) и горизонт $V_{m,Fe}$ – с буровато-красной окраской и наличием автохтонных железистых кутан, покрывающих часть минеральных зёрен. При этом в горизонте $V_{m,Fe}$, по данным исследователей, железистые плёнки максимально выражены на темноцветных минералах и практически отсутствуют на кварце, авторами подчеркивается их ненатёчный характер. Наличие «мелкозёмистых» кутан на щебне и на минеральных зернах для горизонта $V_{m,Fe}$, как и для классического V_m , также характерно. Генезис горизонта $V_{m,Fe}$ в данной работе связывается с реликтовым характером его формирования под лесной растительностью при господстве более влажного и теплого климата, авторами сделан вывод о наличии данного горизонта исключительно в позициях, положение которых благоприятно для заселения лесом и отсутствии такого горизонта на исконно степных, не покрывавшихся лесом участках (средние и крутые части склонов южной экспозиции). Механизм образования горизонта связывают с выветриванием и ожелезнением *in situ* (метаморфизмом, процессом близким к рубефикации) (Быстряков, Кулинская, 1980).

В дальнейших работах Г. М. Быстряков (1988) и И. А. Соколов с соавторами (1980, 1982), также описывают, что в данном горизонте имеет место холодная (или «северная») рубефикация — формирование тонких плотных автохтонных буроватых кутан на мелком скелетном материале, в результате чего появляются характерные светло-бурые (палевые), иногда с красноватым оттенком, тона

окраски горизонта. При процессе холодной рубефикации происходит высвобождения железа из кристаллической решетки железосодержащих минералов, перемещение его на поверхность минерала и закрепление в виде железистой плёнки, которая придает горизонту палевый цвет, процесс ожелезнения идет с дегидратацией и кристаллизацией свободного железа, что объясняется дегидратированием и обезвоживанием коллоидов при иссушении и промораживании в условиях ультраконтинентального климата. Наличие данного процесса отмечено и для палевых, и для криоаридных почв («криокерозёмов»), уже без упоминания о возможном участии реликтовой таёжной фазы в его формировании (Соколов, Быстрыков, 1980; Соколов и др., 1982; Быстрыков, 1988). В результате это явление было отражено в определении горизонта BPL в Классификации почв России, который диагностируется по наличию бледной палевой окраски, а на поверхности агрегатов и минеральных зёрен описаны «тонкие тусклые железистые плёнки», определяющие невыразительную окраску горизонта (Классификация..., 2004; Полевой определитель..., 2008; Лебедева, Герасимова, 2012). Причина окраски палево-метаморфического горизонта связана с унаследованностью мелкозёмом тонов окраски от выветривания почвообразующих пород при наличии процесса выхода железа из железосодержащих минералов (Быстрыков, 1988).

Процесс ожелезнения с дегидратацией и кристаллизацией свободного железа, описанный И. А. Соколовым и Г. М. Быстрыковым для палево-метаморфического горизонта, подвергается опровержению в работе Р. В. Десяткина с соавторами (2011), где исследователи для палевых почв Якутии установили, что железо преимущественно находится в составе глинистых силикатов, несиликатное железо присутствует в незначительном количестве, что, по мнению авторов, отражает низкую проработанность профиля палевых почв педогенными процессами в условиях близкого залегания мерзлоты и экстраконтинентального климата. Авторами делается вывод о невысокой интенсивности таких процессов как трансформация или разрушение слоистых

силикатов, высвобождение железа из силикатов, формирование педогенных (гидр)оксидов железа в профиле (Десяткин и др, 2011).

Согласно определению, прописанному на данный момент в Классификации почв России, горизонт BPL практически не оструктурен, имеет нейтральную или слабощелочную реакцию, низкое содержание оксалаторастворимых форм железа, отражает специфику метаморфизма в условиях экстроконтинентального климата таёжных ландшафтов Центральной Якутии и холодных степей и тундростепей горных систем Сибири (Полевой определитель..., 2008).

Стоит подчеркнуть, что несмотря на то, что для криоаридных почв Быстрыков и Кулинская (1980) как наиболее распространенный вариант описывали «классический» желтовато-серый горизонт Bm, для которого в качестве характерной особенности отмечалось лишь наличие серовато-желтых мелкоземистых кутан на минеральных зернах и щебне, в Классификацию почв России вошёл более редкий, описанный ими, третий тип степных криоаридных почв с красноватым горизонтом Bmfe, для которого, как и для палевых почв, был предложен генезис в результате холодной рубефикации с образованием железистых плёнок на зёрнах скелета. При этом наиболее распространенный вариант горизонта, в котором подобного явления ожелезнения описано не было, но были описаны мелкоземистые кутаны (Быстрыков, Кулинская, 1980), в классификации почв России при определении особенностей типа криоаридных почв отражения не нашел.

В микростроении этого горизонта для палевых почв Якутии описаны плитчатые агрегаты, внутри которых отмечаются округлые агрегаты второго порядка размером до 0,5 мм (криогенные ооиды). Причем отмечается, что округлые агрегаты нередко оконтурены оболочками из оптически-ориентированной глины (Морозова, 1966). Округлые агрегаты считаются характерным признаком микростроения мерзлотных почв (Van Vliet-Lanoë, 1985; Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018; Герасимова, Губин, Шоба 1992), гипотеза механизма их формирования объясняется кумулятивным эффектом

от повторяющихся криогенных пластических деформаций, преобразующих исходные малые угловато-блочные агрегаты (*angular blocky aggregates*). В зарубежной литературе их характерный размер указан как 1–8 мм (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018).

Относительно морфогенеза палево-метаморфического горизонта криоаридных почв неясными остаются следующие вопросы:

1) Одинаковы ли палево-метаморфические горизонты палевых и криоаридных почв, как это прописано на данный момент в Классификации и Диагностике почв России, согласно работам И. А. Соколова с соавторами (1980, 1982) и Г. М. Быстрякова (1988), поскольку В. И. Волковинцер (1978, 1979), описавший криоаридные почвы как отдельный тип, вообще не заострял внимание на специфике палевого горизонта и писал о нем как о переходном от гумусового, и подобный взгляд далее был поддержан в работе О. Ю. Гончаровой (1997), а Г. М. Быстряков и Е. В. Кулинская (1980) как наиболее распространенный вариант в криоаридных почвах описывали желтовато-серый горизонт B_m с серовато-желтыми мелкоземистыми кутанами на зернах скелета (а вовсе не $B_{m,fe}$ с железистыми пленками, сходный с горизонтом палевых почв, который в криоаридных почвах, предположительно, может носить реликтовый характер как наследие более влажной и тёплой таёжной фазы почвообразования). Ввиду того, что данных по микростроению горизонта В криоаридных почв к настоящему моменту не опубликовано, то стоит вопрос, действительно ли криоаридные и палевые почвы имеют одинаковый В горизонт и обоснованно ли криоаридные почвы находятся в одном отделе с палевыми почвами.

2) Все исследователи отмечают присутствие плёнок на минеральных зернах в палево-метаморфическом горизонте, но имеет место дискуссия о морфологии, составе и механизме образования этих пленок.

1.2.3. Аккумулятивно-карбонатный горизонт (BCAic)

По определению криоаридных почв в классификации почв России они характеризуются, преимущественно, с натёчными формами карбонатов.

Однако, относительно характерных форм карбонатов в профиле криоаридных почв существуют разные точки зрения. У Волковинцера (1978) натечность карбонатов на щебне для криоаридных почв не является диагностическим признаком, он отмечает, что в суглинистых вариантах, а также в легких по грансоставу почвах карбонаты могут быть представлены пятнами, мицеллиарными формами, точечными белыми вкраплениями. Иногда (на с. 127) В.И. Волковинцер пропитки и корки на щебне ставит в один ряд, как генетически-единые формы карбонатов: «горизонт Ск с бесформенными неяркими пятнами карбонатных выделений, пропитывающих мелкозём и образующих корки на щебне» (Волковинцер, 1978). В работе О.Ю. Гончаровой по криоаридным почвам Юго-Восточного Алтая карбонаты описаны как в форме кутан на поверхности щебня, так и в мучнистой форме (Гончарова, 1997). Другие исследователи в работах по почвам Севера Дальнего Востока отмечали наличие кутан на щебне при отсутствии карбонатов в мелкозёме криоаридных почв (Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993). В работе Г.М. Быстрякова и Е.В. Кулинской описано, что иногда в мелкозёме встречается «белесая присыпка от карбонатных пленок», т.е., что карбонаты в профиле криоаридных почв могут быть представлены лишь кутанами или продуктами их разрушения (Быстряков, Кулинская, 1980).

Относительно карбонатных новообразований в каштановых почвах Монголии, часть из которых может быть отнесена к типу криоаридных почв, Е.И. Панкова и И.А. Ямнова (2019) описывают преобладание мучнистых форм карбонатных новообразований, при наличии также карбонатных прослоев и натёков («корочек») на щебне, при этом авторы предполагают, что карбонаты могут быть сформированы разными путями: могут быть унаследованы от почвообразующих пород (крупные мучнистые пятна и прослои), могут быть

унаследованы от предыдущих гидроморфных стадий почвообразования, будучи принесёнными пролювиально-делювиальными и пролювиально-озерными отложениями с соседних территорий (мергелистые мучнистые карбонаты), а также формироваться в настоящее время за счёт эолового привноса или биогенного поступления из растений (натёчные формы) (Панкова, Ямнова, 2019).

Натечные формы карбонатов являются важным генетическим признаком криоаридных почв. Однако натечные карбонатные кутаны – широко распространенный признак во многих почвах континентальных аридных и семиаридных областей. К настоящему времени показана эффективность изучения многослойных кутан на обломках пород для понимания генезиса почв, в частности, в работе К.Е. Пустовойтова и В.О. Таргульяна проведен анализ строения кутан на щебне для криоаридных почв Дальнего Востока, на основании чего реконструирована смена стадий иллювиирования во времени (Пустовойтов, Таргульян, 1996). Однако, существуют противоречия относительно механизмов формирования карбонатных кутан на щебне. Описан целый ряд возможных процессов их формирования: иллювиальный, гидрогенно-аккумулятивный, выпотной, криогенный, биогенный, литогенный. Для карбонатных кутан в горизонтах ВСАіс криоаридных почв также существует несколько основных гипотез формирования: 1) палеогидрогенная (Волковинцер, 1978); 2) биогенная (Волковинцер, 1978, Быстряков, 1988); 3) литогенные: (3а) литогенно-испарительная или литогенно-криогенная: за счет разрушения плотнокристаллических пород, содержащих зерна кальцита с последующей испарительной кристаллизацией или вымораживанием растворов (Гончарова, 1997) или (3б) литогенно-иллювиальная: обызвестковывание профиля в результате внутрипочвенного выветривания плотных карбонатизированных пород, причем иллювиальный характер карбонатных новообразований объясняет слабая нисходящая миграция карбонатов в периоды дождей

(Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988); 4) иллювиальная (Пустовойтов, 1993).

Ни один из предложенных механизмов не доказан экспериментально. Скорее всего, механизмы формирования карбонатных кутан могут быть разными. Также возможно, что в формировании карбонатных кутан криоаридных почв на разных этапах развития профиля участвуют не один, а несколько процессов.

Таким образом, основные нерешенные вопросы морфогенеза горизонта ВСАіс криоаридных почв следующие:

- 1) в каких формах могут быть представлены карбонаты?
- 2) каков первичный источник карбонатов в профиле и механизм образования карбонатных кутан?

1.3. Решенные и открытые вопросы морфогенеза криоаридных почв

К настоящему моменту в работах отечественных исследователей рассмотрены отдельные вопросы специфики криоаридных почв, характерных морфологических и аналитических характеристик их горизонтов. Для криоаридных почв Юго-Восточного Алтая первые обобщения по сухостепным почвам были представлены в работах Б. Ф. Петрова (1952), Р. В. Ковалёва с соавторами (1973) и далее В. И. Волковинцера (1978), где представлены аналитические характеристики, морфологические описания профилей и их генетические интерпретации. В дальнейших исследованиях криоаридных почв Юго-Восточного Алтая изучена экспозиционная дифференциация почвенного покрова, где подтверждена приуроченность криоаридных почв к склонам южной экспозиции, исследованы особенности органического вещества, показано минимальное участие химического выветривания в формировании профиля криоаридных почв (Гончарова, 1997, Гончарова, Владыченский, 2002), выделены их засоленные, эолово-аккумулятивные и биотурбированные подтипы (Смоленцева, 2008), изучено гумусное состояние, показано, что содержание

органического углерода составляет 1–4 %, соотношение $C_{гк}/C_{фк}$ в пределах 0,6–0,8 (Дергачева, Ковалева, Рябова, 2007; Рябова, Захарова, Дергачева, 2015). Преимущественно для криоаридных почв Севера Дальнего Востока поднимался вопрос о ведущих ЭПП в профиле данных почв (Быстряков, 1988; Черняховский, 1995; Пустовойтов, Таргульян, 1996), о возможных этапах их эволюции (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988; Пустовойтов, Таргульян, 1996).

К настоящему моменту у исследователей не наблюдается существенных расхождений относительно аналитической специфики криоаридных почв. Однако, относительно морфологии и генезиса профиля криоаридных почв в целом, а также морфологии и генезиса отдельных горизонтов и признаков, существует ряд нерешенных вопросов. Так, дискуссионными являются вопросы относительно ключевых признаков криоаридных почв и обусловленности специфики криоаридных почв, вопросы генетического положения и родства криоаридных почв с другими типами, а также вопросы элементарных почвенных процессов в профиле криоаридных почв. Одним из нерешенных частных вопросов является проблема вклада криогенеза в формирование профиля криоаридных почв. В. И. Волковинцер отмечал, что «Процессы криогенного перераспределения веществ в почвенном профиле не получают сколько-либо значимого развития» (Волковинцер, 1978), однако в работах Д.А. Черняховского (1995) и И. А. Соколова с соавторами (1982) отмечалось возможное участие криогенных процессов в формировании профиля, однако в данных публикациях не было приведено описаний, подтверждающих наличие соответствующих признаков в данных почвах. Поэтому необходимо уточнение вопроса о наличии и степени выраженности каких-либо криогенных признаков (Макеев, 1978) в профиле криоаридных почв за счет исследования организации криоаридных почв на микроуровне, выяснить соотношение вкладов криогенных и аридных условий и процессов в морфогенез криоаридных почв. Необходимо подробное иерархическое морфогенетическое исследование криоаридных почв для дополнения ключевых типовых признаков: более детальное изучение специфики

криогумусового горизонта АК, количественное выражение описанного ранее многими авторами на качественном уровне обилия растительных остатков; необходимо убедиться в родстве палевого горизонта криоаридных и палевых почв, находящихся в одном отделе в Классификации почв России, установить состав, строение и процесс формирования палевых плёнок в горизонте BPL, а также кутан в профиле почв, выявить возможную вариативность строения профиля криоаридных почв в разных ландшафтно-климатических условиях, что в перспективе может служить основой для разработки их подтипового деления и иметь прогностическое значение для рассмотрения разных сценариев климатической эволюции криоаридных почв. Таким образом, современные представления о морфогенетической специфике типа криоаридных почв нуждаются в существенных дополнениях, решению этих вопросов будет посвящена данная работа.

В следующей главе будут рассмотрены имеющиеся в литературе сведения о кутанах на обломочном материале, поскольку кутаны на щебне представляют собой важный генетический признак и источник педогенетической информации в профиле криоаридных почв.

ГЛАВА 2. СЛОИСТЫЕ КУТАНЫ КАК БЛОК ПАМЯТИ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

2.1. Определение понятия и информационная роль кутан

По определению Р. Брюэра термин «кутаны» (*cutans*, от латинского *cutis* – покрытие, кожа или поверхность предмета) определяется как модификация текстуры, структуры или строения на естественных поверхностях в почве (различные виды пор, поверхности зерен скелета, педов, почвенных новообразований) вследствие концентрации определенных компонентов или модификации плазмы *in situ*; может состоять из любых компонентов вещества плазмы (Brewer, 1960). В терминологии Г. Ступса для данного типа новообразований используется термин *coatings* – «интрузивные» новообразования (новообразования, не включающие основную массу), покрывающие естественные поверхности в почве (Stoops, 2003; Stoops, 2021).

В российской традиции наряду с термином «кутаны» также применяется термин «плёнки» – для обозначения кутан на песчинках (скелетных зёрнах песчаной размерности) (Герасимова и др, 2011).

Кутаны часто являются показателем процессов иллювиирования – внутрипочвенного перераспределения: миграции и аккумуляции вещества. Их состав прямо говорит о составе перемещающихся продуктов (карбонаты, гумус, мелкие зерна скелета и т.п.), размеры и количество — об интенсивности процесса. Взаимное расположение кутан нередко демонстрирует их разновозрастность, что в сочетании со сравнительным анализом их состава позволяет предполагать наличие разных фаз иллювиирования или полигенетичности почвы. Помимо кутан иллювиирования по процессу формирования выделяются кутаны диффузии, кутаны давления (стресс-кутаны), сложные кутаны (Brewer, 1960). Р. Брюэром отмечено, что простые кутаны служат индикатором относительно одинаковых условий во время их

формирования, в то время как сложные кутаны показывают одно или более изменений в условиях во время их образования (Brewer, 1964).

Исследование организации сложных слоистых кутан позволяет восстанавливать (а иногда и датировать по ^{14}C карбонатов и гумуса) временную последовательность процессов в почвах. Такие кутаны являются элементами микроседиментационной книгоподобной памяти, «встроенными» в инситу палимпсестовую память почв (Бронникова, Таргульян, 2005; Бронникова, 2008). Слоистые новообразования сочетают в себе два принципиально разных способа записи информации о природных условиях: книгоподобная запись, наблюдаемая в осадочных системах при послойном отложении осадка и палимпсестовая запись, наблюдаемая в почвенных системах при постепенной трансформации исходного материала. В таблице 1 описаны принадлежащие многослойным кутанам признаки почвенной и осадочной записей.

Таблица 1. Сочетание признаков палимпсестовой (почвенной) и книгоподобной (осадочной) памяти и записи в слоистых кутанах

Признаки почвенной записи	Признаки осадочной записи
• Точечный характер записи (в каждой «точке» взаимодействия факторов-почвообразователей in situ).	• Послойный характер отложения материала. • Если слои морфологически различны, каждому из слоёв соответствует свой набор условий формирования
• Высокое пространственное разрешение	• Высокая разрешающая способность во времени
• Возможность «перекрытия», «наложения», «трансформации» и стирания информации	• Возможность быстрого чёткого установления последовательности событий по взаиморасположению слоёв

Составлено автором на основе (Таргульян, 2008)

Признаки осадочной записи позволяют чётко устанавливать последовательность и характер фаз иллювиирования, признаки почвенной записи позволяют фиксировать возможные локальные вариации условий последующей постседиментационной трансформации материала кутан.

2.2. Кутаны в профиле криоаридных почв

В ряде работ отечественных исследователей было отмечено, что в криоаридных и близким к ним почвам, формирующихся под криоксерофитной растительностью на исходно щебнистых субстратах, на обломках пород располагаются кутаны, а их описание приводилось преимущественно по окраске и составу (Наумов, Андреева, 1963; Волковинцер, 1978; Быстряков, Кулинская, 1980; Козицкая, Разживин, 1985; Быстряков, 1988; Черняховский, 1995; Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996).

По составу выделяются пылевато-глинистые, гумусовые или железогумусовые, опаловые, карбонатные кутаны, но преобладающим типом кутан криоаридных почв являются карбонатные (Быстряков, Кулинская, 1980; Козицкая, Разживин, 1985; Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995).

К. Е. Пустовойтовым (1993) было описано профильное распределение морфотипов кутан криоаридных почв: согласно данным исследователя, материал пылевато-глинистых суспензий иллювируется на глубину 20–40 см, кремнезем выпадает из растворов в пределах 20–80 см от поверхности почвы, аккумуляция гумуса наиболее интенсивна на глубине 20–40 см и постепенно ослабляется вниз по профилю, практически затухая на глубине 80 см, а аккумуляция карбонатов выражена с 20 до 120 см, причем интенсивность нарастает с увеличением глубины. Также К.Е. Пустовойтов (1993) описал закономерности распределения морфотипов карбонатных кутан, выделенных по окраске в профиле криоаридных почв: данные новообразования появляются в нижней части сильногумусированного горизонта A1 непосредственно под зоной максимальной концентрации корней (25–40 см) в форме темноокрашенных карбонатных кутан, в средней части профиля (40–80 см), преобладают пятнистые, а в нижней (80–120 см) – белые карбонатные кутаны (Пустовойтов, 1993).

Л. Т. Козицкой и В. Ю. Разживиным (1985) для почв под криоксерофитными сообществами (близких к криоаридным) с глубины 40 см отмечается наличие

многослойных карбонатных кутан («плёнок») на щебнистом материале и предполагается их полигенетичность. По мнению этих исследователей, кутаны на нижних гранях обломков сформированы в результате испарительной концентрации, что объясняется каплевидной формой данных новообразований. Гетерогенность карбонатных натёков, то есть многократное чередование белых карбонатных и тёмных, предположительно, железо-гумусовых слоёв, объясняется мобильностью экосистем, когда незначительные флуктуации климата (изменения баланса тепла и влаги) приводят к резкой смене почвообразовательного процесса, при этом карбонатные слои отвечают более аридным условиям. По мнению авторов, поскольку почвы находятся в экстремальных условиях, то процесс формирования карбонатного горизонта крайне замедлен и составляет тысячелетия, при этом гетерогенность карбонатных новообразований отражает климатические флуктуации времени после голоценового климатического оптимума. Также авторами сделано предположение о наличии современно процесса окарбоначивания, о чем свидетельствует верхний слой карбонатных кутан, который имеет облик «свежего некристаллизованного образования» (Козицкая, Разживин, 1985).

К. Е. Пустовойтов и В. О. Таргульян (1996) провели детальное морфологическое и аналитическое исследование организации кутан в профиле криоаридных почв и установили, что в данных почвах именно кутаны на щебне являются наиболее информативным почвенным признаком, хранящем информацию о почвенных процессах и условиях их протекания. Процессы иллювиирования, приводящие к формированию кутан на щебне в криоаридных почвах, носят не непрерывный, а ритмический характер, причем с течением времени возможно как продолжение послойной аккумуляции, так и разрушение материала кутан (Пустовойтов, Таргульян, 1996).

Таким образом, к настоящему моменту в единичных работах отечественных исследователей для криоаридных почв описаны основные типы кутан на обломочном материале, их профильное распределение и сделаны

попытки интерпретации их генезиса. Далее более детально рассмотрим имеющиеся в литературе данные о морфологии и генетической интерпретации различных по составу кутан, присутствие которых отмечено, в частности, в профиле криоаридных почв.

2.3. Карбонатные кутаны как существенный архив педогенетической информации

2.3.1. Определение и общие характеристики карбонатных кутан

Многослойные карбонатные кутаны на поверхностях обломков по систематике почвенных новообразований относятся к генетическому типу корковых форм (Розанов, 1975; Розанов, 2004), который включает в себя виды: собственно корки, бородки, тонкие прослойки, натёки. Специфичность данного типа новообразований заключается в том, что в классическом случае отложение материала происходит на поверхностях агрегатов, а в случае щебнистых почв, ввиду доминирования крупнообломочного материала над мелкозёмистым, отложение карбонатов в виде бородок (или: кутан, плёнок, натёков) происходит на поверхностях обломков пород. Также они могут быть отнесены к «бородкам на включениях, налётам и корочкам» (Ковда, 1973), потёкам и корочкам по Захарову (1930) (Приводится по: Розанов, 2004), «кутанам» (Brewer, 1964), по морфогенетическим типам кутан Ступса они относятся к типу *pendents*, что означает бородки на нижних гранях обломков пород (Stoops, 2003; Stoops, 2021).

Карбонатные кутаны (пленки, натёки, бородки) на обломочном материале свойственны щебнистым почвам субаридных и аридных территорий, встречаются в условиях резкой континентальности климата. Отмечена их приуроченность к нижним поверхностям обломков, слоистость, наличие примесей. Количество вещества данных новообразований, характер кристаллизации, наличие и состав примесей в сочетании с некоторыми другими признаками служит основой хроногенетических построений (Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Ковда, 2008)

2.3.2. Внутреннее строение многослойных карбонатных кутан

В щебнистых почвах карбонатные кутаны располагаются, как правило, на нижних гранях обломков пород, имеют менискообразную форму и многослойны – состоят из чередующихся, различных по морфологии, слоёв, которые можно идентифицировать на микроскопическом уровне (Durand et al, 2010; Durand et al, 2018). Резкий характер контакта кутан с поверхностью обломка свидетельствует о натечном способе формирования данных новообразований, даже в случае, если обломки представлены карбонатными породами (Courty et al., 1994). Однако, в случае карбонатных пород в семиаридном климате, возможно формирование кутан *in situ*, в результате выветривания обломков (Ducoux, Laouina, 1989), тогда граница между обломком и кутаной, не будет резкой. Обычно прилегающий к обломку слой кутан является наиболее древним, а внешний – наиболее молодым, однако, в случае возникновения полости между кутаной и обломком, возможна инверсия, когда нижний слой является более молодым, чем вышележащие (Brock, Buck, 2005; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021).

Существуют авторские системы типизации слоёв кутан, используемые при описании последовательностей расположения кутан на обломках. В основе типизаций – размер и форма кристаллов, но также может быть учтена плотность, характер слоистости, мощность, окраска, наличие примесей. Наиболее подробные типологии представлены в следующих работах (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty et al, 1994).

В системе, предложенной Chadwick с соавторами, выделено 6 категорий кристаллов кальцита на основе следующих характеристик: размер кристаллов¹ (микрит – <5мкм, микроспарит – 5–20 мкм или спарит – >20 мкм), форма кристаллов (изометричная, призматическая или волокнистая), тип поверхности

¹ Разделение форм кальцита по размеру зерен в отечественной и зарубежной микроморфологических школах немного различаются по градациям: в отечественной литературе принято выделять микрит (зерна менее 4 мкм), микроспарит (кристаллы от 4 до 50 мкм) и спарит (кристаллы более 50 мкм) (Парфенова, Ярилова, 1977). В зарубежной литературе граница между микроспаритом и спаритом проходит через 20 мкм (Stoops, 2003). В настоящей работе используется отечественная шкала.

кристаллов (ровные, неровные, острореберные, сглаженнореберные) и характер упаковки частиц (радиальная, параллельная, беспорядочная, беспорядочная параллельно-волокнистая) (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989).

В системе, представленной Courty с соавторами, выделено 5 типов слоёв кутан, для каждого типа учтена характерная мощность, выраженность микрослоистости, окраска, плотность, размер, форма, выраженность граней и ориентация кристаллов, обилие примесей скелетных зерен (Courty et al, 1994).

Расположение микрослоев кутан субпараллельно поверхности обломка и наличие резких границ между слоями интерпретируется как последовательное послойное отложение материала (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989 и др). Морфологические различия между слоями объясняются сменой условия отложения кутан, микрослоистость внутри одного типа кутан объясняется незначительными климатическими флуктуациями (Courty et al, 1994)

В некоторых работах, наряду с внутренним строением, описывается характер поверхности слоёв кутан (Bunting, Christensen, 1978; Courty et al, 1994; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). По степени зернистости выделяют мелкозернистую, крупнозернистую и останцово-кавернозную поверхности (Bunting, Christensen, 1978). Также отмечается большое разнообразие неровностей поверхности, микритовые слои могут иметь «почковидную» поверхность (Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021), внешние слои часто имеют столбчатую морфологию (Courty et al., 1994). Признаки растворения слоев кутан встречаются повсеместно на всех глубинах, преимущественно приурочены к спаритовым слоям (Courty et al., 1994).

2.3.3. Окраска и состав карбонатных кутан

Анализ состава кутан (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty et al., 1994; Pustovoytov, 1998; Durand et al, 2018) показывает, что они состоят преимущественно из кальцита. В некоторых случаях кутаны сложены относительно чистым кальцитом, как правило, это светлые и прозрачные спаритовые и микроспаритовые микрослои (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989;

Courty et al, 1994; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). Иногда в небольших пропорциях в составе кутан может присутствовать арагонит (Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021), доломит или низкомагнезиальный кальцит (Bunting, Christensen, 1978, Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty et al, 1994; Brock, Buck, 2005; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). Преимущественно в темных микритовых слоях кутан возможно присутствие органического вещества, как тонкодисперсного (Blank, Fosberg, 1990, Пустовойтов, 1993, Courty et al., 1994; Pustovoytov, 1998; Durand, 2018), так и грубого, представленного включенными ожелезненными растительными остатками или гифами грибов (Courty et al, 1994). Также в кутанах возможно присутствие опала как в форме микропрослоев (Blank, Fosberg, 1990; Пустовойтов, 1993; Brock, Buck, 2005), так и в виде пленок (наряду с глиной) на мелких микритовых кристаллах кальцита (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). Кроме того, в карбонатных кутанах кутанах отмечается примесь силикатной глины (Courty, 1994; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Brock, Buck, 2005) и включение скелетных зерен преимущественно пылеватой размерности (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty, 1994). Обилие примесей может нарушать равномерный характер слоистости в кутанах (Treadwell-Steitz, McFadden, 2000).

Окраска слоев карбонатных кутан варьирует. Спаритовые и микроспаритовые слои, сложенные преимущественно чистым кальцитом без примесей, прозрачны или имеют светлую окраску (Courty et al, 1994; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016; Durand et al, 2018). Слои, сложенные микритом или представленные переслоями микрита и микроспарита могут иметь темно-бурую окраску, которая объясняется содержанием примесей, таких как органическое вещество (Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994) и оксиды железа (Durand et al., 2018, Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). Буровато-зеленая окраска объясняется наличием опала в составе кутан (Blank, Fosberg, 1990).

2.3.4. Характерная мощность и скорости роста карбонатных кутан

Характерная мощность карбонатных кутан на обломках составляет от одного до нескольких миллиметров (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty et al., 1994; Treadwell Steitz, McFadden, 2000; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006), однако, она может быть и менее 0,5 мм в поздеплейстоценовых и голоценовых почвах (Durand et al., 2018), и достигать 10-30 мм в более зрелых почвах (Gile, Frederick, Robert, 1966; Treadwell-Steitz, McFadden, 2000). Установлена прямая зависимость мощности кутан от размера обломков (Пустовойтов, 1993; Vincent, Bull, Chadwick, 1994; Treadwell-Steitz, McFadden, 2000) и литологического состава пород: показано, что на обломках, сложенных известняками, формируются более мощные кутаны (Treadwell-Steitz, McFadden, 2000). Также отмечается, что мощность кутан может варьировать по профилю и зависит от порозности почв, влияющей на водопроницаемость (Courty, 1994).

На основании измерения мощности и определения возраста кутан или вмещающих отложений в ряде работ предприняты попытки определения средних скоростей роста карбонатных кутан (таблица 2). Значения средних скоростей роста сильно варьируют, составляя от 0,008 мм до 2 см за 1000 лет (Vincent, Bull, Chadwick, 1994; Blisniuk, Sharp, 2003; Pustovoytov, 2003; Amoroso, 2006; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021).

Таблица 2. Скорости роста карбонатных кутан

Автор	Скорости роста кутан	Регион
Vincent, Bull, Chadwick, 1994	0,06 мм/1000 лет	Восточно-центральная часть Айдахо, США
Blisniuk, Sharp, 2003	0,05–0,1 мм/1000 лет	Центральный Тибет
Pustovoytov, 2003	0,17 мм/1000 лет 1 мм/1000 лет 10 мм/1000 лет	Западная Сирия Западная Германия Северо-Западная Турция
Amoroso, 2006	0,008 мм/1000 лет	Юго-Запад США
Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021	6–20 мм/1000 лет	Верхнее Приангарье, Иркутская область, Россия

К.Е. Пустовойтов (2003), исходя из данных радиоуглеродного датирования, показал, что продолжительность образования карбонатных кутан толщиной 0,5–4 мм составила от 500 до 10000 лет, а рассчитанная скорость роста меняется в диапазоне от 0,17 до 10 мм за 1000 лет. Наиболее быстрый рост был отмечен в семигумидных и гумидных условиях. Автором установлено, что основными факторами, влияющими на скорость роста новообразований, являются климат (в первую очередь, количество осадков), содержание карбонатов в почвообразующих породах, глубина до поверхности почвы, размер обломков и общего количества и состава исходного материала для формирования кутан (Pustovoytov, 2003).

Максимальные средние скорости роста (до 20 мм за 1000 лет), описанные в работе В. А. Голубцова с соавторами в почвах ультраконтинентальных лесостепей, коррелирующие с высоким содержанием карбонатов в мелкоземных вмещающих почвах, объясняются формированием кутан в результате выщелачивания карбонатов из склоновых отложений, представленных продуктами выветривания и переотложения богатых карбонатами осадочных пород (доломиты, известняки) (Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021).

2.3.5. Механизмы формирования и генезис карбонатных кутан

Генезис карбонатных кутан определяется ответами на вопросы о первичном источнике кальция, типе процесса миграции (или обоснование отсутствия данного процесса) и, собственно, о механизме осаждения карбонатов на обломке. Не во всех работах, посвященных морфологии и генезису карбонатных кутан, затрагивается вопрос первичного источника кальция, часто авторы ограничиваются ответами на вопрос о типе процесса миграции и (или) о механизме осаждения карбонатов. В таблице 3 представлены возможные гипотезы генезиса карбонатных кутан на обломках.

Таблица 3. Варианты генезиса карбонатных кутан

Источник Са	Процесс миграции	Конечный механизм отложения
✓ Гидрокарбонатные воды (Волковинцер, 1978; Куликов, Дугаров, Корсунов, 1997) ✓ Карбонатные или карбонат-содержащие дериваты пород (в профиле или в ландшафте) (Blank, Fosberg, 1990; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006) ✓ Аэральная пыль (эоловый привнос) (Gile et al, 1966, Blank, Fosberg, 1990; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006) ✓ Атмосферные осадки (Machette, 1985)	Основные возможные процессы: ○ ↓иллювирирование (Gile, Frederick, Robert, 1966; Machette, 1985; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Blank, Fosberg, 1990; Pustovoitov, 2003; Brock, Buck, 2005; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016) ○ ↑капиллярная подтяжка (Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016) ○ ↑поднятие грунтовых вод в профиль (и послед. отступление) (Волковинцер, 1978; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016) Также возможно: ○ Латеральная миграция (для карбонатных новообразований в целом) (Ногина, 1964) ○ Локальное растворение карбонатных обломков (Ducloux, Laouina, 1989)	• Криогенный (промораживание) (Swett, 1974; Vogt, 1991; Courty, 1994; Голубцов, Черкашина, 2014) • Испарительный (Gile, Frederick, Robert, 1966; Machette, 1985; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Blank, Fosberg, 1990; Pustovoitov, 2003; Brock, Buck, 2005; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016) *Быстрое испарение *Медленное просыхание • Перекристаллизация пород in situ (кутаны выветривания) (Ducloux, Laouina, 1989)

В работах, затрагивающих вопрос о первичном источнике кальция для формирования карбонатных кутан, наиболее вероятными вариантами называют эоловую карбонатную пыль (Gile, Frederick, Robert, 1966; Blank, Fosberg, 1990; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006), атмосферные осадки (Machette, 1985), карбонатные породы (Blank, Fosberg, 1990; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006), гидрокарбонатные воды, при этом в большинстве случаев рассматриваются палеогидроморфные условия (Волковинцер, 1978; Куликов, Дугаров, Корсунов, 1997).

Процессы формирования данных новообразований, предположительно, могут быть связаны с восходящим движением растворов путем капиллярной

подтяжки или колебаний уровня грунтовых вод (Волковинцер, 1978; Khadkikar, 1998; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov, 2016) или, по мнению большинства исследователей, с иллювиированием и последующим иссушением – испарением минерализованных почвенных растворов в условиях дефицита влажности (Gile, Frederick, Robert, 1966; Machette, 1985; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Blank, Fosberg, 1990; Pustovoitov, 2003; Brock, Buck, 2005; Robins, Brock-Hon, Buck 2012; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov, 2016), в холодных же областях в педогенез включается также процесс промерзания (Swett, 1974; Vogt, 1991, Vogt, Corte, 1996; Courty, 1994; Голубцов, Черкашина, 2014). Карбонаты осаждаются при пресыщении почвенного раствора по отношению к кальциту.

Общим механизмом формирования микрослоистых карбонатных кутан считается последовательная кристаллизация из тонких плёнок влаги, удерживающейся на нижних поверхностях обломков, в результате перенасыщения раствора карбонатом кальция из-за промораживания (Courty 1994), иссушения (Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov, 2016, Durand et al, 2018) или поглощения воды корнями растений (Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov, 2016). Однако, от стандартной «сталактитовой» послойной последовательной схемы образования карбонатных кутан, описанной в большинстве работ (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty et al, 1994; Treadwell-Steitz, McFadden, 2000 и др), могут наблюдаться отклонения (Brock, Buck, 2005). Инверсия более молодых и более древних слоёв возможна за счет образования полости между первым слоем кальцита и породой и вторичным затеканием туда свежего материала. Также возможно осложнение стандартной схемы организации за счет частичного растворения некоторых слоёв и возможности включения в состав кутан минеральных зерен и элементов из обломков пород (Brock, Buck, 2005). Таким образом, многослойные кутаны на щебне являются сложными открытыми системами, которые во время и после их образования могут подвергаться различным изменениям. Данные процессы могут существенно повлиять на датирование слоёв кутан, на их изотопный состав и, как следствие, точность

палеоэкологических реконструкций, поэтому важно учитывать возможность рассмотренных выше осложняющих процессов, и при работе с многослойными кутанами обязательно проводить тщательный микроморфологический анализ их внутренней организации (Brock, Buck, 2005).

Таким образом, в вопросах относительно генезиса карбонатных кутан в ряде случаев наблюдаются противоречия, можно предположить, что, их генезис может быть разным в разных факторных обстановках и на разных этапах развития внутри одного профиля.

2.3.6. Взаимосвязь морфологии карбонатов с условиями их формирования

Основой морфогенетического анализа карбонатных кутан является описание их внутреннего строения для интерпретации процессов и условий их формирования. В данном случае важную роль играет наличие информации о закономерностях формирования кальцита с определенным размером и формой кристаллов.

Многие исследователи в научно-практических и обзорных работах отмечают зависимость формы и размеров кристаллов кальцита от условий осаждения (Парфенова, Ярилова, 1977, Wright, Tucker 1991; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty, 1994; Pustovoytov, 2002; Ковда, 2008; Хохлова, 2008; Голубцов, 2017 и др). Было установлено, что на морфологию кристаллов влияют свойства вмещающей массы, а также длительность периода, когда поверхность кристаллизации увлажнена, скорость осаждения, ионная сила почвенного раствора, взаимодействие поверхностей кристаллов с органическими и неорганическими частицами (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). В обзорной работе Wright и Tucker (1991) приводят обобщающий анализ, демонстрирующий, что на размер и морфологию кристаллов кальцита комплексно влияет ряд факторов: 1) климат, определяющий длительность влажной фазы и активность биоты; 2) биологическое воздействие, ответственное за микробное окарбоначивание и взаимодействие поверхности кристаллов с органическим веществом; 3) порода, определяющая гранулометрический

состав и взаимодействие поверхности кристаллов с неорганическими частицами и 4) химизм, ответственный за загрязнение кристаллической решетки примесями и, наряду с климатом, за скорость осаждения (Wright, Tucker, 1991). При этом уточняется, что к настоящему моменту не все закономерности образования определенных форм кальцита установлены, ряд интерпретаций имеет характер лишь предположений и требуются экспериментальные работы по установлению факторов и процессов для ряда форм (Wright, Tucker, 1991).

Относительно индикационной роли размера кристалла считается, что чем меньше наблюдаемый размер кристаллов, тем выше была концентрация растворов и быстрее скорость осаждения, таким образом микрит свидетельствует о быстром осаждении из насыщенных растворов (Folk, 1974; Парфенова, Ярилова, 1977; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006 и др).

Механизм образования мелких микритовых кристаллов в некоторых работах объясняется быстрым иссушением почвы и отложением в каждом эпизоде иссушения примесей на поверхностях кристаллов, в результате чего органические и неорганические плёнки ограничивают скорость диффузии к поверхности кристаллов, что способствует зарождению новых кристаллов вместо роста уже существующих. (Braithwaite, 1983 (цит. по Chadwick, Sowers, Amundson, 1989), Folk, 1974). Эта теория была подтверждена результатами анализа состава различных по форме и размеру категорий кристаллов на растровом электронном микроскопе, где для микритовых кристаллов установлена максимальная загрязненность примесями, авторами сделан вывод, что исключительно для данной категории характерно образование опаловых или глинистых пленок на поверхностях кристаллов (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). Таким образом, примесь глины и опала может являться определяющим фактором формирования кристаллов микритовой размерности.

Образование крупных спаритовых кристаллов может трактоваться как результат медленного осаждения вещества (Drees, Wilding, 1987), как результат перекристаллизации (Ducloux, Laouina, 1989; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006) или

аккумуляции из грунтовых вод (Raghavan, Courty, 1987 (цит. по Wright, Tucker, 1991)). Однако, также отмечается что размер кристаллов сам по себе не является надежным индикатором условий (Wright, Tucker 1991).

На форму кристаллов кальцита также может оказывать влияние наличие примесей. В частности, описано, что при высокой концентрации магния в растворе (соотношение Mg/Ca от 2:1 до 10:1 и более) у формирующихся кристаллов отмечается медленный боковой рост и вытягивание по вертикальной оси с образованием вытянутых игольчатых, призматических, бипирамидальных или ромбоэдрических кристаллов, а при уменьшении концентрации магния ускоряется боковой рост кристаллов, и они становятся более плоскими, от кубических до гексагональных плитчатых при наиболее чистом кальците (Folk, 1974). Однако, в других работах опровергается влияние магния на форму кристаллов. По данным Chadwick с соавторами (1989) содержание магния сходно в различных по форме и размеру категориях кристаллов, что свидетельствует об отсутствии связи в изученных автором почвах между включением Mg в кристаллическую решетку и стимулированием удлинения кристаллов (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). Возможно при невысоком содержании магния такие закономерности не подтверждаются, и в случае относительно чистого кальцита за форму кристаллов ответственен ряд других факторов, в частности климатических. Однако в работах по почвенной тематике пока не установлены четкие зависимости между конкретной формой кристалла кальцита и условиями осаждения.

В минералогических работах по установлению зависимости морфологии кристаллов кальцита от условий их кристаллизации, отмечают важность параметров минералообразующей среды: на эволюцию кристаллов может повлиять изменение температуры, парциального давления CO₂, пересыщения и pH. В частности, экспериментально и на основании природных данных для Белореченского месторождения установлен последовательный эволюционный ряд изменения габитуса кристаллов кальцита: наиболее ранними являются

молочно-белые скаленоэдрические кристаллы кальцита, которые затем обрастают комбинациями призм различных габитусных форм и ромбоэдров, наиболее поздними появляются уплощённые ромбоэдрические кристаллы кальцита (Кириянова, Кривовичев, Гликин, 1998). Описанная эволюционная схема изменения характерного габитуса кристаллов кальцита объясняется изменением комплекса факторов: падением пересыщения раствора, понижением в нем активностей протона и сульфат-иона, уменьшением соотношения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в минералообразующей среде, причем на природном месторождении эти процессы происходят одновременно и однонаправленно на общем фоне понижения температуры гидротермального раствора (Кириянова, Кривовичев, Гликин, 1998). Однако, установленные закономерности для гидротермального и синтетического кальцита применять к почвенным условиям необходимо с осторожностью, с учётом принципиально иных исходных условий формирования почвенных карбонатных новообразований.

Таким образом, к настоящему моменту описан ряд закономерностей о связи размера кристаллов и условий осаждения карбонатов, предприняты попытки выявления роли примесей в формировании кристаллов с определенной формой, однако, имеющаяся информация во многих аспектах противоречива. Отмечается, что пока существует реальная необходимость в экспериментальных работах по установлению условий формирования микроформ кальцита, и делать экологические интерпретации на основе микроструктуры карбонатов нужно с осторожностью (Wright, Tucker, 1991).

2.3.7. Реконструкции условий среды по многослойным кутанам

К настоящему моменту в некоторых работах предложена интерпретация условий среды по морфологии слоёв в многослойных кутанах (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006; Голубцов, Черкашина, 2014; Durand et al, 2018; Golubtsov et al, 2021). Предполагается, что микрослоистость внутри одного типа кутан объясняется

незначительными климатическими флуктуациями, тогда как резкие морфологические различия между слоями объясняются существенной сменой условий отложения кутан (Courty et al, 1994).

В работе Chadwick с соавторами для ландшафтно-высотного ряда почв в пустыне Мохаве показана корреляция кристаллической формы кальцита в карбонатных кутанах с климатическими параметрами (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). Микритовые слои кутан наблюдались во всех условиях, что затрудняет их индикационное использование. Изометричные и призматические кристаллы, ориентированные параллельно друг другу и перпендикулярно поверхности обломка, слагали кутаны, формировавшиеся в сухих условиях, где также наблюдалось повышенное содержание легкорастворимых солей, низкое содержание органического вещества и более короткие периоды увлажнения почвы. Эти слои, предположительно, сформированы в голоцене, в условиях, близких к современным. В относительно влажных современных условиях, где содержание легкорастворимых солей низкое, относительно высокое содержание органического вещества и более длительны периоды увлажнения почвы, наблюдались преимущественно беспорядочно ориентированные волокнистые и остросереберные кристаллы с более рыхлой упаковкой частиц. Их формирование, предположительно, происходило на бывших более влажных этапах педогенеза. Согласно данному исследованию, с возрастанием влажности кристаллы кальцита растут более длительное время. В условиях частого иссушения период роста кристаллов короткий, в результате чего формируются изометричные кристаллы (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989).

В работах К. Е. Пустовойтова и В. О. Таргульяна для криоаридных почв Дальнего Востока выделено три макрослоя карбонатных кутан, на основании которых три этапа эволюции профиля. Внутренний, светлый слой записал процесс отложения карбонатов в криоаридных условиях, аналогичных современным. Средний, темный слой, отражает отложение карбонатов с гумусом и свидетельствует о всплеске гумусово-иллювиального процесса с вероятным

приобретением степным ландшафтом на этом этапе черт более гумидных экосистем. Внешний, светлый слой, образован процессом отложения карбонатов на современном этапе эволюции почвы (Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996)

В работе Courty с соавторами (1994), на основании микроморфологии и других характеристик карбонатных кутан Шпицбергена, установлено, что карбонатные кутаны записали пять фаз, отражающих основные изменения в условиях почвообразования и последовательную запись климатических колебаний в течение периода времени, возможно, более длительного, чем последний ледниковый цикл. Формирование многослойных кутан описано как последовательный аккреционный процесс, который контролируется периодическими изменениями водного, термического и химического режима почвенного профиля с течением времени. Кольца роста спаритового ромбоэдра могут представлять кратчайший временной интервал аккреции, предположительно связанный с сезонным ритмом выпадения осадков. Заметные различия в морфологических, геохимических и изотопных характеристиках выделенных слоёв интерпретируются как свидетельство более серьезных изменений почвенных условий, связанных со значительными климатическими изменениями. При этом наиболее светлые, прозрачные микрослои, состоящие преимущественно из чистого микроспаритового кальцита, указывают на сухие и холодные условия среды и деградацию растительного покрова, а темные слои, сложенные микритом, содержащие минеральные примеси и следы гифов грибов, отражают периоды активности почвенной биоты и более влажные условия среды с более развитым растительным покровом (Courty et al, 1994).

В работе «Генезис карбонатных натёков в четвертичных отложениях Южного Прибайкалья» (Голубцов, Черкашина, 2014) приведены данные по мезо- и субмикроморфологии сколов карбонатных кутан на щебне, определены их элементные спектры, предложено объяснение пигментации определенных слоёв присутствием железа или гумуса, проведена интерпретация

смены условий среды по морфологии и составу сколов кутан. Основным механизмом, обуславливающим высокую скорость кристаллизации карбонатов признано промораживание почвенных растворов. Чередование пигментированных и непигментированных слоёв интерпретируется как смена более влажных и относительно сухих периодов: во влажных периодах происходила активация процессов иллювиирования гумуса и железа, результатом чего явилось формирование пигментированных тёмных слоёв (Голубцов, Черкашина, 2014).

Описанные реконструкции, выполненные в различных по климату регионах, имеют ряд особенностей, однако, во всех работах отмечено, что прозрачные слои, состоящие из более чистого карбоната кальция, свидетельствуют о сухих периодах, которые были менее благоприятными для биологической активности, а тёмные микрослои, с примесью органического вещества, свидетельствуют о более влажных этапах педогенеза (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Голубцов, Черкашина, 2014)

Таким образом, к настоящему моменту имеется опыт реконструкций условий среды по морфологии многослойных кутан, опыт датирования слоёв многослойных кутан (Pustovoytov, 1998; Pustovoitov, 2003; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021 и др) для установления времени их формирования и скоростей их роста, имеются подходы к описанию морфологии (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994 и др.) и определения состава кутан. При этом пока нет единой морфологической системы типизации слоёв карбонатных кутан, относительно ряда форм кальцита нет достоверных интерпретаций условий их формирования, в вопросах генезиса и механизмов формирования многослойных кутан на щебне одновременно существует несколько гипотез, ряд представлений имеет характер предположений, поэтому вопросы строения, генезиса и реконструкций условий среды по карбонатным кутанам требуют дальнейших исследований.

2.4. Другие типы кутан криоаридных почв и их генетическая интерпретация

2.4.1. Гумусовые кутаны

Иллювиирование органического вещества в почве возможно как в нейтральной и щелочной, так и в кислой среде. Щелочная и близкая к нейтральной среда наиболее благоприятна для миграции органического вещества в составе глинистых суспензий и формирования гумусово-глинистых кутан, характерных для текстурно-дифференцированных и щелочно-глинисто-дифференцированных почв (Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Kühn et al, 2018)

Для кислой среды и отложений легкого гранулометрического состава более характерна миграция органического вещества в коллоидных растворах, с участием алюмо-железистых и алюмо-органических компонентов, в результате образуются гумусовые, гумусово-железистые, Al-Fe-гумусовые кутаны. Результаты анализа элементного состава мономорфного материала таких гумусовых кутан показывают наличие углерода, алюминия и железа, при низком содержании кремния, что свидетельствует об отсутствии или следовом содержании глинистых минералов в их составе. Данные кутаны представлены мономорфным органическим веществом, состоящим из коллоидных частиц единого размера без грубых органических элементов или микропор. Материал гумусовых кутан обладает прозрачностью и его цвет может варьировать от черного до красноватого или желтовато-коричневого, он изотропен при исследованиях в шлифах, в поляризационном микроскопе с введенным анализатором. Характерной чертой также является его полигональное растрескивание. В пользу иллювиальной природы этого аморфного материала свидетельствует его присутствие в виде аллохтонных пленок на скелетных зернах и в виде мостиков, связывающих минеральные зерна (при более плотном сложении почвы) (De Coninck, F., McKeague, J.A., 1985; Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Wilson, Righi, 2010; Van Ranst, Wilson, Righi, 2018). Данные новообразования типичны для горизонтов «сподик» (Wilson, Righi, 2010; Van

Ranst, Wilson, Righi, 2018), что, согласно отечественной терминологии, является следствием Al-Fe-гумусового процесса. Он характерен для отдела альфегумусовых почв, яркими представителями которого являются подзолы и подбуры с горизонтом ВНf или ВН (Классификация..., 2004).

Гумусовые кутаны на скелетном материале описывались и для степных почв. Ранее, в криоаридных почвах бурые кутаны считались железо-гумусовыми (Быстряков, Кулинская, 1980), однако К. Е. Пустовойтов показал, что на нижней поверхности щебня большинство буроокрашенных кутан, представляющих собой проработку коричневым пигментном карбонатных кутан, покрашены исключительно гумусом, без участия железа. Это было установлено по обесцвечиванию бурого пигмента при прокаливании и обработке концентрированной перекисью водорода при нагревании, а также по наличию характерного для гумуса экзотермического пика (в области 300–400 °С) на термограммах вещества кутан. В результате, процессом образования гумусовых кутан на щебне в профиле криоаридных почв назван не альфегумусовый процесс, а процесс иллювиирования гумуса, ответственный за распространение гумусовых кутан до глубины 80 см в профилях исследованных криоаридных почв (Пустовойтов, 1993). В работах Быстрякова для криоаридных почв («криоксероземов») в Западной Чукотке отмечено покрытие мелкого скелетного материала со всех сторон буровато-серыми гумусовыми кутанами, но только в качестве характерной черты гумусового горизонта (Быстряков, 1988).

2.4.2. Силикатные кутаны

По терминологии Брюэра, песчаные, пылеватые и глинистые кутаны называются соответственно скелетанами, силанами и аржиланами (Brewer, 1964). М.А. Бронникова предложено глинисто-пылеватые кутаны, сложенные преимущественно силикатным материалом, называть силикатными кутанами. (Бронникова, 2008). Данный тип кутан характерен для широкого спектра почв.

В большинстве случаев образование силикатных кутан связывают с процессом партлювации или иллювиирования суспензий, выраженного перемещением по профилю твердых частиц (Таргульян, Вишневская, 1975). Одним из факторов для переноса силикатного вещества и формирования кутан с участием крупных фракций является достаточный объём нисходящих потоков влаги и высокая скорость фильтрации, поскольку крупные частицы осаждаются быстро. Условиями развития процесса иллювиирования крупных силикатных частиц являются наличие силикатного мелкозема в верхних горизонтах профиля, хотя бы периодическое промывание профиля гравитационным потоком влаги (достаточное для создания в профиле гравитационного потока количество жидких осадков и/или снега в период снеготаяния, незатрудненный дренаж), а также способность силикатного материала к мобилизации и миграции (Бронникова, 2008). Для диагностики иллювиальной природы пылевато-песчаных кутан необходим отличный от основы порядок упаковки частиц и резкий переход к подстилающей массе, возможно залегание поверх кутан другого состава (Бронникова, 2008)

Часто силикатные кутаны характеризуют текстурно-дифференцированные почвы (Таргульян и др., 1974; Бронникова, Таргульян, 2005), однако их присутствие отмечено и для высокоскелетных почв на поверхности обломков пород, при этом образование пылевато-глинистых кутан на щебне авторами также связывается с процессом партлювации (Таргульян, 1971; Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995).

В. О. Таргульян (1971) в подбурах и подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах Восточного Саяна описывал на глубине от 40 см до 3 м и более наличие на верхней стороне щебня уплотненного слоя пылевато-глинистого мелкозёма толщиной от нескольких миллиметров до 5 см, на нижней стороне щебня также возможно наличие силикатных кутан (натеков-бородок), описанных как «высохшие корки тонкодисперсных суспензий», состоящих из илистого мелкозема. Высокая порозность этих почв признается благоприятной для

миграции суспензий, а нахождение кутан на поверхности щебня объясняется замедлением стекания и частичной разгрузкой суспензий на поверхности механических препятствий (Таргульян, 1971).

Д. А. Черняховским при описании строения тундро-степных почв отмечалось наличие глинисто-пылеватых кутан на верхней поверхности щебня (Черняховский, 1995), также подобные новообразования, являющиеся, по мнению исследователя, результатом партлювации, отмечены и для криоаридных почв, но без описания их строения. Для криоаридных почв К. Е. Пустовойтов отмечал наличие мелкозема (пылевато-глинистого вещества) в составе буроокрашенных слоев карбонатных кутан на нижней поверхности щебня в верхней части профиля криоаридных почв и также связывал это с процессом иллювиирования суспензий – партлювацией (Пустовойтов, 1993).

Партлювация является не единственным объяснением формирования кутан данного типа. Авторы «Микроморфологии почв природных зон СССР» отмечают, что матричные новообразования, к которым, в частности, относятся песчано-пылеватые кутаны, могут быть образованы как в результате межгоризонтных, так и в результате внутригоризонтных перемещения компонентов минерального скелета (Герасимова, Губин, Шоба, 1992).

Кутаны на верхних гранях обломков по морфологическим типам кутан Ступса, относятся к типу *cappings*, в данном случае, *silt cappings* — песчано-пылеватые кутаны (шапки) на верхних гранях отдельностей (Stoops, 2003; Stoops, 2021).

В работе (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018) отмечено, что силикатные кутаны, шапки (*silt cappings*) на каменистых или почвенных отдельностях могут являться индикатором современных или действовавших ранее процессов промерзания-оттаивания. Наряду с такими факторами как осадки и снеготаяние, перемещение частиц также усиливается за счет быстрого замерзания почвы и повышенной порозности в верхней части профиля. Относительно морфологических характеристик силикатных кутан (шапок) на обломках,

указано, что толщина данных кутан варьирует от 20 мкм и менее до 1000 мкм и более на крупных включениях в зависимости от различных факторов, таких как скорость инфильтрации во время весеннего снеготаяния, способность частиц к перемещению, характеристик почвенной пористости и наличия фрагментов пород. Кутаны данного типа, как правило, тонко слоистые и могут содержать включения грубых минеральных зёрен и органического вещества. Они также могут перекрывать иные имеющиеся слои кутан. Силикатные кутаны устойчивы к разрушению, поскольку при их формировании происходило одновременное механическое уплотнение (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018).

Таким образом, в настоящее время существует две гипотезы относительно генезиса кутан данного типа в щебнистых почвах: партлювация или криогенный механизм формирования.

2.4.3. Опаловые кутаны

Новообразования кремния, как правило, представляют собой оптически изотропный материал. В связи с бесцветностью они устойчиво диагностируются в почвах только в относительно крупных и чистых по вещественному составу обособлениях. Представлены преимущественно натечными формами, имеют, как правило, опаловый состав (Методическое..., 1983).

Описано два возможных типа опала в кутанах на щебне: чистый опал (прозрачный или полупрозрачный, бесцветный или бледно-бурый к светло-желтому, оптически изотропный) и загрязненный опал (крапчатый, серый, полупрозрачный, оптический изотропный, с жирным блеском). Отмечается, что опал часто бывает ассоциирован с другими минералами, часто в форме тонких слоев кутан на обломках, чередуясь с микритовым кальцитом (Blank, Fosberg, 1990; Gutiérrez-Castorena, Effland, 2010; Gutiérrez-Castorena, 2018).

Сильнощелочная среда приводит к растворению кремниевых соединений, выходу кремния в почвенный раствор и последующей его вертикальной или латеральной миграции (Gutiérrez-Castorena et al., 2006). Также отмечается, что растворимость кремнезема практически постоянна в пределах значений pH от 2,0

до 8,5 (50–60 мг/л) и заметно увеличивается при $\text{pH} > 9$, достигнув нескольких тысяч миллиграммов на литр при $\text{pH} = 11$. Кроме pH , аккумуляция аморфного кремнезема в почве зависит от температуры, окислительно-восстановительного потенциала, присутствия катионов, органических компонентов, оксидов железа и активности различных кремний-содержащих организмов (Gutiérrez-Castorena, Effland, 2010). Растворимость кремнеземистых соединений также контролируется такими факторами, как степень кристалличности и степени загрязненности: при высокой степени кристалличности минералы с низкой степенью примесей, как правило, обладают низкой растворимостью (Gutiérrez-Castorena, 2018). Таким образом, согласно работам зарубежных исследователей, необходимыми условиями для миграции аморфного кремнезема является целый комплекс факторов, но одним из основных выступает сильнощелочная реакция почвенного раствора.

Однако К. Е. Пустовойтов (1993) выдвигает гипотезу миграции кремнезема в слабокислой среде в условия переходного (семигумидного-семиаридного) климата. Наиболее интенсивное проявление иллювиирования SiO_2 , по данным автора, происходит на фоне подавленности как Al-Fe-гумусового, так и карбонатно-иллювиального процессов, когда в определенном интервале увлажнения в почвах наблюдается одновременно сравнительно низкий pH опада и отсутствие кислого агрессивного гумуса (Пустовойтов, 1993).

В условиях слабокислой реакции среды и холодного семигумидно-семиаридного почвообразования опаловые кутаны описаны для дерновых горно-тундровых почв (Пустовойтов, 1993), тундро-степных почв (Черняховский, 1995) и степных криоаридных почв (Пустовойтов, 1993). В дерновых горно-тундровых почвах опаловые кутаны, сложенные аморфным кремнеземом, могут быть прозрачными, мутно-белыми или непрозрачными, представляя собой мелкозем, пропитанный опаловым цементом. В криоаридных почвах аморфный кремнезем входит в состав темноокрашенных карбонатных кутан и образует

непрозрачные опаловые кутаны по периферии пятен карбонатных скоплений (Пустовойтов, 1993).

Таким образом, у исследователей к настоящему моменту нет единого мнения относительно условий формирования опаловых кутан. Существуют предположения о формировании этих новообразований как в щелочных, так и в кислых условиях среды, что затрудняет использование их как палеоиндикаторов.

2.5. Кутаны как перспективный блок почвенной памяти

К настоящему моменту уже имеется ряд работ по морфологии и интерпретации разных типов кутан (в частности, подобных наблюдаемым в криоаридных почвах) как диагностических признаков определенных почвенных процессов, протекающих в соответствующих факторных обстановках. О морфогенезе карбонатных новообразований и карбонатных кутан в частности имеются не только отдельные исследовательские публикации, но и написаны обобщающие обзорные статьи (Ковда, 2008; Хохлова, 2008; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016; Голубцов, 2017; Durand et al, 2018), имеется опыт реконструкций условий среды по морфологии многослойных кутан, опыт датирования слоёв многослойных кутан (Pustovoytov, 2003; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021 и др) для установления времени их формирования и скоростей их роста, имеются подходы к описанию морфологии (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty et al, 1994 и др) и определения состава кутан. При этом пока нет единой морфологической системы типизации слоёв карбонатных кутан, относительно ряда форм кальцита нет достоверных интерпретаций условий их формирования, в вопросах генезиса и механизмов формирования многослойных кутан на щебне одновременно существует несколько гипотез, ряд представлений имеет характер предположений, поэтому вопросы строения, генезиса и реконструкций условий среды по карбонатным кутанам требуют дальнейших исследований.

Что касается силикатных кутан на обломках, то для них также нерешенным является вопрос генезиса – партлювация (Таргульян, 1971; Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995) или криогенный механизм (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018). Относительно формирования опаловых кутан неясным остаётся вопрос необходимой реакции среды: кислая (Пустовойтов, 1993) или щелочная (Gutiérrez-Castorena, Effland, 2010), что осложняет их использование как палеоиндикаторов. Для гумусовых кутан вопросом остаётся процесс их формирования в криоаридных почвах (альфегумусовый, гумусово-иллювиальный или же иллювиирование глинисто-гумусовых суспензий в щелочной среде).

На настоящий момент показана эффективность изучения многослойных кутан на обломках пород для понимания генезиса почв. Существуют разные методы и способы их изучения: анализ морфологии слоёв, анализ состава слоёв кутан, датирование материала кутан, анализ изотопного состава. Однако по детальному морфосубстантивному исследованию многослойных кутан работ сравнительно мало (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Courty, 1994; Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). Применительно к криоаридным почвам подобные исследования пока единичны (Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021), что обуславливает необходимость продолжение исследования данной темы, перспективной для понимания генезиса слабоизученных криоаридных почв.

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Методы исследования

3.1.1. Методологическая основа работы

Методологическую основу работы составляет концепция иерархического морфогенетического исследования почвенного тела, основанная на детальном изучении морфологических и аналитических признаков последовательно на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровне организации. Такой подход способствует более полному выделению признаков и их дифференциации по положению в почвенном теле и по времени формирования. Эффективность и информативность такого подхода показана в работах С. А. Захарова (1924) «Морфология почв и агрономия»; R. Brewer (1964) «Fabric and mineral analysis of soils»; В.О. Таргульяна с соавторами (1974) «Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы»; Б. Г. Розанова (1975) «Генетическая морфология почв»; Л. А. Гугалинской и В. М. Алифанова (1979) «Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условий почвообразования (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины)»; Т. В. Турсиной, И. А. Ямновой, С. А. Шобы (1980) «Опыт сопряженного поэтапного морфоминералогического и химического изучения состава и организации засоленных почв», И. С. Урусевской с соавторами (1987) «Морфологические и генетические особенности профиля светло-серой лесной почвы на покровных суглинках»; С. А. Шобы (1988) «Морфогенез почв лесной зоны», где приведено обоснование понятия «морфогенеза почв» как внешнего проявления внутренних почвенных процессов. Далее подход применялся П. Н. Балабко (1991) в работе «Микроморфология, диагностика и рациональное использование пойменных почв Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин», Г. В. Добровольским с соавторами (1992) в работе «Морфогенетические особенности дерново-подзолистых пестроцветных почв

Предуралья»; К. Е. Пустовойтовым и В. О. Таргульяном (1996) в работе «Кутаны иллювиирования на щебне как источник педогенетической информации», В. М. Алифановым с соавторами (2001) в работе «Палеокриогенные особенности морфогенеза Черноземов каменной степи», М. А. Бронниковой и В. О. Таргульяном (2005) в работе «Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв», С. А. Иноземцевым и В. О. Таргульяном (2010) в работе «Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования», И. Г. Шоркуновым (2013) в работе «Моно- и полигенез сложно организованных ископаемых педолитокомплексов», М. И. Герасимовой с соавторами (2016) в работе «Hierarchical morphogenetic analysis of Kursk chernozem» и ряде других. Разработанные и применяемые в приведенных выше работах подходы к описанию элементов строения почв на разных иерархических уровнях организации, а также подходы к интерпретации наблюдаемых признаков с позиции концепций элементарных почвенных процессов (Герасимов, 1976; Розанов, 1983; Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992), памяти почв (Таргульян, Соколов, 1978; Yaalon, 1983; Таргульян, 2008; Таргульян, 2019) и эволюции почв (Роде, 1947; Таргульян, 1982; Самойлова, Толчельников, 1991; Соколов, 2004; Александровский, Александровская, 2005; Эволюция..., 2015) легли в основу и применялись на всех этапах создания данной работы.

3.1.2. Морфологические методы

На полевом этапе (экспедиции в июле 2014–2018 гг) были произведены: литолого-геоморфологическая характеристика, характеристика растительного покрова, отбор проб на мезофауну на участках заложения эталонных разрезов, детальные макроморфологические описания строения почвенных профилей, с отдельным вниманием к кутанному комплексу, и первичное мезоморфологическое исследование строения криоаридных почв. Произведена первичная типизация слоёв кутан по их морфологическим признакам (окраска, плотность, текстура поверхности, характер залегания слоев) и статистическая

(полуколичественная) оценка встречаемости кутан определённых типов в разрезах. Для каждого почвенного профиля из каждого диагностического горизонта была произведена выборка в количестве 30 обломков (в случае недостатка материала крупной фракции для учета выборка вынужденно сокращалась), посчитано количество обломков с определённым сочетанием типов кутан и выявлено профильное распределение морфотипов кутан в заложенных разрезах. Исследование на этом этапе позволило выделить основные морфотипы кутан, образующие генетически единый кутанный комплекс криоаридных почв, проследить общие закономерности «поведения» компонентов кутанного комплекса в пределах профиля, а также оценить их пространственное варьирование.

Лабораторные мезоморфологическое исследование отобранных ненарушенных образцов кутан и почвы производили с использованием световой стереомикроскопии с помощью оптического бинокулярного микроскопа Leica MZ6 в отраженном свете, рабочие увеличения от $\times 6$ до $\times 80$.

Ведущая роль в работе отведена микроморфологии почв, которая позволяет выявить многие генетически-значимые признаки, описать особенности морфологии и состава элементов строения исследуемых почв и общей организации твердой фазы почв, необходимые для уточнения их генезиса. Для описания микростроения криоаридных почв и интерпретации наблюдаемых признаков использовались международные руководства (Stoops, 2003; Stoops, Marcelino, Mees, 2018; Stoops, 2021) и опубликованный перевод терминов на русский язык (Герасимова и др., 2011); также, для дополнения описаний и интерпретации, использовались отечественные руководства (Парфенова, Ярилова 1977; Ромашкевич, Герасимова 1982; Методическое..., 1983) по описанию шлифов и микроморфологической диагностике почв. Микроморфологическое исследование строения мелкозема и кутан на щебне вели в тонких шлифах (изготовленных из ненарушенных образцов, пропитанных полиэфирными смолами) с помощью поляризационного микроскопа Nikon E200

Pol, рабочие увеличения – $\times 40$, $\times 100$, $\times 400$. Шлифы изготовлены М. А. Лебедевым в почвенном институте имени В. В. Докучаева. Субмикроморфологические данные и данные микроанализа элементного состава получены при помощи растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6610LV, снабженного анализатором элементного состава Oxford INCA Energy на базе ЦКП лаборатории Радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН. Также состав микрослоев кутан и характер распределения соединений определялся в эталонном образце с помощью вторично-ионной масспектрометрии, проведен доктором Карстеном Мюллером в Техническом университете Мюнхена.

3.1.3. Аналитические методы

Исследования гранулометрического состава мелкозема выполняли пирофосфатным методом; анализ содержания карбонатов – методом алкалиметрического титрования, определение pH водной суспензии – потенциометрическим методом. Содержание органического углерода определялось методом Тюрина в модификации Никитина с фотометрическим окончанием (Вадюнина, Корчагина 1986; Воробьева, 2006), а также при помощи CHN-анализатора Vario Isotope cube фирмы Elementar методом поточной масс-спектрометрии после пиролиза пробы при температуре 1500 °C. Для оценки доли растительного детрита в органическом веществе криогумусовых горизонтов определялось содержание легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ) (Практикум..., 2002). Фракция ЛОВ выделялась фракционированием в тяжелой жидкости плотностью 1,8 г/см³, с последующей повторной флотацией в тяжелой жидкости плотностью 1,6 г/см³. Также для почв определено содержание железа в оксалатной и дитионит-цитратной вытяжках (по методам Тамма и Джексона), алюминия в вытяжке Тамма, содержание обменных оснований, электропроводность водной вытяжки согласно стандартным методикам (Вадюнина, Корчагина 1986; Воробьева, 2006). Определение состава кутан проводили аналитическими методами (содержание

C_{org} определяли по Тюрину в модификации Никитина с фотометрическим окончанием; содержание $CaCO_3$ – методом алкалометрического титрования; содержание Fe_2O_3 , Al_2O_3 и аморфного SiO_2 в вытяжке Тамма), а также с помощью растрового электронного микроскопа с микроанализатором элементного состава Oxford INCA Energy и методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Исследования основных аналитических характеристик почв выполнены сотрудниками химической лаборатории отдела географии ФГБУН ИГРАН, определения углерода и все микроскопические исследования выполнены в ЦКП Лаборатории радиоуглеродного датирования и микроскопии ФГБУН ИГРАН при участии сотрудников ЦКП, определения мезофауны выполнены доцентом кафедры географии почв факультета почвоведения МГУ А. А. Рахлеевой, определение флористического состава растительности на площадках заложения эталонных разрезов выполнено с.н.с. каф. биогеографии географического факультета МГУ М.В. Бочарниковым, аналитические определения содержания ЛОВ выполнены в ТСХА в сотрудничестве с д.б.н, проф. Б. А. Борисовым и к.с.-х.н., доц. О. Е. Ефимовым. Анализ состава кутан методом вторично-ионной масс-спектрометрии проводился Dr. Carsten W. Müller в Техническом университете Мюнхена (Германия). Радиоуглеродное датирование и анализ изотопного состава карбонатов проводили в Центре изотопных исследований Университета Джорджии методом ускорительной масс-спектрометрии при помощи прибора 1.5SDH-1 Pelletron AMS. Все измерения проводили относительно OXI стандарта, радиоуглеродный возраст рассчитывали с использованием значения периода полураспада Либби 5568 лет. Даты скорректировали для естественного изотопного фракционирования и калибровали в календарные годы, используя версию программы CALIB 7.1.

3.2. Географическое положение объектов исследования. Факторы почвообразования.

3.2.1. Факторы почвообразования на территории Юго-Восточного Алтая

Горы Алтая расположены в центральной части Евразийского материка. Они весьма удалены от океанов (порядка 3000 км). Алтай принадлежит к Алтайско-Саянской горной стране. Юго-Восточный Алтай состоит из множества хребтов: включает целиком Курайский, Айгулакский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Сайлюгемский, частично Чулышманский, Чихачева, Южно-Алтайский хребты и плато Укок. Хребты разделены долинами Башкауса, Чуи, Джазатора и реками их бассейнов, приуроченными к межгорным впадинам. Большая часть территории расположена на абсолютных высотах более 2000 м, ниже опускаются только днища межгорных котловин, а осевые части хребтов часто превышают 3500 м, достигая иногда 4000 м. Особенность территории — широкое развитие в пределах хребтов современных ледников и следы древних оледенений. На Юго-Восточном Алтае широко развиты многолетнемерзлые породы, имеющие островное распространение в долинах и впадинах и повсеместное — в высокогорье (Новиков, 2004).

Для Юго-Восточного Алтая характерен суровый сухой резко континентальный климат: среднегодовая температура порядка -4°C , холодная зима с минимальной температурой до -60°C , короткий безморозный период (60 дней и менее), большими годовыми и суточными амплитудами температур, средней температурой самого тёплого месяца не более $+14^{\circ}\text{C}$ и среднегодовым количеством осадков в 110–200 мм с максимумом в июле (Алисов, 1956; Модина, 1997).

Основная часть Юго-Восточного Алтая лишена лесной растительности либо из-за нахождения выше границы леса, либо из-за незначительного количества осадков в опустыненных котловинах. Схематично высотная поясность растительного покрова региона выглядит следующим образом: на высотах от 1500 до 2500 м распространены опустыненные и настоящие степи,

от 1600 до 2200 м на небольших участках возможны лиственничные леса, субальпийские остепнённые луга находятся на высотах от 2100 до 2500 м, выше сменяются высокогорной тундрой (Ковалев, Волковинцер, Хмелев, 1973).

Большую роль в формировании почвенного покрова на территории Горного Алтая играет сложность и мозаичность климатов, обусловленная высотной зональностью и особенностями циркуляции воздушных масс в условиях сложного горного рельефа, а также высокой степенью континентальности, определяющей выраженный экспозиционный эффект: контрастные различия в тепло- и влагообеспеченности склонов разной экспозиции. Для высокогорий Алтая характерна резкая контрастность растительного и почвенного покровов даже на незначительных расстояниях: тундровые ландшафты с соответствующими кислыми ненасыщенными тундровыми почвами на коротких расстояниях в несколько десятков или сот метров могут переходить в степные ландшафты с сухостепными почвами. Между степными и тундровыми ландшафтами распространено наличие переходных звеньев – сухих тундр, что может свидетельствовать о едином эволюционно-генетическом ряде данных ландшафтов, демонстрирующем пространственные и временные изменения между соотношением тепла и влаги, обуславливающих формирование тех или иных профилей почв (Петров, 1952).

Доминирующие материнские породы для криоаридных почв Алтая – супесчано-легкосуглинистые скелетные флювиальные и пролювиальные отложения конусов выноса (20–90% обломочного материала) (Волковинцер, 1978). Согласно схематической геокриологической карте Алтае-Саянской горной страны (Шац, 1978), район работ относится к зоне развития островной многолетней мерзлоты. Прямых данных о глубине залегания кровли многолетнемерзлых пород в районе исследований очень мало. Известно, что в 1970-х мерзлота в Чуйской котловине находилась на глубине 3–7 м. (Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977; цит. по Оленченко и др., 2011).

3.2.2. Объекты исследования и локальные факторы почвообразования

Из 39 профилей криоаридных почв гор Южной Сибири, включая 14 профилей на Юго-Восточном Алтае, исследованных в рамках экспедиций Института Географии РАН, для детального морфогенетического исследования в рамках данной работы были выбраны эталонные профили криоаридных почв, отражающие разнообразие ландшафтно-климатических условий для почв степей на Юго-Восточном Алтае. Криоаридные почвы Юго-Восточного Алтая изучены на примере трех разрезов, составляющих ландшафтно-высотный ряд нарастающей аридности (в отсутствие прямых климатических данных, отличия трех ключевых объектов по степени аридности охарактеризованы по растительным сообществам). Разрез «Бог-12» заложен в долине реки Богуты (западный макросклон хребта Чихачева, юго-восточное обрамление Чуйской котловины, $49^{\circ} 45,828'$ с. ш., $89^{\circ} 27,247'$ в. д., 2400 м над уровнем моря), разрез «Ак-8» – в котловине озера Ак-Холь (Джулукольская межгорная впадина, ограниченная хребтами Шапшальским, Чихачева, массивом Монгун-Тайга и Чулышманским плоскогорьем, $50^{\circ} 16,282'$ с. ш., $89^{\circ} 35,722'$ в. д., 2230 м н.у.м), разрез «Ка-1» в Чуйской котловине (южный макросклон Курайского хребта, водораздельный участок Чуйской степи, $50^{\circ} 3,944'$ с. ш., $88^{\circ} 29,061'$ в. д., 1900 м н.у.м.) (рисунок 1).

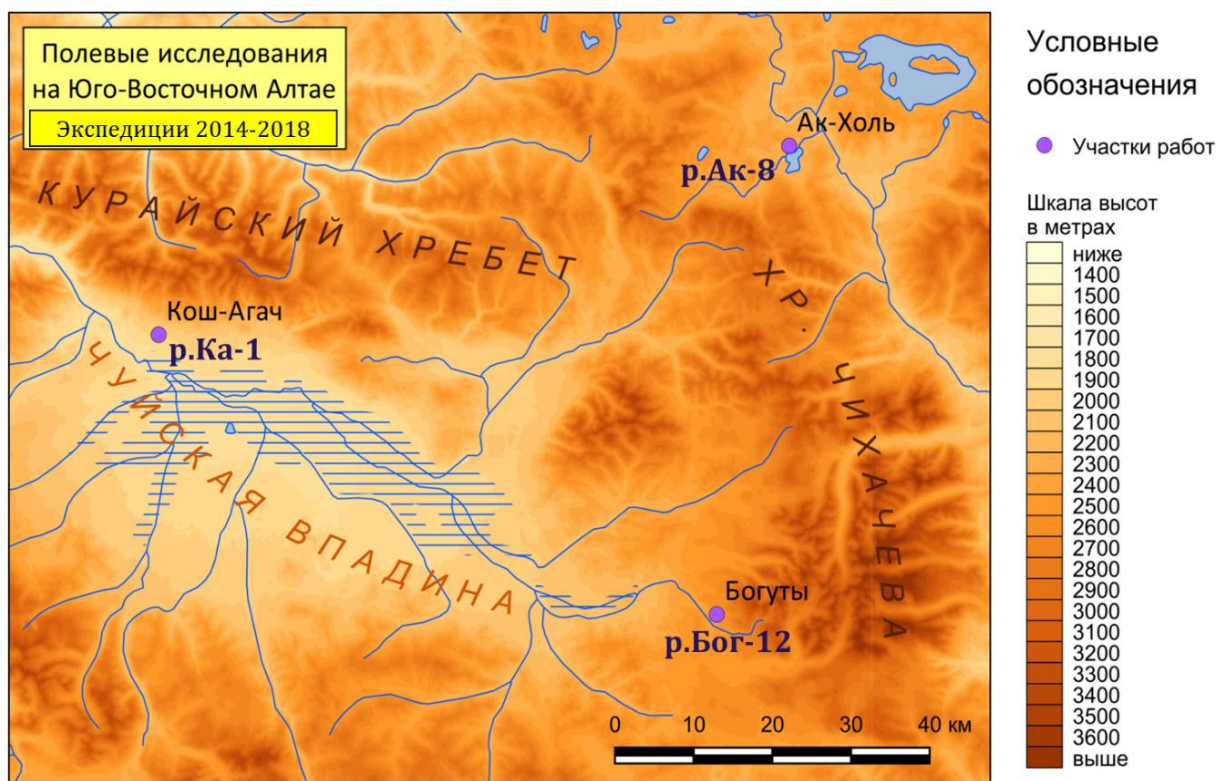


Рисунок 1. Положение объектов исследования

Первый объект (разрез Бог-12), наименее аридный член ряда, представлен высокогорной криоксерофитной степью с существенной долей элементов альпийской флоры на высоте 2400 м н.у.м. Макрогеоморфологическое положение: западный макросклон хребта Чихачева, юго-восточное обрамление Чуйской впадины, долина р. Богуты. Разрез расположен на поверхности размытого моренного бокового вала; по поверхности почвы - кочки, мертвые сухие куртинки злаков, слабо выражено полигональное растрескивание поверхности, формируются микроложбины. Также имеются норы сурка (5 нор на 10 м²), с выбросами материала срединных горизонтов. Иногда биовыбросы и норы задернованы. На исследованном участке происходит активный выпас скота (коровы, овцы, лошади), наблюдается довольно большое количество экскрементов животных. Растительный покров представлен криофитно-разнотравно-кобрезиево-мятликовым степным сообществом (*Eremogone capillaris*, *Androsacea incana*, *Potentilla nivea*, *Kobresia myosuroides*, *Poa attenuata*). Общее проективное покрытие ценоза составляет 80 %. Из них около половины приходится на доминирующие дерновинные злаки (*Poa attenuata*) и

кобрезию мышехвостниковую (*Kobresia myosuroides*). Высокое обилие имеют горностепные виды – астра альпийская (*Aster alpinus*), виды лапчаток (*Potentilla bifurca*, *P. sericea*). Небольшим участием в ценозе характеризуются виды криофитного разнотравья, среди которых активны незабудочник гребенчатый (*Eritrichium pectinatum*), лапчатка снежная (*Potentilla nivea*). По результатам взвешивания воздушно-сухих образцов, надземная «живая» биомасса составляет 154,35 г/м², «мертвая» биомасса составляет 14,90 г/м².

Второй объект (разрез Ак-8), средний член ряда, представлен высокогорной криоксерофитной степью на высоте 2230 м н.у.м. Макрогеоморфологическое положение: Джулукульская межгорная впадина, ограниченная хребтами Шапшальским, Чихачева, массивом Монгун-Тайга и Чулышманским плоскогорьем, котловина озера Ак-Холь. Почва расположена на поверхности древней озерной террасы, осложненной конусом выноса. Характеристика поверхности: куртины растительности разделены микроложбинами (слабовыраженными закрытыми трещинами), образующими полигоны. По поверхностям трещин – гравелистый материал, располагается рыхлыми скоплениями. Поверхность выбита скотом (зона летних пастбищ), унавожена. Характерны выбросы и норы землероев (сусликов). Встречаются плодовые тела грибов-дождевиков. В растительном покрове характерно развитие петрофитно-разнотравно-лапчатково-полынно-дерновинно-злакового степного ценоза (основные виды: *Convolvulus ammannii*, *Koeleria cristata*, *Potentilla acaulis*, *Potentilla Bifurca*, *Artemisia frigida*, *Artemisia tanacetifolia*, *Poa attenuata*). Общее проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса достигает 50 %, из которых половина приходится на полынь холодную (*Artemisia frigida*) и лапчатку бесстебельную (*Potentilla acaulis*) – горностепные виды, показатели трансформированности сообществ под воздействием пастбищной нагрузки. За счет развития на щебнисто-дресвяном субстрате в сообществах отмечается участие петрофитного разнотравья (*Goniolimon speciosum*, *Convolvulus ammannii*).

Также присутствует небольшая примесь альпийских видов (*Gentiana decumbens*, *Saussurea alpina*). По результатам взвешивания воздушно-сухих образцов, надземная «живая» биомасса составляет 41,45 г/м², «мертвая» биомасса составляет 31,95 г/м².

Третий объект, наиболее аридный член ряда (разрез Ка-1), представлен опустыненной криоксерофитной степью Чуйской межгорной котловины на высоте 1900 м н.у.м. Макрогеоморфологическое положение: южный макросклон Курайского хребта, часть Чуйской впадины, водораздельный участок Чуйской степи. Разрез расположен на поверхности древней озерной террасы, осложненной конусом выноса. Растительность образует маленькие дерновинные кочки, есть сухостой с сохранным строением. Экскременты грызунов. Поверхность (70 %) выстлана щебнем с пустынным загаром. Здесь произрастает ксеропетрофитно-разнотравно-холоднополынно-житняковое сообщество (*Convolvulus ammanii*, *Ephedra monosperma*, *Artemisia frigida*, *Agropyron pectinatum*). Ценозу свойственно низкое проективное покрытие (около 20 %), невысокое видовое разнообразие (до 15 видов на пробную площадь). Доминантами выступают житняк гребневидный (*Agropyron pectinatum*), высока роль горностепных видов (*Artemisia frigida*, *Saussurea pricei*, *Kochia prostrata*), а также петрофитов (*Convolvulus ammanii*). Разреженный кустарниковый ярус дает карагана карликовая (*Caragana pugnata*). По результатам взвешивания воздушно-сухих образцов, надземная «живая» биомасса составляет 20,36 г/м², «мертвая» биомасса практически отсутствует.

Для всех объектов характерен криогенный микрорельеф (полигональная трещиноватость), несвязный скелетный материал на поверхности, в наиболее аридном объекте наблюдаются элементы пустынной мостовой с элементами пустынного загара. Ни в одном из исследованных разрезов многолетняя мерзлота не была обнаружена в пределах почвенного профиля (полевые исследования проводились в июле–августе). В разрезе Ак-8 в конце июля

на глубине 230 см (полное протаивание происходит только в сентябре) обнаружены отрицательные температуры и ледяные шлиры.

На рисунке 2 показаны ландшафты и характер растительного покрова участков заложения разрезов.

Долина р.Богуты, 2400 м,
криоксерофитные степи с
участием альпийской флоры



Котловина оз.Ак-Холь
2230 м, криоксерофитные
степи



Чуйская степь, 1900 м,
опустыненные
криоксерофитные степи



Рисунок 2. Ландшафты и характер растительного покрова участков заложения профилей ландшафтно-высотно-климатического ряда

3.3. Общая характеристика строения профилей исследованных почв

Общее строение рассмотренных профилей почв сходно по набору и основным характеристикам горизонтов, однако имеется и ряд отличий, обусловленных, как современными условиями функционирования, так и историей развития каждого из профилей. Все рассматриваемые почвы сформированы на щебнистых субстратах конусов выноса (котловина оз. Ак-Холь и Чуйская котловина) или перемытых моренных отложений (долина р.Богуты), сильно неоднородны по литологическому составу: прежде всего, от слоя к слою, варьирует доля крупнозема >1 мм (от первых процентов до более 90 %). Во всех разрезах верхняя часть профиля до глубины 40–50 см сложена существенно менее скелетными отложениями, вероятно, с участием эолового материала.

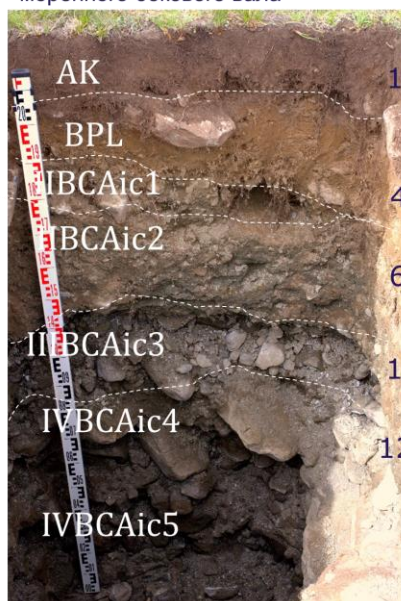
Исследование петрографического состава (определение выполнено д.г.-м.н. А. В. Корсаковым, ИГМ СО РАН) крупной скелетной фракции почв (обломки 3–10 см) показало следующие особенности для изучаемых профилей.

Для разреза Бог-12 из 30 обломков крупной скелетной фракции 15 обломков представлены мелкозернистыми песчаниками (8 из которых метаморфизованные и 1 ожелезненный), 4 обломка – гранитами, отмечены микрогранитоиды (2 шт.), черные сланцы (углисто-кремнистые породы) – 3 шт., кварциты (2 шт.), также присутствуют яшмоид, кремний, слюдистый сланец и метаморфическая кварц-хлоритовая порода. В разрезе Ак-8 из 25 обломков 23 представлены гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами, один обломок – кварцем и один – хлоритовым сланцем. В разрезе Ка-1 из 24 образцов из четыре – карбонатсодержащие. Два из них – мраморизованный известняк, еще два – обломки кварц-карбонатной жилы (обломки карбоната скреплены кварцем). Также 6 обломков представлены габброидами, присутствуют обломки слюдисто-кремнистых сланцев (2 шт.), гранодиориты (2 шт.), хлорит-тремолитовые породы (2 шт.), кварцевые крупно-/средне-зернистые песчаники (2 шт.), кварцевые жилы (2 шт.), серпентиниты (2 шт.) и 1 гранитоид.

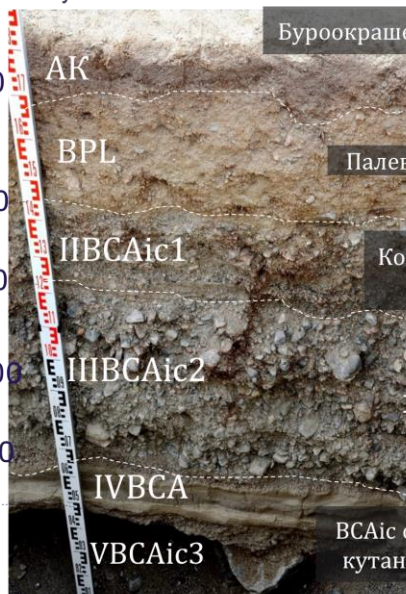
Таким образом, петрографический состав скелетной фракции характеризуется доминированием песчаников для разреза в долине реки Богуты, доминированием гранитов, гнейсов, гранито-гнейсов для котловины озера Ак-Холь, в Чуйской котловине высокое разнообразие обломков пород, наиболее представлены габброиды. Только в профиле Ка-1 самого аридного члена ряда отложения содержат существенные количества литогенных карбонатов.

Исследованные почвы имеют характерное для типа криоарилных почв строение профиля: АК-BPL-BCA (рисунок 3). Полевые описания профилей ландшафтно-высотно-климатического ряда приведены в таблицах 4, 5, 6.

Долина р.Богуты, **2400 м**,
криоксерофитные степи с участием
альпийской флоры.
Р. **Бог-12** на поверхности размытого
моренного бокового вала



Котловина оз.Ак-Холь
2230 м, криоксерофитные степи
Р. **Ак-8** на поверхности древней
озерной террасы, осложненной
конусом выноса



Чуйская степь, **1900 м**, опустыненные
криоксерофитные степи
Р. **Ка-1** на поверхности древней
озерной террасы, осложненной
конусом выноса



Рисунок 3. Строение профилей криоаридных почв
ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности

Таблица 4. Макростроение разреза Бог-12. Наименее аридный член ландшафтно-высотного ряда.

Горизонт	Глубины, см	Характеристики
АК	0 – 15(25)	Хорошо выражена дернина (до 8 см), густо пронизан корнями, очень мало крупнозема, на границе с нижележащим горизонтом появляются глыбы. Влажный. Окраска тёмно-бурая (10 YR 3/2 или 10 YR 3/3: brownish black или dark brown). Легкий суглинок, опесчаненый. Небольшие включения мелкого гравия. Крупная фракция практически отсутствует, щебня <5%, пылеватые кутаны вокруг каждого обломка по всем граням. Мягкий. Рыхлый. В структуре плохо оформленные призмы до 7 см по короткой оси. Структура призмовидно-комковато-порошистая непрочная. Структура: мелкие 1 мм и менее округлые гранулы, более крупные комочки, переплетенные корнями, глыбки-призмочки 2 см, 5-6 см призмы переплетены корнями. Переход ясный к заметному. Граница волнистая. Кутаны: тёмные гумусовые кутаны на элементах скелета, преимущественно на нижних гранях. Занимают порядка 20% площади поверхности грани. Окраска 2,5 YR 2/1 reddish black (*окраска кутан везде определена в поле). Гумусовые кутаны – на нижних и боковых гранях обломков, не выглядят «свежими».
BPL	15(25) – 34(38)	Свежий. Рыхлый. Очень много корней (живых и отмерших). Не вскипает от HCl Цвет от буровато-желтого до желтовато бурого (10 YR 5/3(4) dull yellowish brown). Хорошо сортированный материал. От супеси до легкого суглинка сильно опесчаненого, пылеватого, включения валунов и галек. Мелкозема 60%. Структура непрочная призмовидно-блочно-ореховато-порошистая, плохо оформленная. Присутствуют глинисто-пылеватые и

		гумусовые кутаны. Переход резкий по цвету и гранулометрическому составу. Кутаны: на обломках присутствуют бурые пылеватые (10 YR 6/2 grayish yellow brown) и тёмные гумусовые кутаны (2,5 YR 2/1 reddish black). Пылеватые кутаны занимают до 100% площади грани, гумусовые – 10-20%.
ПВСА _{ic1}	34(38) – 52(55)	Влажноватый. Сизовато-палево-жёлтый. Неоднородный по окраске. Слабо уплотнён. Много живых корней, корневого войлока (обильный бурый). Местами вскипает от HCl. Средний суглинок, ближе к легкому, пылеватый, слабоопесчаненый, гравелистый, с галькой, щебнем, валунами. Структура призмовидная (размер призм до 4-5 см), призмы разбиваются на зерна, хуже оформленные. Присутствуют живые корни. Войлок из отмерших корней на поверхности валунов. Переход заметный ближе к постепенному. Кутаны: на нижней поверхности каменистых включений наблюдаются карбонатные кутаны в следующей последовательности: белые плотные → белые рыхлые мергелистые → тонированные кремовые (розовые) и охристо-бурые. Белые плотные (2,5 Y 8/1 light gray) занимают до 50% поверхности нижней грани, белые рыхлые «мергелистые» (7,5 Y 8/1 light gray) занимают до 20% поверхности нижней грани, кремовые и охристо-бурые (2,5 Y 8/3 pale yellow или 5 YR 8/3 pale orange и 5 YR 5/3 dull reddish brown) до 10%.
ПВСА _{ic2}	52(55) – 77(85)	Влажноватый. Светлый, белесовато-сизый со светло-бурыми пятнами d от 1 до 5 см, границы диффузные. Крупных обломков > 5 см – 30-40%. Плотнупакован. Заполнитель рыхлый. Структура плохо оформлена: мелкоблочно-глыбистая. Много корневого войлока. Уплотнённый. Мелкозем вскипает от HCl. Глубина вскипания на 62-65 см. Средний суглинок опесчаненый, гравелистый. Хорошо выражена призмовидная (с клиновидными окончаниями) – блочно-плитчатая-остроугольно-зернистая структура. Агрегаты хорошо оформлены. Крупные уровни выражены отчетливее более мелких. Граница волнистая. Переход заметный. Кутаны: на поверхности каменистых включений наблюдаются карбонатные кутаны в следующей последовательности: белые плотные, иногда оранжевые плотные → белые рыхлые «мергелистые» → тонированные кремовые (розовые) и охристо-бурые. Белые плотные (2,5 Y 8/1 light gray) занимают до 100% поверхности нижней грани, белые рыхлые «мергелистые» (7,5 Y 8/1 light gray) занимают до 100% поверхности нижней грани; кремовые и охристо-бурые (2,5 Y 8/3 pale yellow или 5 YR 8/3 pale orange и 5 YR 5/3 dull reddish brown) по 20%.
ПВСА _{ic3}	77(85)– 95(102)	Горизонт с максимальным объемом кутан. Влажноватый. Плотно упакован, включая мелкозем. Сизовато-серый. Твёрдый. Суглинистый. Гравелисто-щебнисто-валунный. Мало валунов >10 см. Структура глыбисто-ореховатая, среднепрочная. Средневыражена. Вскипает от HCl. 10% мелкозема, песчаный, несортированный, гравелисто-щебнисто-галечниковая смесь, на всех каменистых включениях большое количество карбонатных кутан. Мелкозем вскипает от HCL (предположительно, из-за обломков мергелистых карбонатных кутан). Широковолнистая граница, переход резкий по гранулометрическому составу. Кутаны: на нижней грани каменистых включений наблюдаются карбонатные кутаны в следующих возможных последовательностях: 1) белые плотные → жёлтые (оранжевые) плотные → белые рыхлые «мергелистые»; 2) белые плотные → жёлтые (оранжевые) плотные → тонированные кремовые; 3) белые плотные → жёлтые (оранжевые) плотные → включенные силикатные → белые плотные → белые рыхлые «мергелистые».

		Белые плотные (2,5 Y 8/1 light gray) занимают до 50% грани, жёлтые плотные (2,5 Y 7/8 yellow) до 10% грани, кремовые (2,5 Y 8/3 pale yellow) до 20% грани, силикатные до 10%, белые рыхлые «мергелистые» (7,5 Y 8/1 light gray) до 50% площади нижней грани на обломках.
IVBC _{ic} 4	95(102) – 145	Свежий (самый сухой относительно остальных). Светло-серо-желтый. Скопление валунов > 10 см около 90% объема горизонта. Валунник с песчано-гравийным заполнением. Немногочисленные живые и отмершие корни. Материал заполнителя – рыхлый. Есть участки, где промежутки между корнями заполнены песком, на некоторых участках – щебнем – неоднороден в простирании по заполнению пустот фракциями < 5 см. Вскипает от HCl. Мелкозема около 10-15%. Разнозернистый гравелисто-щебнистый песок, присутствуют галька, валуны. На нижних гранях каждого каменистого включения кутаны : карбонатные, силикатные. Кутаны: на нижней поверхности каменистых включений наблюдаются карбонатные кутаны в следующих возможных последовательностях: 1) белые плотные → включенные силикатные → зелено-жёлтые плотные → тонированные кремовые → белые рыхлые «мергелистые»; 2) белые плотные → жёлтые (оранжевые) плотные → белые рыхлые «мергелистые»; 3) белые плотные → тонированные кремовые → жёлтые плотные → (белые рыхлые мергелистые). Белые плотные (2,5 Y 8/1 light gray) занимают до 50% грани, жёлтые плотные (2,5 Y 7/8 yellow) до 10% грани, зелёно-желтые плотные (5 Y 6/6 olive) до 5% нижней грани, кремовые (2,5 Y 8/3 pale yellow и 5 YR 8/3 pale orange) до 20% грани, белые рыхлые мергелистые (7,5 Y 8/1 light gray) до 20% площади нижней грани на обломках.
IVBCA _{ic} 5	145–200	Влажный. Плотно упакован («камень на камне как кирпичи»). Валунный материал с рыхлым несвязным промытым песком. Валуны среднеокатаны. Вскипает от HCl. Разнозернистый, разноцветный (темные и светлые частицы) песок, полиминеральный. Присутствуют обломки сланцев. Окатанность средняя до слабой. Кутаны: на нижней поверхности каменистых включений наблюдаются карбонатные кутаны в следующей последовательности: белые плотные →оранжевые плотные → зелёно-желтые плотные → тонированные кремовые → белые рыхлые «мергелистые». Белые плотные (2,5 Y 8/1 light gray) занимают до 50% грани, жёлтые плотные (2,5 Y 7/8 yellow) до 20% грани, зелёно-желтые плотные (5 Y 6/6 olive) до 10% нижней грани, кремовые (2,5 Y 8/3 pale yellow и 5 YR 8/3 pale orange) до 10% грани, белые рыхлые мергелистые (7,5 Y 8/1 light gray) до 20% площади нижней грани обломков.

Таблица 5. Макростроение разреза Ак-8. Средний член ландшафтно-высотного ряда

Горизонт	Глубины, см	Характеристики
АК	0–10(12)	До 5 см выражена дернина: Свежий, грубогумусовый материал, минеральная фаза – пылеватый песок мелкогравелистый, 10YR 3/3 (dark brown). Структура непрочная, плохо оформленная, комковато-порошистая с призмовидным элементом. Ниже 5 см: сухой, несколько оторфованный, супесь крупнопесчано-гравийно-галечная, хорошо смачивается. 10YR 3/3 (dark brown) (немного светлее предыдущего). Структура плохо оформленная блочно-неяснокомковато-попрошистая с элементом призмовидности. В нижней части горизонта на верхней и нижней поверхности галек фрагментарные очень тонкие гумусовые кутаны, на верхних гранях

		пылеватые (силикатные) кутаны. Граница карманная (карманы по межполигональным трещинам), карманы продолжаются закрытыми нитевидными трещинами, прослеживающимися до глубины 30-40 см. Переход заметный.
BPL	12 – 34(45)	Сухой, очень плотный, пылеватая песчано-гравийно-галечная смесь, 10YR 5/4 (dull yellowish brown). Структура непрочная призмовидно-блочная. На верхней и нижней поверхности обломков кристаллических пород единичные пылеватые силикатные кутаны и немногочисленные тонкие фрагментарные гумусовые кутаны 7,5YR 2/3 (very dark brown), 5 YR 3/3 (dark reddish brown), 7,5 YR 3/3 (dark brown), 7,5 YR 3/2 (brownish black). Граница широковолнистая, переход резкий.
IIВСА _{ic1}	34 (45) – 55 (60)	Галечно-гравийно-песчано-валунная смесь. Обильные корни (отмершие, оторфованные) оплетают все элементы скелета. Наряду с красновато-бурыми гумусовыми кутанами 10R 2/2 (very dark reddish brown), 7,5R 2/1 (reddish black), 5YR 3/4 (dark reddish brown), появляются мощные, многослойные светлые карбонатные (вскипающие от HCl) кутаны 10YR8/1 (light gray), с прослоями 10YR 4/4 (brown). На карбонатных кутанах встречаются мощные (до нескольких мм) силикатные пылевато-песчаные кутаны. Карбонатные кутаны располагаются преимущественно на нижних, иногда и на боковых поверхностях валунов и гальки. Иногда плотные белые\прозрачные → бурые плотные → белые рыхлые «мергелистые» → гумусовые. Силикатные фрагментарные кутаны и на верхних поверхностях. Граница волнистая, переход ясный.
IIIВСА _{ic2}	55 (60) – 115 (120)	Галечно-гравийно-песчано-валунная смесь. Абсолютное преобладание карбонатных кутан на нижних гранях скелетных фрагментов любой размерности. Кутаны мощные (до 5 мм), белые. Бурые карбонатные кутаны встречаются до глубины 80 см, более редкие и менее мощные, чем в вышележащем горизонте. Карбонатные кутаны на нижних гранях в большинстве случаев покрыты гумусовыми. Иногда плотные белые\прозрачные → желтые плотные → белые рыхлые «мергелистые» (на всех обломках) → гумусовые. На верхних гранях силикатные кутаны. Граница широко-слабоволнистая, переход резкий.
IVВСА	115 (120) – 128	Тонкий среднезернистый хорошо промытый слоеватый песок. Структура шлировидная. Карбонатные шлиры. Мелкозем вскипает от HCl. Шлировидная структура выражена лучше, чем в вышележащем горизонте, карбонатные шлиры.
VВСА _{ic3}	128 – 135	Галечно-гравийная смесь. Очень мощные, ярко белые карбонатные кутаны на всех элементах скелета, на карбонатных кутанах (плотные белые\прозрачные → желтые плотные (на всех обломках) → белые рыхлые «мергелистые») встречаются мощные (до нескольких мм) силикатные пылевато-песчаные кутаны. Силикатные кутаны на верхних гранях обломков.
VIBСА _{ic4}	135 – 140	Пылеватый тонкозернистый отчетливо слоистый песок. Единичны обломки пород d более 5 см. Белые карбонатные кутаны на нижних гранях каменистой фракции (плотные белые\прозрачные (редко) → желтые плотные (часто) → белые рыхлые «мергелистые» (на всех обломках))
VIВСА _{ic5}	140 – 170	Гравелистый хорошо промытый несвязный песок с прослоями более тонкого песка. Количество новообразований сокращается, карбонатные кутаны очень тонкие, не сплошные, на отдельных элементах скелета. (плотные белые\прозрачные (редко) → желтые плотные (редко)) → белые рыхлые «мергелистые»). На верхних гранях обломков силикатные кутаны.

Таблица 6. Макростроение разреза Ка-1. Наиболее аридный член ландшафтно-высотного ряда.

Горизонт	Глубина, см	Характеристики
	0 – 1,5(2)	Окраска 10YR 6/4 dull yellow orange. Несвязный порошистый пылевато-песчаный материал с многочисленным гравием, дресвой, галькой и щебнем. Вскипает от HCL не бурно. На поверхности обломков кристаллических пород – карбонатные кутаны, в том числе на верхней поверхности.
AK[akl] _{ic}	1,5(2)-12	Окраска 10 YR 5/4 dull yellowish brown, светлый серовато-бурый, очень непрочная комковато-порошистая структура 2-х порядков. Бурно вскипает от HCl. Связный песок-супесь, гравелисто-дресвянисто-щебнистая. Карбонатные кутаны на нижних гранях обломков: плотный белый(прозрачный) → рыхлый белый и кремовый (фрагментарно) → бурый и желтый плотный → белый → иногда гумусовый Граница слабоволнистая, переход ясный по окраске.
ПВРL _{ic}	12-25(35)	Окраска 2,5 Y 6/3 dull yellow, светлый, желтовато-серый. Мелкозема ~10%, представлен пылеватым песком, крупная фракция дресвянисто-гравелистая, щебнисто-галечная. Очень плотно упакован. Карбонатные кутаны мощные на нижних гранях, присутствуют на боковых, фрагментарны на верхних. Карбонатный плотный белый(прозрачный) (редко) → бурый и оранжевый плотный → белый. Неясно выраженная призмовидно-блочная среднепрочная (на участках, где больше мелкозема).
ПВСА _{ic1}	25(35)-50(55)	Обогащён сухоотторфованным корневым детритом. Резко увеличивается число валунов и глыб. Песок. Тёмный, серо-бурый. Гравелисто-галечниково-валунный. Структура призмовидно-блочная, непрочная. Мелкозёма менее 10%. В горизонте есть участки, где практически нет мелкозема, но много детрита. Мощные карбонатные кутаны на всех обломках. Карбонатный плотный белый(прозрачный) → бурый, желтый, оранжевый плотный с силикатными включениями → белый рыхлый (иногда) → иногда гумусовый.
ПВСА _{ic2}	50(55)-65(70)	Мелкозёма <10%. Гравий, дресва, валунчики. Плотно упакованный наклонно-слоистый. Желтовато-серый. Мощные карбонатные кутаны на всех обломках. Желтый или бурый\оранжевый плотный с силикатными включениями) → плотный прозрачный → белый → иногда гумусовый Граница наклонная широковолнистая.
IVBC _{ic3}	75(85)-80(90)	Сильнопылеватый тонкозернистый песок с дресвой и редкой галькой. Тонкослоистый, тонкоплитчатый. Карбонатные кутаны на редких крупных обломках. Иногда плотный белый(прозрачный) → желтый плотный → белый рыхлый
V'BCA _{ic4}	80(90)-110(90) прав	Разнозернистый гравелистый песок. Карбонатные кутаны на редких крупных обломках. Белый(прозрачный) плотный → бурый и желтый плотный с силикатными включениями

V''BCA _{ic5}	90 - 110(прав)- 120(лев)	Супесчано-суглинистый. Очень плотный. Мелкозёма 50%. Гравелисто-дресвянисто-щебнистый. карбонатные кутаны на обломках: белый(прозрачный) плотный → бурый, оранжевый и желтый плотный → белый рыхлый → иногда гумусовый
VIBC _{ic6}	120-150	Мелкозёма примерно 20%. Появляются глыбы. Мощность кутан увеличивается. Белый(прозрачный) плотный → бурый плотный или гумусовый, белый рыхлый очень редко, уплотненный.

3.4. Аналитические свойства исследованных почв

Для каждого из разрезов определены основные диагностически значимые свойства: гранулометрический состав, включая соотношение фракций крупнозема, рН водной суспензии, содержание органического углерода, состав обменных катионов, содержание оксалато- и дитионит-цитраторастворимого железа, электропроводность водной вытяжки. Результаты аналитических исследований представлены в приложении А, таблицы А.1, А.2, А.3. Проведена сравнительная аналитическая характеристика выбранных эталонных разрезов криоаридных почв.

Исследованные почвы характеризуются значительным содержанием скелетной фракции. В гумусовом горизонте её доля составляет 30–50 %, в средней и нижней части профиля может достигать 80 % (рисунок 4).

По гранулометрическому составу почва, расположенная в долине р. Богуты на высоте 2400 м (наименее аридный член ряда), является наиболее тяжелой, она имеет среднесуглинистый гранулометрический состав в верхней и средней части профиля, супесчаный в нижней. Средний и наиболее аридный члены ряда в верхней и средней части профиля имеют легкосуглинистый-супесчаный гранулометрический состав, в нижней части профиля – супесчано-песчаный (рисунок 4).

Криоаридные почвы наименее аридного и среднего членов ряда в верхней части профиля имеют слабокислую реакцию среды (значения рН 6-6,5), слабосреднещелочную в средней части профиля и сильнощелочную в нижней.

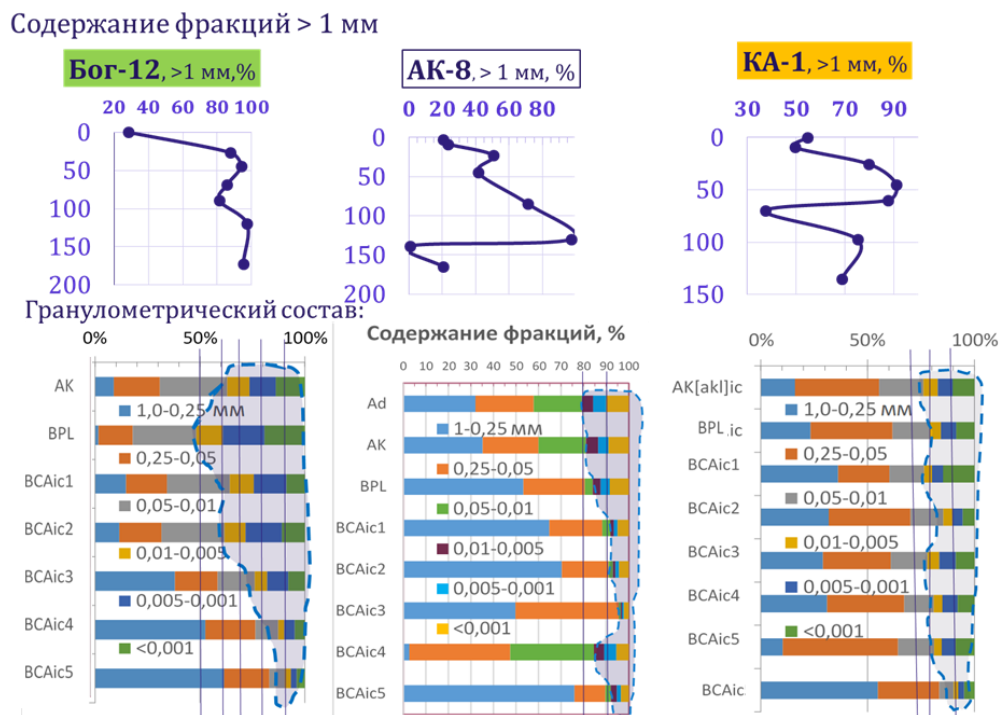


Рисунок 4. Содержание скелетной фракции >1 мм и гранулометрический состав мелкозема почв. Синим пунктиром выделено содержание фракции физической глины.

Наиболее аридный объект имеет сильнощелочную реакцию среды по всему профилю (значения pH от 8,9 до 9,7) (рисунок 5).

В наименее аридном и среднем членах ряда верхние горизонты бескарбонатны, в средней части профиля их содержание достигает 4–10 %, в самых глубоких горизонтах содержание карбонатов в мелкоземе незначительно. В наиболее аридном объекте в гумусовом горизонте содержится 5 % CaCO_3 , далее содержание карбонатов возрастает до 20–35 %.

Криоаридные почвы наименее аридного и среднего членов ряда в криогумусовом горизонте характеризуются значительным содержанием органического углерода (3–4 %). От средней к нижней части профиля содержание органического углерода убывает от 0,7% до 0,2%. В криоаридной почве наиболее аридного члена ряда в верхней части профиля содержание органического углерода около 1 %, наблюдается пик на глубине 40 см, где значение достигает 4 % (за счет скопления в горизонте корневого детрита), далее значение содержания органического углерода убывает от 1 % до 0,2 %.

Содержание оксалаторастворимого железа в исследованных почвах незначительно (менее 1 %), имеется тренд убывания содержания к нижней части профиля. Содержание дитионит-цитрат-бикарбонатнорастворимого железа в наименее аридном и среднем членах ряда имеет сходный тренд: от 1,5% в верхней части профиля убывает до 0,3%; в наиболее аридном члене ряда в верхней части профиля его содержание составляет 1,6%, в средней части профиля имеется пик в 2%, после которого содержание убывает до 1% в нижней части профиля (приложение А).

В наименее аридном члене ряда в составе обменного комплекса (рисунок 6). преобладает кальций (70–90%), в среднем члене ряда также преимущественно доминирует кальций, но увеличивается доля магния (30 % в BPL, 60 % в BSAic1, 25 % в BSAic2). В наиболее аридном члене ряда в гумусовом горизонте преобладает обменный кальций (60 %), а в горизонте BPL и трёх последующих аккумулятивно-карбонатных горизонтах доминирует обменный магний (60–90 %), что может свидетельствовать о наличии в профиле магниевой солонцеватости. Доля обменных калия и натрия крайне мала во всех трех объектах, однако в нижней части профиля наиболее аридного члена ряда содержание обменного калия составляет 15 %, а обменного натрия до 5 %.

Обобщая полученные результаты по аналитическим характеристикам, можно заключить, что исследованные криоаридные почвы имеют легкосуглинистый гранулометрический состав в верхней части профиля, супесчано-песчаный – в нижней. АК и BPL горизонты криоаридных почв наименее аридного и среднего членов ряда (Бог-12 и Ак-8), расположенных во внутригорных котловинах, бескарбонатны и имеют слабокислую (рН 6–6,5) реакцию среды, для нижней части этих профилей характерен сильнощелочной рН. Наиболее аридный объект – почва, расположенная в межгорной котловине (Ка-1), карбонатна с поверхности и имеет сильнощелочную (рН от 8,9 до 9,7) реакцию среды во всех горизонтах.

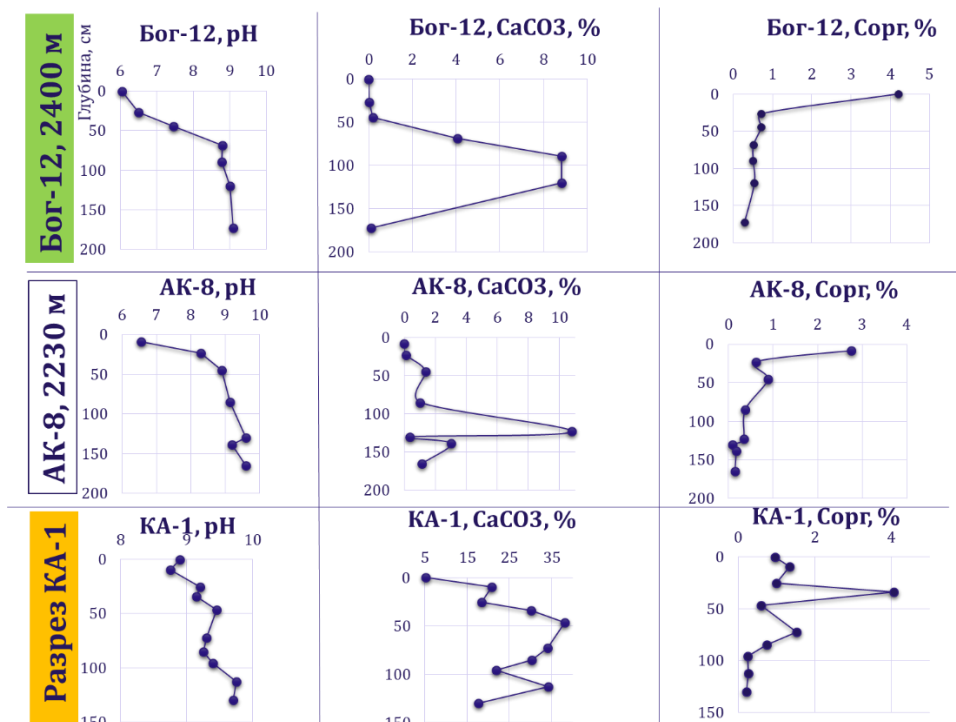


Рисунок 5. Химические свойства почв: pH, содержание карбонатов и органического углерода

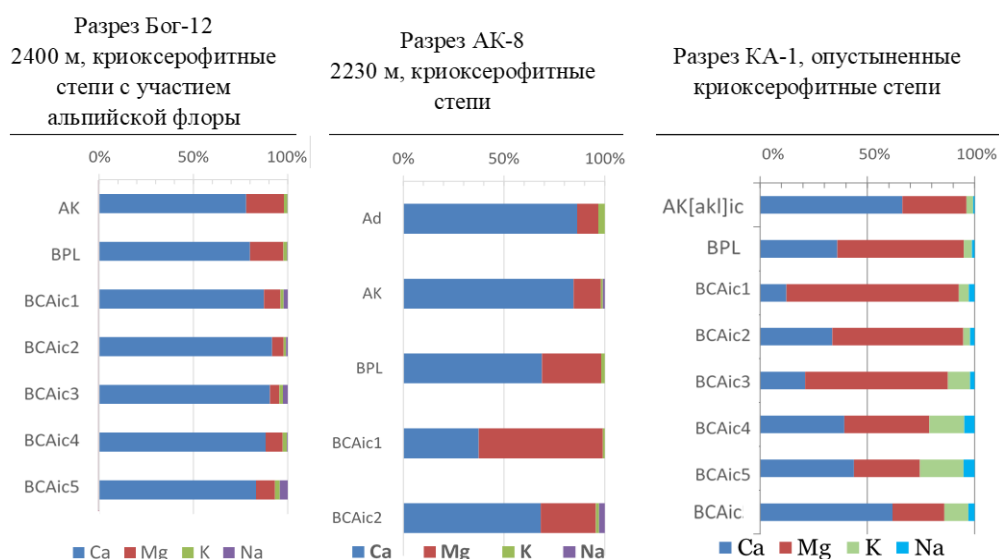


Рисунок 6. Соотношение содержания обменных оснований в профилях исследованных почв

В криоаридных почвах максимум содержания карбонатов (10–35 %) наблюдается в средней части профиля. Содержание органического углерода в горизонте АК составляет от 1% до 4%, в нижней части профиля 0,3 – 0,15%. Удельная электропроводность водной вытяжки в исследованных почвах низкая, что свидетельствует об отсутствии засоления, распределение значений электропроводности по профилю не обнаруживает четких закономерностей. В составе обменного комплекса в наименее аридном и среднем членах ряда

преобладает обменный кальций, в наиболее аридном – обменные Mg и Ca, содержание оксалаторастворимого железа незначительно (менее 1%), убывает к нижней части профиля. Содержание дитионит-цитрат-бикарбонатно-растворимого железа убывает от 1,5–2% в верхней части профиля до 0,3–1% в нижней.

По Классификации почв России (2004) все исследованные почвы являются криоаридными: 1) Разрез Бог-12 (наименее аридный объект): криоаридная типичная (натечно-карбонатная), карбонатсодержащая, мелкая, высококарбонатная, сильно гумусированная, средне-тяжело-суглинистая, сильноскелетная со среднеразвитым профилем на перемытых моренных отложениях; 2) Разрез Ак-8 (средний член ряда): криоаридная типичная (натечно-карбонатная), карбонатсодержащая, мелкая, высококарбонатная, средне гумусированная, супесчаная, сильноскелетная со среднеразвитым профилем на пролювии; 3) Разрез Ка-1 (наиболее аридный объект): криоаридная (натечно-карбонатная и ксерогумусовая), карбонатсодержащая, мелкая, карбонатная, мало гумусированная, легкосуглинистая-супесчаная, сильноскелетная со среднеразвитым профилем на пролювии.

Стоит отметить, что ксерогумусовый подтип, согласно Классификации (2004), выделен только в типе бурых почв отдела светлогумусовых аккумулятивно-карбонатных, однако наличие развитого признака [akl] даёт основания также отнести к данному подтипу наиболее аридные варианты криоаридных почв с развитым корково-подкорковым микропрофилем.

Согласно WRB (World Reference Base..., 2015) исследованные профили классифицированы как Skeletic Kastanozem Cambic (Бог-12), Skeletic Cambisols Protocalcic (Ак-8), Skeletic Cambic Calcisols Yermic (Ка-1), то есть относятся к трем разным реферативным группам.

ГЛАВА 4. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ²

Общее строение профиля изученных криоаридных почв следующее. Профиль почв состоит из криогумусового, палево-метаморфического и серии сильноскелетных аккумулятивно-карбонатных горизонтов.

Криогумусовый горизонт криоаридных почв (АК) характеризуется бурой окраской при полевой влажности (окраска по Манселлу – 10YR3/3 dark brown в наименее аридном и среднем членах ряда, 10 YR 5/4 dull yellowish brown в наиболее аридном объекте – менее красная и более темная по сравнению с окрасками, приведенными в «Полевом определителе почв России» для горизонтов АК) и плохо оформленной непрочной комковато-порошистой структурой. Важной чертой криогумусового горизонта является обилие слабо разложенного растительного детрита и гумусовых кутан на поверхностях каменистых включений.

В верхней части горизонта АК наблюдается дернина в наименее аридном (более мощная) и среднем членах ряда, в наиболее аридном объекте в верхней части АК наблюдается недифференцированная пузырчато-слоистая корка (признак akl).

Палево-метаморфический горизонт (BPL) характеризуется плохо оформленной блочной структурой буровато-палевой, палевой окраской: 10YR5/4 dull yellowish brown в наименее аридном и среднем членах ряда, 2,5Y6/3 dull yellow в наиболее аридном объекте.

Верхняя часть горизонта ВСА во всех разрезах характеризуется содержанием большого количества отмершего корневого войлока.

² При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1) Bronnikova M. A., Konopliankova Y. V., Agatova A. R., Nepop R. K., Lebedeva M. P. Holocene environmental change in South-East Altai evidenced by soil record // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. – 2018. – V. 11. – №4. – P. 100–111. DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-4-100-111 (Scopus impact score 2020: 1,2). Общий объем публикации – 0,6 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 60%.

Также при подготовке данной главы диссертации использованы публикации автора в материалах конференций, приведенные на с. 199-201 (работы № 5, 11, 12, 13, 21)

Все щебнистые аккумулятивно-карбонатные горизонты содержат карбонаты как в основной массе, (в виде пропиточных форм и осколков кутан), так и в виде кутан на щебне (преобладающий тип новообразований).

Полные описания микростроения горизонтов исследованных криоаридных почв приведены в Приложении В. Иллюстрации деталей микростроения криоаридных почв представлены в Приложении Г.

4.1. Горизонт АК. Особенности строения, генезис микроструктуры, обилие мелкого корневого детрита

4.1.1. Диагностическая характеристика криогумусового горизонта.

Криогумусовый горизонт характеризуется обилием отмерших корешков (рисунок 7, а), непрочной комковато-порошистой макроструктурой (рисунок 7, б), наличием красновато-бурых гумусовых и, в меньшей степени, глинисто-пылеватых кутан на щебне. На микроморфологическом уровне организации для криогумусового горизонта характерно обилие слабо-средне разложенных растительных остатков, наличие большого количества хорошо выраженных зернистых (*granular*) микроагрегатов размером 25–50 мкм (рисунок 7, г-II, рисунок 7, д-II, рисунок 7, е-I), предположительно копрогенных, а также присутствие более крупных слабооформленных криогенных ооидных агрегатов размером около 250 мкм (рисунок 7, в-II, г-III, д-III, ж-II). Песчаные и гравелистые зерна покрыты пылевато-глинисто-гумусовыми кутанами (рисунок 7, д-V). Такие кутаны наблюдаются, в том числе, на слабо разложенных растительных остатках – яркое свидетельство современности процесса криогенной перегруппировки материала (рисунок 7, ж-I).

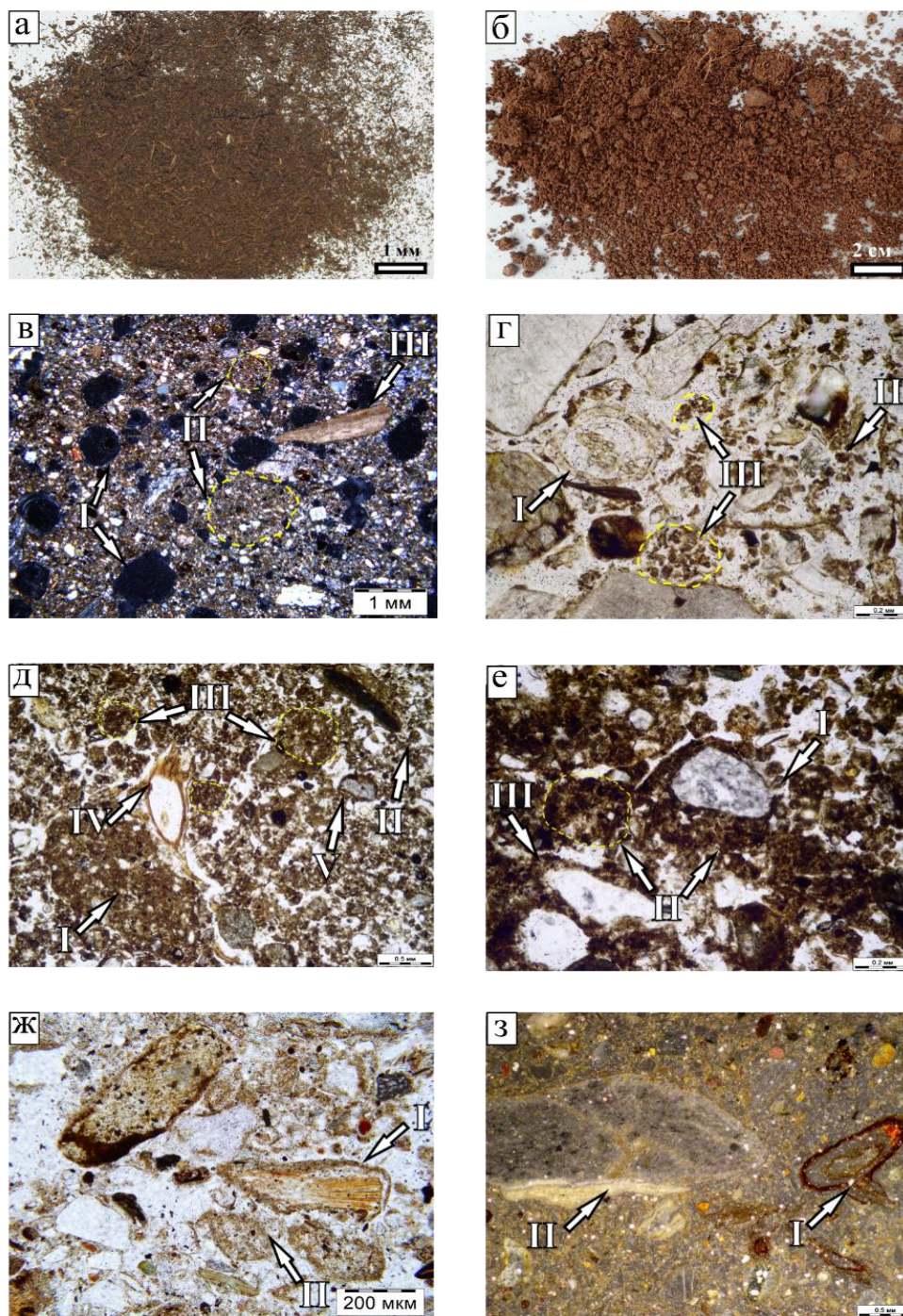


Рисунок 7. Микростроение горизонта АК.

а) Слабо-средне-разложённые мелкие растительные остатки (разрез Ак-8); б) средне оформленная непрочная комковатая структура (разрез Ак-8); в) р.Ка-1: пузырчатая корка в верхней части гор. АК: I – округлые газовые поры, II –слабовыраженные ооидные агрегаты 0,5-1 мм, , III- осколки карбонатных кутан, XPL; г) р.Ак-8: растительные остатки (I), зернистые (granular) агрегаты 25 мкм (II), слабо выраженные ооидные агрегаты 250 мкм (III), пылевато-глинисто-гумусовые кутаны на минеральных зернах, PPL; д) р.Бог-12: крупные (I) и мелкие(II) биогенные агрегаты, слабо выраженные криогенные (III), растительные остатки (IV), пылевато-глинисто-гумусовые кутаны на минеральных зернах (V), PPL; е) р.Бог-12: мелкие(I) биогенные агрегаты 50 мкм, криогенные (II) ооидные агрегаты, пылевато-глинисто-гумусовые кутаны на минеральных зернах (III),PPL; ж) р.Ка-1 –глинисто-пылеватая кутана на растительном остатке (I), ооидные агрегаты (II), PPL; з) р.Ка-1 –окарбоначенные и ожелезненные растительные остатки (I), карбонатная кутана на обломке (II), отраженный свет.

4.1.2. Детали строения горизонта АК в разных биоклиматических условиях

Отличия криогумусовых горизонтов трех разрезов заключаются в следующем.

В менее аридных членах ряда (Бог-12, Ак-8) в верхней части горизонта развита дернина. В наименее аридном объекте встречаются крупные комковатые агрегаты (рисунок 7, *д-I*, Приложение Г, рисунок Г3, рисунок Г4) 500–1000 мкм, каналовидные поры и поры-камеры. Ооидные агрегаты здесь оформлены лучше, чем в других членах ряда (рисунок 8). Биогенные зернистые микроагрегаты первого порядка (25–50 мкм) здесь также хорошо развиты, но во многих случаях собраны в более крупные криогенные ооидные агрегаты и еще более крупные биогенные комковатые агрегаты. Таким образом, на отдельных участках можно наблюдать трехуровневую микроструктуру (рисунок 7, *д*; Приложение Г, рисунок Г.4). Микроагрегаты первого и второго порядков в крупных агрегатах третьего порядка имеют очень слабую степень сепарации и различимы с трудом, на больших увеличениях. Также в данном объекте более плотное сложение, больше тонкодисперсного материала, по сравнению с криогумусовыми горизонтами более аридных объектов, в тонкодисперсном материале основной массы и в пленках на минеральных зернах относительно больше гумуса (Приложение В, таблица В.1.1).

Для среднего члена ряда характерно наибольшее количество растительных остатков, микрозернистые агрегаты сепарированы и очень хорошо оформлены (рисунок 9; Приложение Г, рис.Г5), на скелетных зернах хорошо выражены тонкие глинисто-гумусовые пленки (Приложение В, таблица В.2.1)

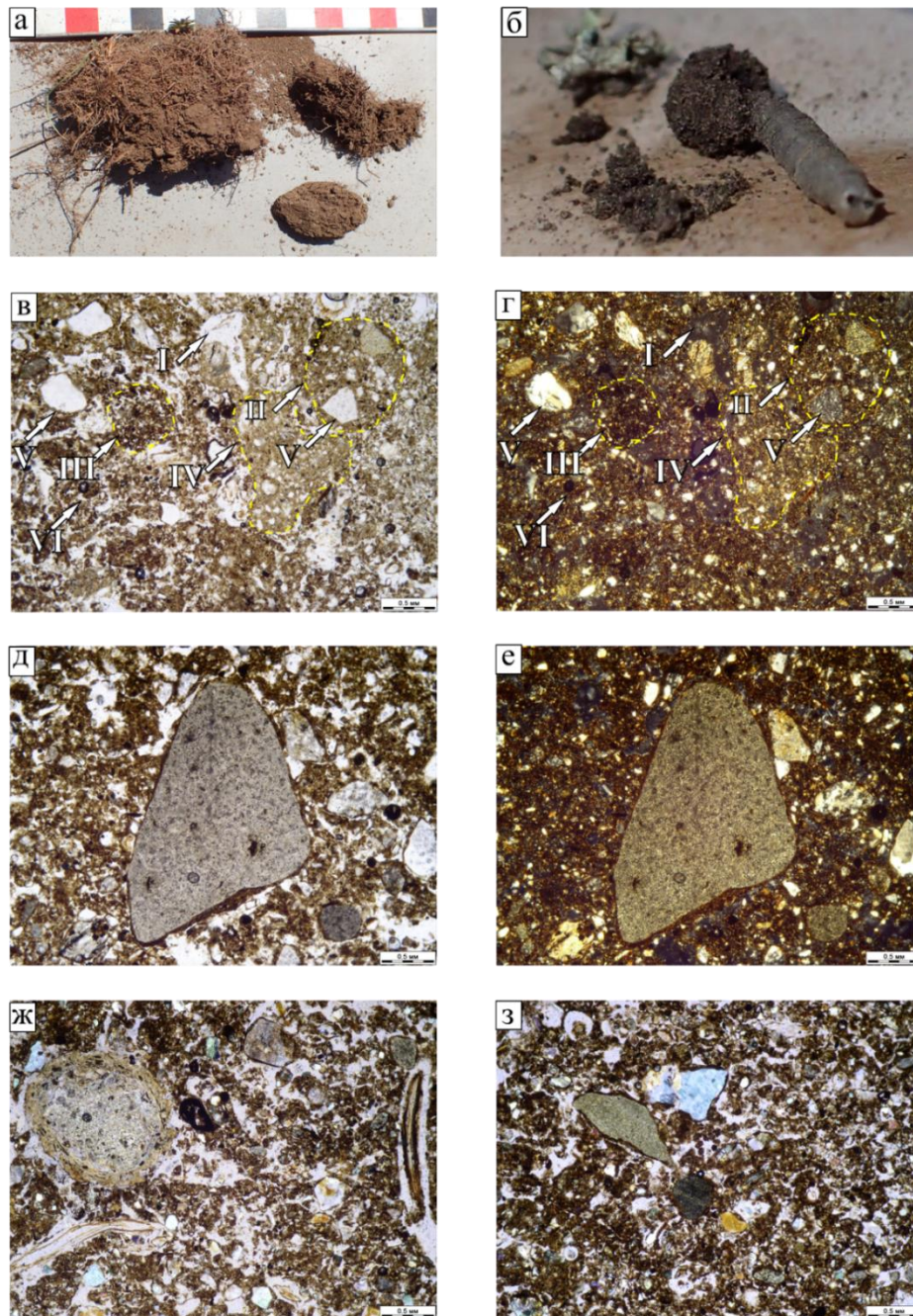


Рисунок 8. Характерные черты микростроения горизонта АК в наименее аридном члене ряда (разрез Бог-12): Дернина(а), относительное обилие мезофауны (б), хорошо оформленные биогенные и криогенные агрегаты (в, г), глинисто-пылевато-гумусовые пленки на мелком скелетном материале (д,е,з), обилие слаборазложившихся растительных остатков (ж), мелкие 25-50 мкм овальные агрегаты собираются в более крупные (з).

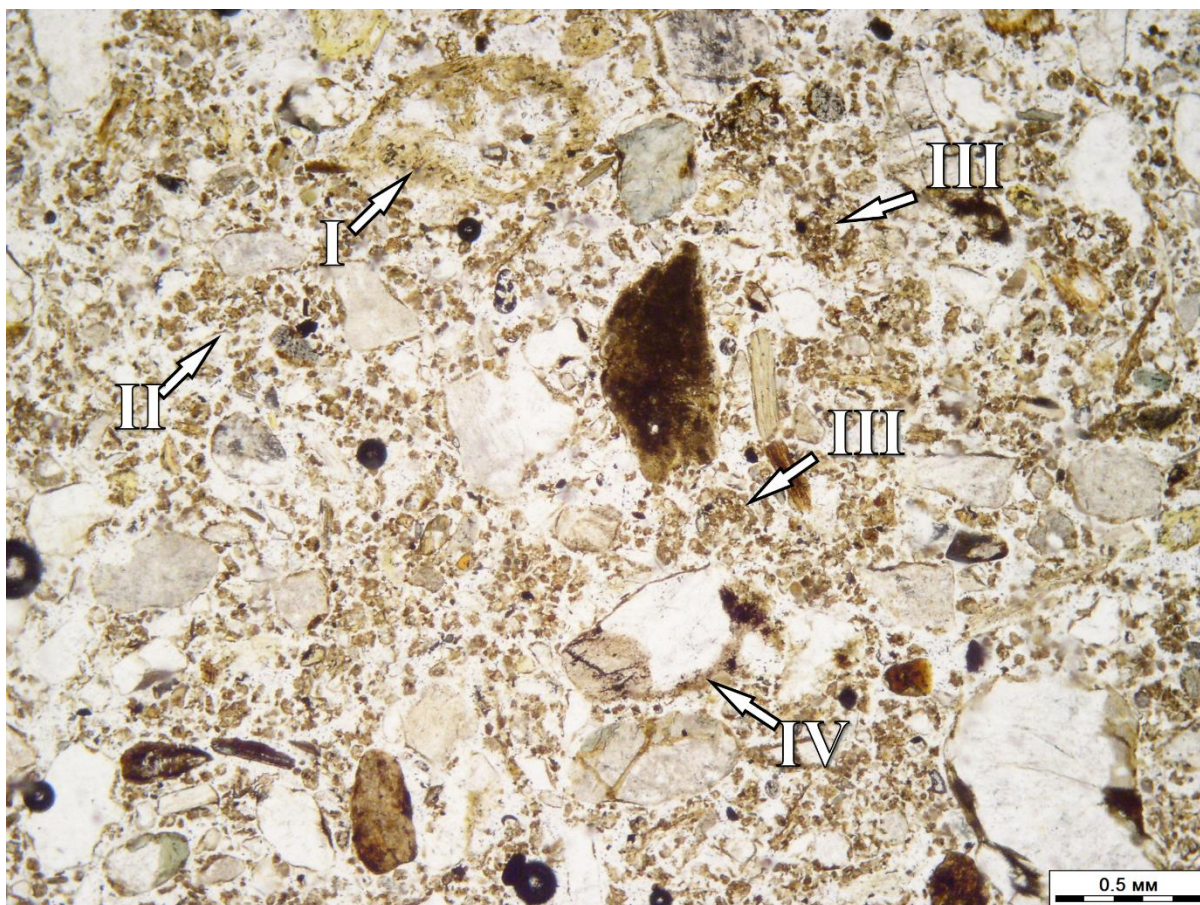


Рисунок 9. Характерные черты микростроения горизонта АК в среднем члене ряда, разрез Ак-8. Центральный образ микростроения криогумусового горизонта: среднеразложенные растительные остатки (I); хорошо выраженные зернистые микроагрегаты (II), присутствие более крупных слабооформленных ооидных агрегатов размером около 250 мкм (III), песчаные и гравелистые зерна покрыты тонкими пылевато-глинисто-гумусовыми пленками (IV)

В самом аридном объекте (Ка-1) горизонт АК не задернован, в его верхней части выражен подгоризонт акI: недифференцированная тонкослоисто-пузырчатая корка с округлыми (газовыми) порами (рисунок 7, в; рисунок 10, а, б; Приложение В, таблица В.3.1; Приложение Г, рисунок Г.2). Карбонаты в этом профиле, в отличие от двух других, имеющих бескарбонатные горизонты АК и ВРL, присутствуют с поверхности: уже в корковом горизонте, в форме пропиток (рисунок 7, в, рисунок 10, в), карбонатных кутан на минеральных зернах (рисунок 8, з-II, рисунок 9, е) осколков карбонатных кутан (рис.8в-III). В наиболее аридном объекте (Приложение В, таблица В.3.2; Приложение Г, рисунок Г.6) выражено ожелезнение растительных остатков, наблюдается также

их окарбоначивание (замещение органического вещества кальцитом) (рисунок 7, з-И, рисунок 10, в, з).

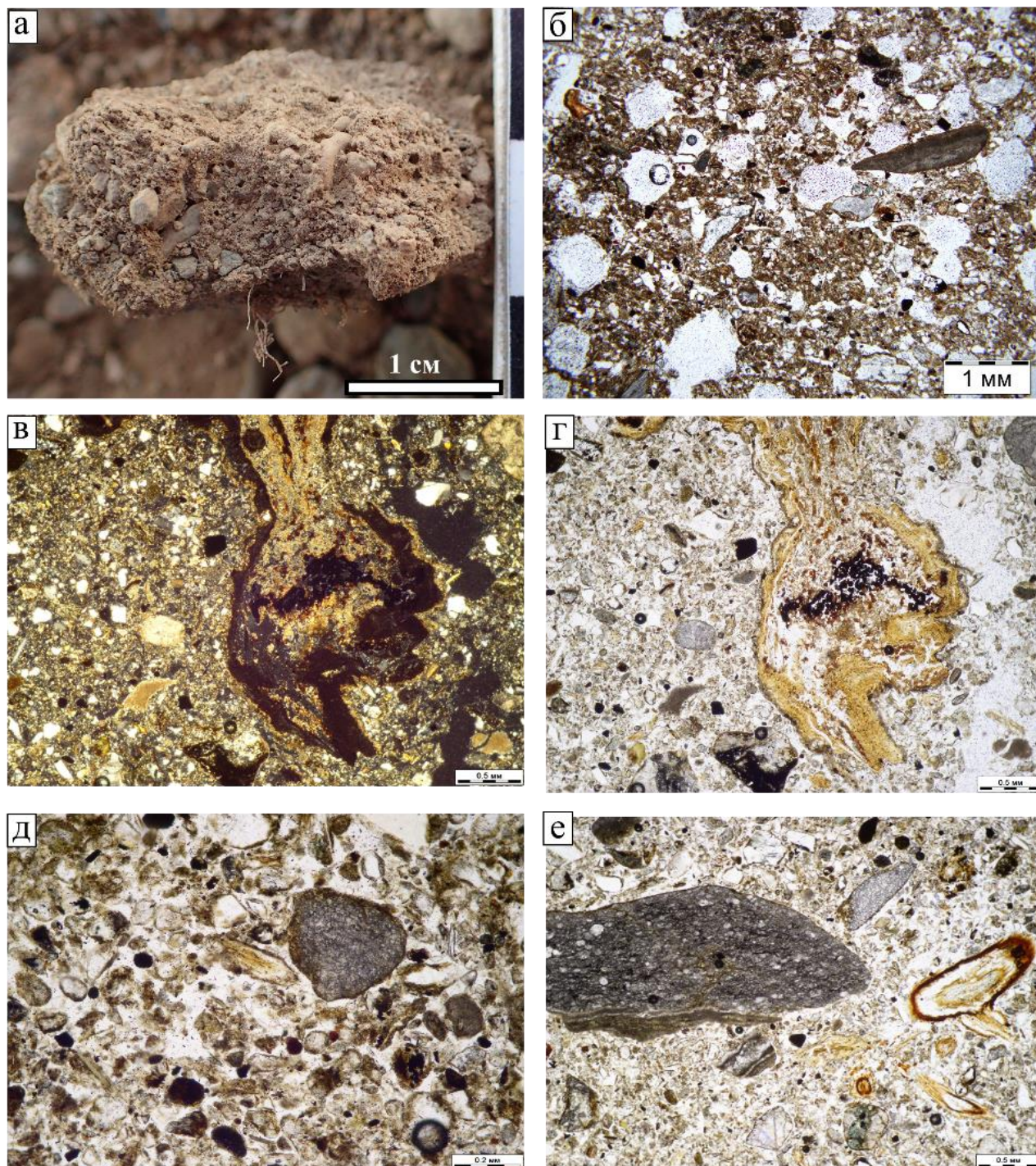


Рисунок 10. Характерные черты микростроения горизонта АК в наиболее аридном члене ряда (разрез Ка-1). Приповерхностная пузырчато-слоистая корка с округлыми порами 500 мкм (а), (б); карбонатная (микритовая) пропитка основной массы горизонта (в), окарбоначенные и ожелезненные растительные остатки (в, г, е), зернистые микроагрегаты, гумусово-пылевато-глинистые пленки на скелетных зернах и на растительных остатках, карбонатные кутаны на крупных скелетных зернах (е)

4.1.3. Генезис сложной микроструктуры в криогумусовом горизонте

В.И. Волковинцер отмечал, что криоаридные почвы, с одной стороны, обладают относительно низкой биологической активностью, в том числе, бедным по численности и видовому разнообразию комплексом мезофауны (Мордкович, 1970, Волковинцер, 1978), а с другой – в них слабо выражены криогенные процессы по причине недостатка влаги. В криогумусовых горизонтах, описанных в исследованных почвах, довольно хорошо выражена структура на микроуровне, представленная агрегатами 1–3 порядков: крупные (более 500 мкм) комковатые (*crumbs* (Stoops, 2021)) агрегаты, средние округлые часто слабовыраженные или плохо сепарированные ооидные агрегаты (около 250 мкм) и мелкие зернистые (*granules* (Stoops, 2021))) агрегаты (25-50 мкм). Ооидные агрегаты считаются результатом криогенеза (Морозова, 1966; Van Vliet-Lanoë, 1985; Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018). Для оценки возможного вклада почвенной мезофауны в микрооструктурирование криоаридных почв были проведены почвенно-зоологические исследования на пробных площадках вблизи трех ключевых профилей, для которых ранее проведены микроморфологические исследования. Для каждого из трех участков в пятикратной повторности отобраны пробы на мезофауну методом ручной разборки проб по Гилярову (1975). Результаты представлены в Приложении 3. Максимальные значения численности и разнообразия мезофауны (288 экз/м², 7 таксономических групп) обнаружены для почвы участка в долине реки Богуты. Минимальные значения (6,4 экз/м², 2 группы) зафиксированы для участка внутригорной котловины озера Ак-Холь. Для исследованных почв Чуйской межгорной котловины также отмечены невысокие значения численности и разнообразия мезофауны (9,6 экз/м², 2 группы). Присутствие в составе обнаруженных беспозвоночных, по крайней мере, личинок типулид и пластинчатоусых жесткокрылых, позволяет утверждать, что в наименее аридном объекте почвенная мезофауна вносит определенный вклад в формирование зоогенных микропризнаков в почве —

комковатых микроагрегатов (0,5–1 мм), каналовидных пор, пор-камер. Низкие значения численности потенциальных структурообразователей, зафиксированные для среднего и наиболее аридного объектов, говорят о том, что зоогенное оструктурирование в исследованных почвах в настоящее время не является значимым процессом. Сравнительно хорошая выраженность в разрезах Ак-8 и Ка-1 предположительно биогенных овальных (микрозернистых, «грануловидных») микроагрегатов (25 мкм) при низкой численности мезофауны может быть результатом деятельности микрофауны или же наследием бывших, более благоприятных биоклиматических условий, которые были характерны для исследованных почв на протяжении большей части голоцена (Bronnikova et al., 2018).

4.1.4. Содержание легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ)

Для исследованных криоаридных почв характерны значения содержания органического углерода 1–4% (мокрое озоление по Тюрину), среднее значение 3,5% (у каштановых легкосуглинистых и супесчаных почв характерные значения 1–2 % (Борисов, Ганжара, 2008; Классификация..., 2004). Содержание органического углерода, полученное на CHN-анализаторе больше значений, полученных методом Тюрина: недоокисление органического вещества по методу Тюрина косвенно свидетельствует о большом количестве негумифицированного органического вещества в криоаридных почвах (таблица 7).

Характерное для криогумусового горизонта обилие слабо разложенного растительного детрита, обсуждалось еще в работах В.И. Волковинцера (1978). В настоящей работе впервые была предпринята попытка более детально исследовать этот феномен, а также выразить эту характеристику диагностического горизонта криоаридных почв количественно через оценку доли легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ). Полученные данные обнаружили, что ЛОВ составляет 3–5% от массы горизонта, что примерно в 6 раз превышает содержание этой фракции органического вещества в европейских каштановых почвах (0,7 %) (Борисов, Ганжара, 2008). Выделенные фракции

ЛОВ были микроскопированы в отраженном свете. Исследованный материал представлен слабо- и среднеразложенными мелкими растительными остатками, преимущественно детритом корней (рисунок 7, а).

Таблица 7. Содержание в криоаридных почвах углерода и легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ)

	Разрез Бог-12		Разрез Ак-8			Разрез Ка-1			
	АК 0-15(25)	BPL 15(25)-34(38)	Ad (0-3)	АК (3-10)	BPL (10-40)	АКakl (0-1)	АК 2-12	BPL (12-25(35))	BCA (35-55)
ЛОВ, %	5,02	1,23	25,63	2,28	0,85	3,17	3,68	3,40	7,00
Сорг. (Тюрин), %	4,21	0,72	5,36	2,75	0,61	0,97	1,34	0,99	4,07
С сухое сжигание (%)	4,22	н\д	4,65	2,53	н\д	1,02	2,22	н\д	н\д
CaCO ₃ , %	0,00	0,00	0,00	0,00	н\д	5,23	20,80	18,39	30,07

Технически подходящая по весу для рассева на мелкие фракции навеска детрита криогумусового горизонта, оставшаяся после анализа на ЛОВ, оказалась только у образцов Ад в Ак-8 и АК в Бог-12. Выполненный рассев на фракции показал, что фракция 0,2–0,5 мм составляет 40% от массы детрита, также обильна фракция 0,1–0,2 мм (около 20 %), таким образом, основная масса детрита (более 60%) представлена размерностью от 100 до 500 мкм. Более крупная размерная фракция, 0,5мм-1мм, составляет около 25% от массы детрита, менее 15% приходится суммарно на фракции крупнее 1 мм и мельче 0,1 мм. При изучении под микроскопом горизонта АК исследуемых почв на мезо- и микроуровне характерная размерность среднеразложенных растительных остатков от 100 до 500 мкм подтверждается.

Обилие растительных остатков такой мелкой размерности может отчасти быть связано с криогенным дроблением, которое способно диспергировать частицы до размера средней и мелкой пыли (10–50 мкм) (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992; Van-Vliet Lanoe, Catherine, 2018). Установленный факт свидетельствует о том, мелкий слаборазложенный детрит размером 100–500 мкм, который практически невозможно отобрать при

удалении корешков, завышает значения, получаемые при анализе содержания органического углерода криоаридных почв. Низкий климатический потенциал (недостаток тепла и влаги) и, как следствие, невысокая биологическая активность, ограничивают скорость минерализации поступающих в почву растительных остатков, поэтому происходит их консервация, или «мумификация», как этот процесс вслед за Куминовой (1960) называл Волковинцер (1969), и сопутствующее криогенное дробление.

4.2. Горизонт BPL. Характерные признаки. Морфология, состав и генезис плёнок на скелетных зёрнах

4.2.1. Характерные признаки палево-метаморфического горизонта

На макроуровне горизонт BPL характеризуется палевой (буровато-желтой) окраской (2,5Y 6/3 в наиболее аридном и 10YR5/4 в среднем и наименее аридном членах ряда), непрочной призмовидно-блочно-ореховато-порошистой плохо оформленной структурой, наличием глинисто-пылеватых кутан на минеральных зернах (рисунок 11, *е*). На микроморфологическом уровне (приложение В, таблицы В 1.2, В 2.2, В 3.3) его специфическими чертами являются обилие (гумусово-)глинисто-пылеватых кутан на минеральных зернах (рисунок 11, *а, б, в, г, д-I*) (по сравнению с преимущественно гумусовыми в горизонте АК), наличие слабо- и среднеразложенных растительных остатков и зернистых микроагрегатов (приложение Г, рисунки Г.7, Г.8). Во всех BPL горизонтах в большей или меньшей степени выражена криогенная ооидная микроструктура (приложение Г, рисунки Г.7, Г.8, Г.9), но только в наименее аридном и наиболее тяжелом по гранулометрическому составу объекте она выражена четко: материал собран в хорошо оформленные, с довольно резкими границами, округлые пылевато-глинистые криогенные микроагрегаты, иногда с включением крупных песчаных минеральных зерен (рисунок 11, *а-II, б-II*).

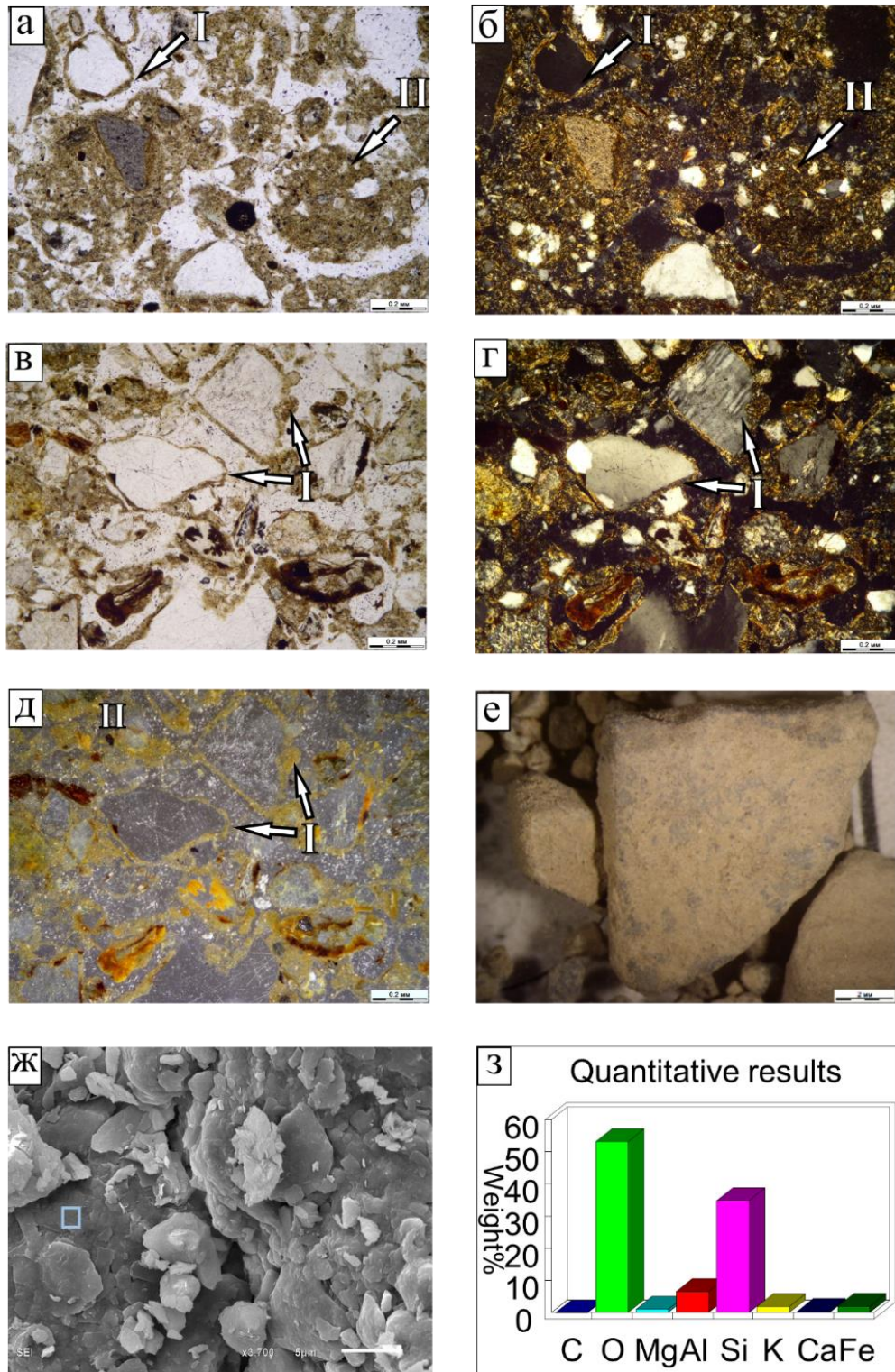


Рисунок 11. Строение горизонта BPL

а) Бог12: пылевато-глинистые кутаны на зернах (I), ооидные агрегаты (II), PPL; б) р.Бог12: пылевато-глинистые кутаны на зернах (I), ооидные агрегаты (II), XPL; в) р.Ак-8 пылевато-глинистые кутаны на зернах (I), PPL; г) р.Ак-8 пылевато-глинистые кутаны на зернах (I), XPL; д) р.Ак-8 пылевато-глинистые кутаны на зернах (I), агрегированный мелкозем с дисперсной пропиткой соединениями железа (II), в отраженном свете; е) глинисто-пылеватые кутаны на минеральных зернах, в отраженном свете; ж) субмикроморфологическое строение глинисто-пылевой кутаны; з) силикатный состав материала кутаны

Также в наименее аридном объекте биогенные ходы отмечены не только в АК, но и в BPL горизонте (приложение Г, рисунок Г.8).

Исследования шлифов в отраженном свете показывают, что весь материал горизонта ожелезнен (мелкозем пропитан дисперсными оксидами железа), также иногда наблюдается ожелезнённость скелетных зёрен по трещинам или другому рисунку выветривания (рисунок 11, д).

Проведенные микро- и субмикроморфологические исследования кутан на зернах гравия, песка, пыли и поверхностях агрегатов показали, что, как правило, эти пленки небогаты железом: в их рентгеновских спектрах обнаруживается железо, в количествах, близких к его содержанию в силикатной фазе (рисунок 11, д, е, ж, з), т.е. палевые пленки на поверхности минеральных зёрен глинисто-пылеватые, по характеру материала и его составу соответствуют материалу мелкозёма горизонта.

4.2.2. Морфология, состав и генезис палевых пленок на скелетных зёрнах

В Классификации почв России (Классификация..., 2004) отмечено, что палевая окраска горизонта BPL определяется «тонкими, тусклыми железистыми пленками на поверхности агрегатов и минеральных зерен».

В случае исследованных криоаридных почв уже на мезо-уровне при препарировании и скалывании материала плёнок на зернах скелета отчетливо видно, что мелкие скелетные зерна из горизонта BPL покрыты суглинистым (или глинисто-пылевым, «мелкозёмистым») материалом (рисунок 12, А). Проведенные дополнительные детальные микро- и субмикро-морфологические исследования пленок (кутан, покровов) на зернах гравия и песка и поверхностях агрегатов показали, что как правило эти пленки небогаты железом: не окрашены в яркие красноватые тона при наблюдении в отраженном свете (их светло-оранжевая краска идентична по цвету окраске основной массы), в их рентгеновских спектрах обнаруживается железо, в количествах, соответствующих его содержанию в силикатной фазе (рисунок 12, Г, Д, Е). Морфология пленок: двупреломление, красновато-желтые интерференционные

окраски в шлифах, флюидальный рисунок поверхности на субмикроморфологическом уровне, субпараллельная ориентации частиц, свидетельствует о том, что основу этих новообразований составляют глинистые минералы, а не оксиды железа (рисунок 12, *Б, В*). В отдельных случаях очень высоким может также быть содержание углерода (гумуса) (рисунок 12, *Г*), для которого характерны буроватые, иногда ярко бурые окраски при отсутствии красных тонов в отраженном свете. Тем не менее, в кутанах на поверхности зерен иногда отмечаются участки с высоким содержанием железа (рисунок 13, *Д*), на микроуровне изредка также можно увидеть точечные зоны, обогащенные соединениями железа, но такое обогащение кутан на зернах оксидами железа встречается нечасто. Как было отмечено в главе 2, в мелкоземе данного горизонта крайне мало содержание оксалатрастворимых форм железа (как правило, первые десятые, до 0,5%), содержание дитионит-цитраторастворимых форм составляет 1–1,8%. Получается, что содержание железа в материале пленок на зернах скелета в общем случае по всем морфологическим и аналитическим признакам соответствует содержанию железа в общем материале горизонта BPL; по морфосубстантивным характеристикам также можно заключить, что материал плёнок на скелетных зернах аналогичен материалу мелкозема горизонта.

Образование таких пленок можно объяснить процессом криогенной перегруппировки материала, который также ответственен за формирование в этом горизонте ооидных агрегатов. Иногда возможны смешанные случаи результата его действия, тогда сформированная мощная силикатная пленка вокруг минерального зерна вместе образуют подобие округлого ооидного агрегата или относительно мелкое скелетное зерно оказывается в итоге полностью включенным в крупный ооидный агрегат (приложение Г, рисунок Г-8).

Таким образом, можно заключить, что глинисто-пылеватые кутаны на зернах скелета, образованные в результате криогенной перегруппировки

материала, – характерный признак горизонта BPL. Характерная окраска палео-метаморфического определяется небольшим количеством минералов (гидр)оксидов железа, пропитывающих тонкодисперсное вещество глинисто-пылеватых пленок на минеральных зернах скелета.

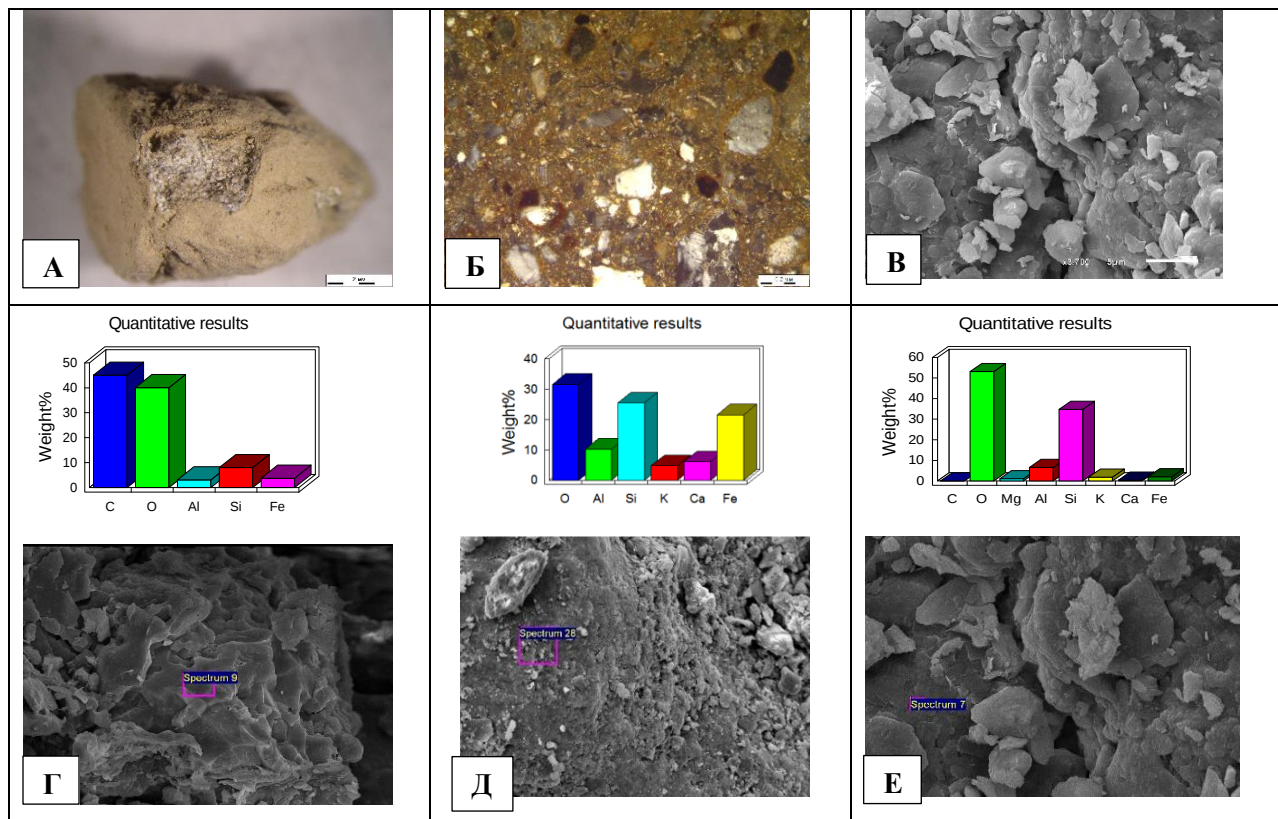


Рисунок 12. Строение горизонта BPL: Строение и состав пленок в горизонтах BPL

4.3. Горизонты BSAic. Особенности строения. Формы карбонатов.

Во всех исследованных почвах горизонты BSAic сильно щебнисты, яркой морфогенетической, диагностически значимой чертой этих горизонтов является наличие на поверхностях обломков многослойных карбонатных кутан различной морфологии. Карбонаты также могут присутствовать в форме пропиток (рисунок 13, *з-I*; приложение Г, рисунок Г-13), осколков кутан (приложение Г, рисунки Г-10, Г-12), локальных карбонатных цементаций (приложение Г, рисунок Г-10), заполнения трещин в обломках (рисунок 13, *ж-III*; приложение Г, рисунок Г-12), в ряде случаев наблюдается перекристаллизация верхнего слоя

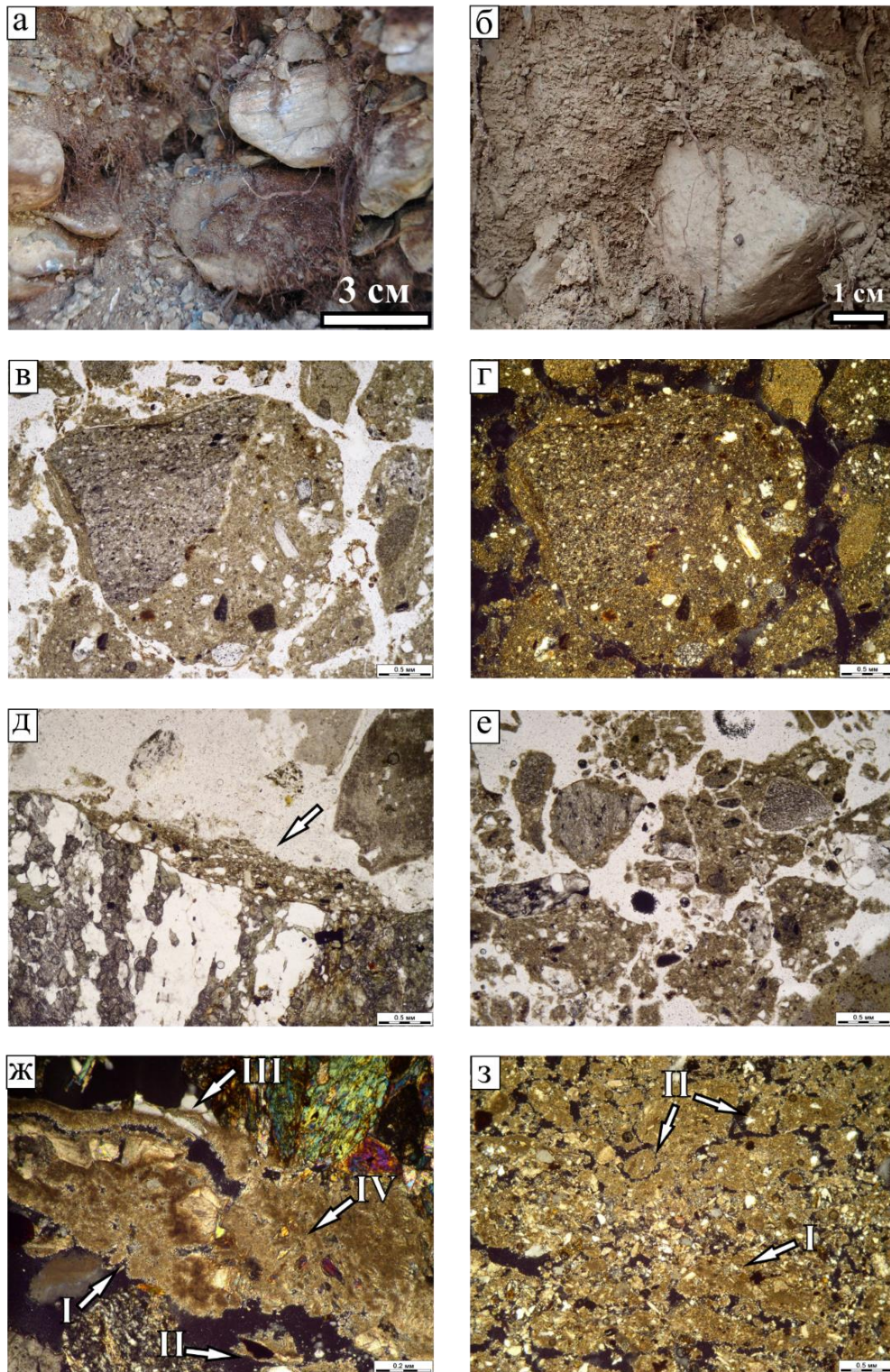


Рисунок 13. Особенности строения горизонтов BCAic криоаридных почв: а) отмерший корневой войлок в горизонте BCAic1; б) слоистато-крупитчатая структура, р.Бог12, в) р.Бог-12, BCAic1: криогенные ооидные агрегаты с включением дресвы, PPL; г) р.Бог-12, BCAic1: криогенные ооидные агрегаты с включением дресвы, XPL, д) глинисто-пылеватая кутана (silt capping) на верхней грани крупного минерального зерна, р.Ак-8, BCAic1, PPL; е) р.Бог-12, BCAic3: криогенное растрескивание агрегатов, PPL; ж) Ак-8, BCAic1: перекристаллизация верхнего слоя карбонатной кутаны (I), осколки карбонатной кутаны (II), кутана заходит в трещину обломка породы (III), в кутану включены частицы обломка породы (IV), XPL; з) Ка-1, BCAic3: сплошная карбонатная микрительная пропитка материала (I), ооидные микроагрегаты (II), XPL.

карбонатных кутан на щебне (рисунок 13, *ж-л*). Преимущественно на верхних гранях крупных минеральных зёрен присутствуют криогенные глинисто-пылевато-песчаные кутаны (шапки) (рисунок 13, *д*; приложение Г, рисунок Г-12). В наименее аридном члене ряда ввиду более тяжелого гранулометрического состава и меньшей щебнистости в аккумулятивно-карбонатных горизонтах на макроуровне наблюдается слоегато-крупитчатая структура («постшлировая текстура») (рисунок 13, *б*), на микроуровне наблюдаются крупные криогенные ооидные агрегаты (рисунок 13, *в, з, е*; приложение Г, рисунок Г-11), возможно проявление криогенного растрескивания микроагрегатов (рисунок 13, *е*; приложение Г, рисунок Г-11) и фрагментов пород. Детали микростроения аккумулятивно-карбонатных горизонтов исследованных почв приведены в приложении В, таблицы В.1.3-В1.5, В.2.3-В.2.7, В.3.4; приложении Г, рисунки Г.10-Г.13.

В первом аккумулятивно-карбонатном горизонте, где резко возрастает скелетность, во всех объектах наблюдается обильное скопление красновато-бурого отмершего корневого войлока на механическом барьере (рисунок 13, *а*). Радиоуглеродное датирование корневого войлока показало его современную активность, абсолютный возраст, рассчитанный программой Calib по активности, составляет около шестидесяти лет. Эти данные свидетельствуют в пользу низкой скорости минерализации органического вещества.

4.4. Общие черты и отличия в строении криоаридных почв ландшафтно-высотно-климатического ряда

Исследованные почвы имеют следующие общие черты строения (рисунки 14, 18). Криогумусовый горизонт характеризуется бурой окраской при полевой влажности (окраска по Манселлу: 10YR3/3 и 10 YR 5/4) и плохо оформленной структурой на макро-уровне, однако, на микро-уровне материал, напротив, хорошо оструктурен (Приложение Г, рисунки Г.1-Г.6). Палео-метаморфический горизонт характеризуется слабой оструктуренностью, буровато-палевой, палевой окраской за счёт окраски гумусово-глинисто-

пылеватых пленок на поверхностях минеральных зерен (Приложение Г, рисунки Г.7-Г.9). Горизонт ВСА1 во всех разрезах характеризуется обильным содержанием отмершего корневого войлока. Аккумулятивно-карбонатные горизонты содержат карбонаты как в основной массе (в виде пропиточных форм и осколков кутан), так и в виде кутан на щебне (Приложение Г, рисунок Г.10)



Рисунок 14. Общие черты криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда

Наименее аридный объект рассматриваемого ряда (рисунок 15; рисунок 18, а, г, ж) характеризуется наиболее мощным горизонтом АК (15(25) см) с более разнообразными и многочисленными биогенными признаками: мощной дерниной (8 см), более сложной структурной организацией, более высокой гумусированностью. Горизонты ВСА, в целом, более мелкоземистые в этом профиле, содержат тонкодисперсные пропиточные карбонаты, имеют сизоватую окраску, которая может быть литогенной, или связанной с надмерзлотным оглеением в прошлом.



Рисунок 15. Особенности строения наименее аридного объекта (разрез Бог-12)

Средний член ряда (рисунок 16; рисунок 18, б, д, з) отличается от двух других профилей наибольшим содержанием растительных остатков и лучше выраженной биогенной микрозернистостью в горизонте АК, связанной с деятельностью первичных разлагателей.

Самый аридный член ряда (рисунок 17; рисунок 18, в, е, и) с поверхности во всех горизонтах содержит карбонаты в форме пропитки и многослойных натёчных кутан на минеральных зёрнах. В верхней части профиля эта наиболее аридная почва отличается тонкослоистой пузырчатой корочкой с округлыми (газовыми) порами, округлыми комковатыми пылевато-гумусовыми агрегатами, глинистыми, глинисто-железистыми и пылевато-глинисто-гумусовыми кутанами как по осколкам карбонатных кутан, так и силикатным обломкам пород

и минералов, в некоторых случаях даже по среднеразложенным растительным остаткам. Гумусовый и палево-метаморфический горизонты здесь отличаются менее бурой, более светлой окраской, отчасти связанной с их карбонатностью.

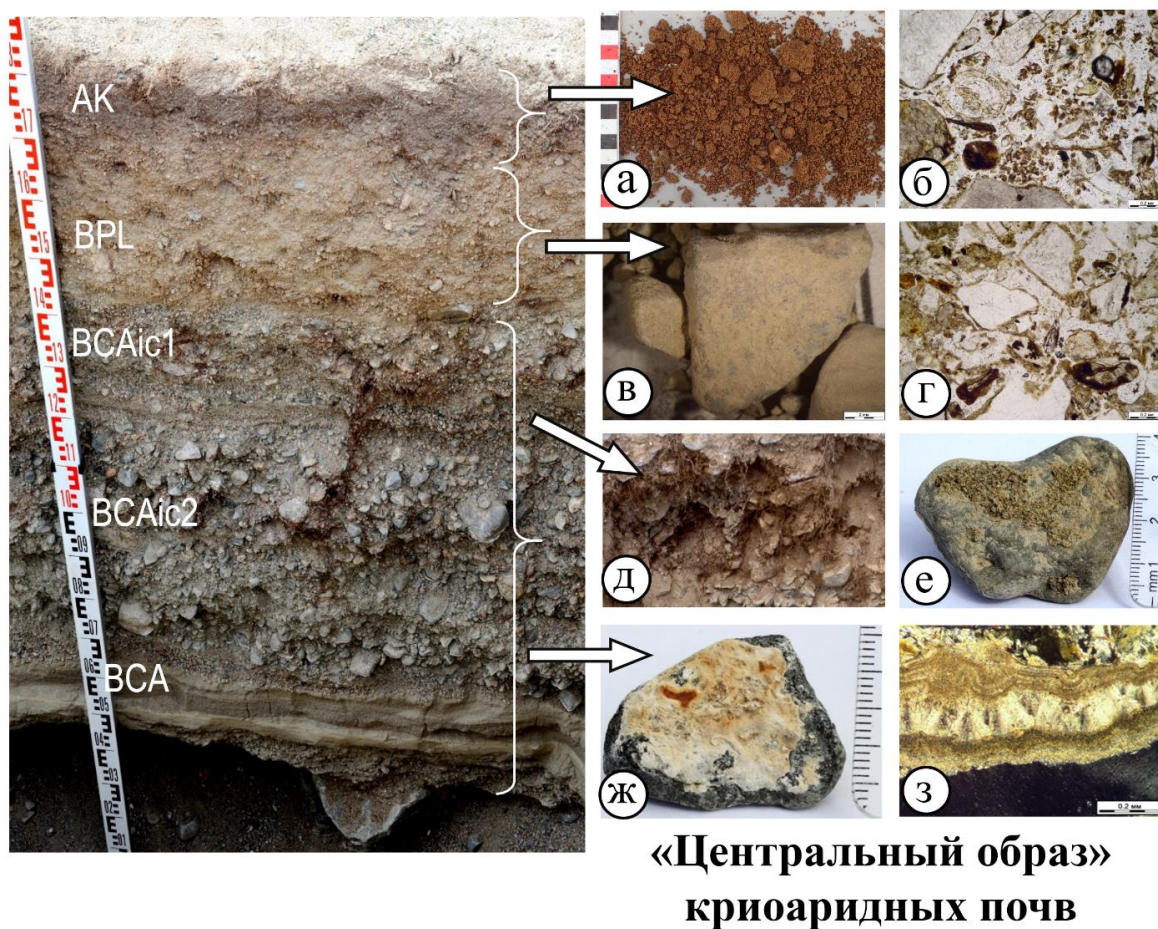


Рисунок 16. Особенности строения среднего члена ряда, «Центрального образа» криоаридных почв (разрез Ак-8): а) комковато-зернистая структура, (красновато-бурая) окраска горизонта АК; б) зернистая микроструктура и обилие растительных остатков в горизонте АК; в) глинисто-пылеватые пленки на скелетных зернах в горизонте BPL; г) глинисто-пылеватые пленки и округлые микроагрегаты в горизонте BPL; д) скопление отмершего крупного корневого войлока в верхней части BSAic1; е) силикатные (глинисто-пылевато-песчаные) кутаны (шапки) на верхних гранях обломков пород в горизонтах BSAic; ж) карбонатные и гумусовые кутаны на нижних гранях обломков пород в горизонтах BSAic; з) сложное многослойное микростроение кутан на жебне в горизонтах BSAic: плотные микротовые, микропаритовые, паритовые слои; рыхлые паритовые, пропитанные гумусом.



Особенности строения криоаридных почв в наиболее аридных условиях

Рисунок 17. Ключевые особенности строения криоаридной почвы в наиболее аридных условиях (разрез Ka-1)

4.5. Специфика строения криоаридных почв и вариативность строения внутри типа

В таблице 8 в обобщенном виде приведена морфогенетическая характеристика криоаридных почв. Здесь собраны признаки, которые встречаются во всех профилях ландшафтно-высотного ряда, и являются неотъемлемой чертой соответствующих генетических горизонтов криоаридных почв, а также признаки, которые определяются локальными факторами и встречаются только в одном из объектов: наименее или наиболее аридном члене ряда. Обилие каждого из признаков полуколичественно оценивалось на основании микроморфологических исследований. Процессная интерпретация наблюдаемых признаков также приведена в таблице 8, но обсуждается в главе 6,

§ 6.1 и § 6.2. Криогумусовые горизонты криоаридных почв характеризуются обилием мелких слабо- и среднеразложенных растительных остатков. Генетической особенностью криоаридных почв является хорошая микрооструктуренность при слабом развитии макроструктуры. В микроструктурной организации их верхних горизонтов сложным образом сочетаются зоогенные (мелкие комковато-зернистые) и криогенные (более крупные ооидные) элементы структуры. Микроморфологические исследования выявили сравнительное обилие биогенных признаков в верхней части профиля этих почв: каналовидных пор и пор-камер, скоплений копролитов в порах, а также относительно хорошую их оструктуренность на микроуровне, в частности, наличие зон с копрогенной микроструктурой. В горизонте АК микрозернистая структура выражена лучше, чем в горизонте BPL, однако даже в горизонтах BSAic местами наблюдаются скопления микрозернистых («грануловидных», овальных) глинисто-гумусовых копрогенных агрегатов. Зоогенные микропризнаки лучше всего выражены и наиболее обильны в почве наименее аридного местообитания, на наибольшей абсолютной высоте (долина р. Богуты), в наименьшей степени они проявляются в почве самого аридного, низкого местообитания (Чуйская котловина). Выраженность криогенных признаков, в частности, крупных ооидных микроагрегатов 200–500 мкм, тем лучше, чем тяжелее гранулометрический состав почв и, соответственно, лучше водоудерживающая способность криоаридных почв. Для средних и нижних горизонтов супесчано-суглинистых криоаридных почв также характерны постшлировые текстуры и рассыпчатая угловато-крупитчатая структура. Еще один повсеместно распространенный ранее не отмечавшийся в криоаридных почвах признак – пылеватые и пылевато-глинистые пленки, покрывающие грани скелетного материала, хорошо ориентированные глинистые пылевато-глинистые кутаны диагностируются и на микроуровне на зернах скелета и криогенных агрегатах, на макро-уровне на верхних гранях обломков наблюдаются глинисто-пылевато-песчаные кутаны (*silt cappings*).

Таблица 8. Морфогенетическая характеристика горизонтов криоаридных почв.

Условные обозначения: Встречаемость и обилие признака: ■■■ – много, ■■ – средне, ■ – мало, ‘-’ – не обнаружен. Наименование процесса по системам: (Э) – (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992); (Р) – (Розанов, 1983); (С) – процесс специфичен/ не описан в системах.

АК - Криогумусовый горизонт криоаридных почв				
Признаки	Встречаемость и обилие признака			Интерпретация
	Бог-12	Ак-8	Ка-1	
Общие диагностические признаки				
Микрозернистые (овальные, «грануловидные») агрегаты 25-50 мкм	■ ■	■ ■ ■	■	Биогенное микрооструктурирование
Слабо- и средне-разложенные растительные остатки	■ ■	■ ■ ■	■	Процесс поступления и трансформации органических остатков (Э). Медленное гумусообразование с предв. криогенным дроблением и «консервацией» раст.остатков (С).
Гумусовые кутаны на обломках	■ ■	■ ■	■ ■	Локальное перераспределение гумуса (С)
Глинисто-пылеватые кутаны на обломках и растительных остатках; слабооформленные мелкие ооидные агрегаты	■ ■	■ ■	■ ■	Современный процесс криогенной перегруппировки пылевато-глинистого вещества (С)
Круглые (ооидные) микроагрегаты 0,2 мм	■ ■	■	■	Криогенная перегруппировка частиц
Признаки, обусловленные локальными условиями				
ак1: слоисто-пузырчатая корка над АК	-	-	■ ■	Корокообразование (Р): образование корки в аридных условиях
Окарбоначенные растительные остатки	-	-	■ ■	Современный процесс перераспределения карбонатов (С)
Копрогенные агрегаты 0,5-1 мм	■ ■	-	-	Повышенная биологическая активность в наименее аридных условиях
Ожелезненные растительные остатки			■ ■	Современный процесс перераспределения соединений железа в зонах локального переувлажнения и последующего иссушения (С)
Карбонатные кутаны на обломках	-	-	■ ■ ■	Стадийные палеопроцессы гидрогенной и иллювиальной аккумуляции карбонатов (С)

Таблица 8 (продолжение)

Признаки	Бог12	Ак-8	Ка-1	Интерпретация
ВРЛ - Палео-метаморфический горизонт криоаридных почв				
Общие диагностические признаки				
Глинисто-пылеватые кутаны на обломках	■■■	■■■	■■■	Процесс криогенной перегруппировки пылевато-глинистого вещества (С)
Слабо- и средне-разложенные растительные остатки	■	■	■	Криогенное дробление и «консервация» растительных остатков (С)
Глинисто-гумусовые зернистые микроагрегаты	■■	■■■	■	Оструктурирование (Р): Биогенное микрооструктурирование
Слабая оформленность макроструктуры	■■■	■■■	■■■	Слабая выраженность процесса макрооструктурирования
Круглые (ооидные) микроагрегаты 0,2 мм	■■■	■	■	Криогенная перегруппировка частиц (в субстрате относ.тяжелого гран.состава)
Признаки, обусловленные локальными условиями				
Карбонатные кутаны на обломках	-	-	■■■	Стадийные палеопроцессы гидрогенной и иллювиальной аккумуляции карбонатов (С)
ВСаіс - Аккумулятивно-карбонатные горизонты криоаридных почв				
Общие диагностические признаки				
Многослойные карбонатные кутаны	■■	■■	■■■	Стадийные палеопроцессы гидрогенной и иллювиальной аккумуляции карбонатов (С)
Гумусовые кутаны на нижних гранях обломков	■	■■■	■■	Процесс Al-Fe-гумусового иллювиирования (Э) в прошлом
Глинисто-пылевато-песчаные кутаны на верхних гранях обломков	■■■	■■■	■■■	Процесс криогенной перегруппировки материала горизонта (С)
Локальные скопления карбонатной пропитки	■	■	■■■	Криогенное перераспределение иллювиированных карбонатов (С)
Скопление корневого войлока в ВСаіс1	■■■	■■■	■■■	Аккумуляция корневого детрита при литологич. смене материала на сильнощебнистый (С)
Признаки, обусловленные локальными условиями				
Округлые микроагрегаты 1 мм	■■	-	-	Криогенная перегруппировка частиц (в субстрате относ.тяжелого гран.состава) (С)
Локальные карбонатные цементации		■	■■	Процесс карбонатной сегрегации и цементации (Э)

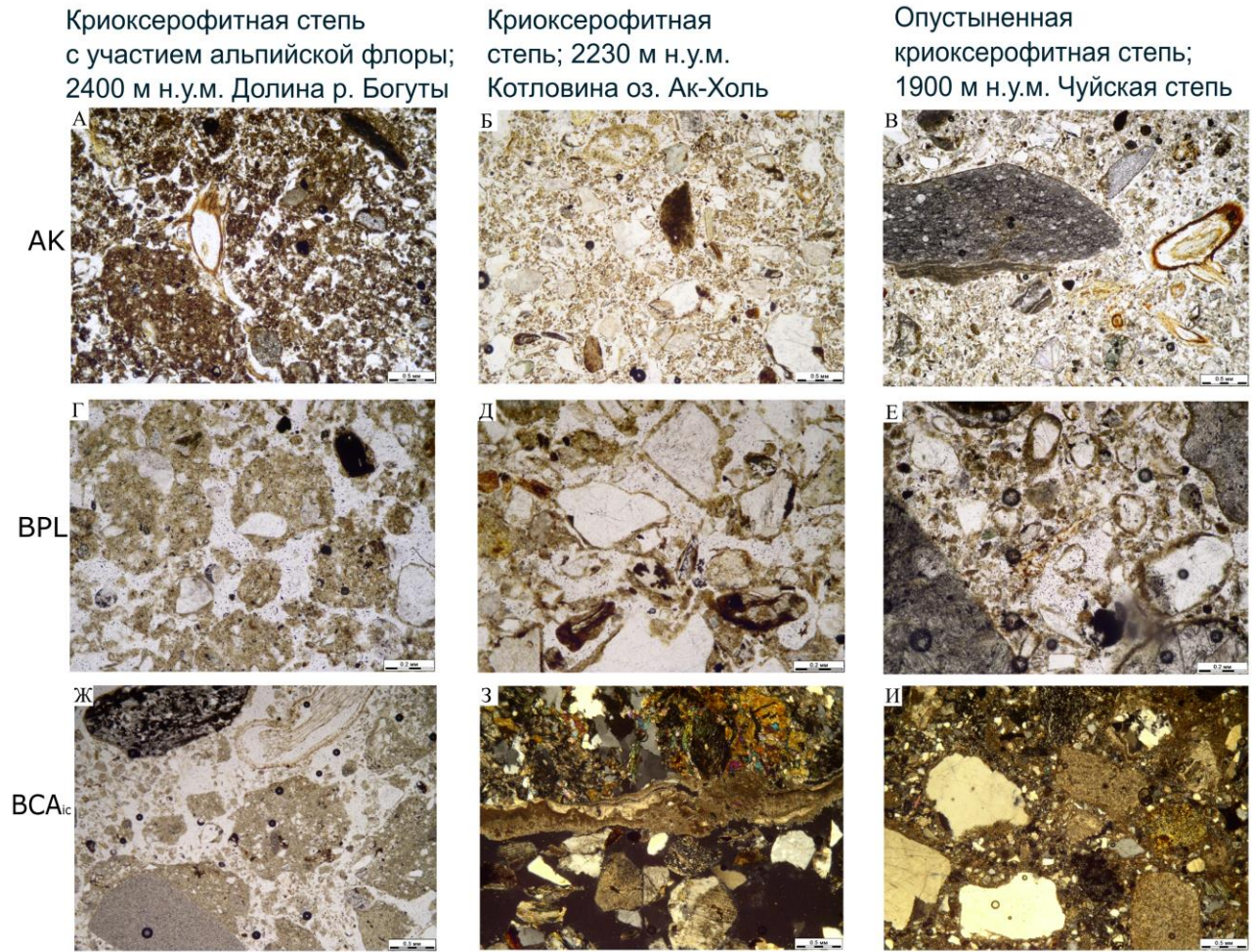


Рисунок 18. Основные детали микростроения криоаридных почв

Экстремальные литологические условия (обломочный материал до 90 % горизонта) обуславливают приуроченность новообразований в профиле криоаридных почв к поверхностям обломков пород, в итоге основным типом новообразований и ключевым блоком памяти криоаридных почв являются кутаны на щебне, подробно их морфология, состав и профильное распределения рассмотрены в следующей главе.

ГЛАВА 5. КУТАННЫЙ КОМПЛЕКС КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ³

5.1. Морфологические типы кутан и их строение

Криоаридные почвы можно отнести к мультифакторно экстремальным почвам с дефицитом ресурса (Горячкин, Мергелов, Таргульян 2019): наряду с недостатком ресурсов тепла и влаги (климаэкстремальность) их можно рассматривать и как литоэкстремальные, т.к. в большинстве случаев они характеризуются высокой скелетностью и низким содержанием мелкозёма от 50–75 % в верхней до 5–20 % в нижней части профиля. Это обуславливает ряд особенностей функционирования почв и проявления в них процессов почвообразования, в частности, приуроченность наиболее ярких и специфических признаков педогенеза к поверхностям обломков. Последнее обстоятельство определяет основной тип новообразований в данных почвах – многослойные кутаны на щебне.

Полевые макроморфологические исследования и последующий анализ на мезо-, микро- и субмикроуровне кутанного комплекса трех профилей криоаридных почв, образующих ландшафтно-высотный ряд, позволили выделить набор из шести морфо-субстантивных типов кутан на щебне, единый для всех исследованных профилей. В рамках каждого морфологического типа выделены подтипы по вариациям окраски, форм кристаллов, плотности сложения, характера залегания слоев. Исследуемые кутаны криоаридных почв имеют сложную иерархическую организацию: наиболее информативные в интерпретационном плане мезо- и микроуровни имеют разный набор

³ При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1) Bronnikova M. A., Konopliyanikova Y. V., Agatova A. R., Zazovskaya E. P., Lebedeva M. P., Turova I. V., Nepop R. K., Shorkunov I. G., Cherkinsky A. E. Coatings in cryoaridic soils and other records of landscape and climate changes in the Ak-Khol lake basin (Tyva) // Eurasian Soil Science. – 2017. – V. 50. – №2. – P. 142–157. – DOI: 10.1134/S1064229317020016 (Impact factor JCR 2020: 1,369). Общий объем публикации – 1,5 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 70%.

Также при подготовке данной главы диссертации использованы публикации автора в материалах конференций, приведенные на с. 199–201 (работы № 6, 7, 8, 9, 14, 17, 18, 19)

признаков, характеризующих морфологическое строение определенного типа кутан. На мезоуровне можно говорить о характере залегания морфотипа на обломке, окраске, текстуре поверхности, плотности упаковки частиц, пористости, трещиноватости, включениях. На микроуровне может быть обнаружено, что рассматриваемый морфотип состоит из принципиально разных подслоев, основными показателями при описании которых являются характер залегания, толщина прослоев, размер частиц (кристаллов), плотность упаковки частиц, форма и ориентация кристаллов, окраска в параллельных николях, агрегированность, пористость, характер включений. Отдельной непростой задачей является последующее сопоставление соответствующих микро- и мезо-признаков и выделение совокупных морфотипов с характерным строением.

При интерпретации информации, полученной на основе изучения морфологии кутан криоаридных почв как носителей почвенной памяти важно учитывать их иерархическую структурную организацию: на разных уровнях организации записана информация с разной степенью детализации смены условий и процессов. Так, микроуровень характеризуется высокой детализацией и отражает записанную даже незначительную частую смену условий осаждения материала кутан; мезоуровень не даёт возможности уловить такие небольшие изменения (материал морфотипов кутан на мезоуровне выглядит, как правило, однородным), однако отражает общий совокупный характер климатических условий и соответствующие им морфологические параметры.

В нашем случае кутаны нам предоставляют хорошую возможность прочтения стадий отложения материала и возможных условий их осуществления, поскольку «палимпсестовое» стирание в данном случае представлено лишь локальным проявлением перекристаллизации, а современные почвенные процессы криоаридных почв практически не нарушают организацию кутан на мезо- и микроуровне.

Однако крайне высокое пространственное разрешение памяти и записи при отложении кутан на поверхности обломка позволяет нам судить лишь

об условиях, характерных для данной конкретной точки (даже «конкретного камня»), и лишь наличие закономерных повторностей в составе и внутренней организации кутан на примере большой статистической выборки позволяет нам судить о характеристиках региональных условий во время отложения данного материала, образующего определенный морфотип и микрослой кутан.

Единая типология кутан для всех рассмотренных криоаридных почв включает следующие морфотипы: силикатный (состоит из песчаных и гравелистых силикатных зерен с участием пыли и глины), гумусовый бескарбонатный; гумусовый, пропитывающий нижележащий карбонатный слой, и карбонатные, разделяющиеся по размерам частиц (кристаллов)⁴ и плотности их упаковки на микритовые рыхлые (состоят из мелких частиц кальцита < 4 мкм), микритово-микроспаритовые плотные (состоят из переслоев мелких (< 4 мкм) и средних (4–50 мкм) кристаллов), (микро)спаритовые плотные (состоят из крупных сростков кристаллов около 50 мкм). Выделенные типы и соответствующие подтипы кутан криоаридных почв сгруппированы в таблице 9. Гумусовые кутаны имеют красновато-бурую окраску, карбонатные микритовые рыхлые – белую, карбонатные (кремний-карбонатные) микритово-микроспаритовые плотные могут иметь желтую, оранжевую и коричневую окраски, карбонатные спаритовые плотные – прозрачны.

На рисунке 19 показано характерное строение выделенных морфологических типов кутан криоаридных почв на мезо-, микро- и субмикроморфологическом уровне организации, которое более подробно обсуждается в следующих разделах работы.

⁴ При разделении форм кальцита по размеру зерен в отечественной литературе принято выделять микрит (зерна менее 4 мкм), микроспарит (кристаллы от 4 до 50 мкм) и спарит (кристаллы более 50 мкм) (Парфенова, Ярилова, 1985). В зарубежной литературе граница между микроспаритом и спаритом проходит через 20 мкм (Stoops, 2003). В настоящей работе использована отечественная шкала.

Таблица 9. Единая типология кутан криоаридных почв.

Тип	Мезоподтипы	Микроподтипы
1. Силикатный	1.1. Si-бескарбонатный 1.2. Si в карбонатном цементе	1-а. Si-бескарбонатный 1-б. Si в карбонатном цементе
2. Гумусовый бескарбонатный	2.1. Красно-бурый	2-а. Гумусовый с незначительными скелетными включениями
3. Гумусовый, пропитывающий карбонатный	3.1. Почти чёрный 3.2. Красно-бурый 3.3. Светло-бурый	3-а. Залегающий пятнами 3-б. Агрегированный
4. Карбонатный микритовый* рыхлый	4.1. Рыхлый белый	4-а. Бурый среднеплотный, 4-б. Бледно-бурый к прозрачному рыхлый
5. Карбонатный, микропаритово*-микритовый плотный	5.1 Белый 5.2 Жёлтый 5.3 Бурый (коричневый) 5.4 Оранжевый	5-а. Серо-бурый микритовый 5-б. Белый, желтоватый, буроватый микропаритовый
6. Карбонатный паритовый* плотный	6.1 Белый(прозрачный) кристаллический	6-а. со столбчато-ромбовидными сростками игольчатых кристаллов 6-б. с зубовидными сростками вытянутых кристаллов 6-с. игольчато-лучистая форма с разносторонне наклонными кристаллами (отмечен только для наиболее аридного объекта)

Строение выделенных автором морфологических типов кутан, описанное в пунктах 4.1.1–4.1.5, опубликовано в статье (Бронникова, Конопляникова и др, 2017) и материалах конференций (Конопляникова и др., 2015, Конопляникова и др, 2016, Конопляникова и др, 2017). Сводная таблица деталей строения выделенных морфотипов кутан приведена в Приложении Е.

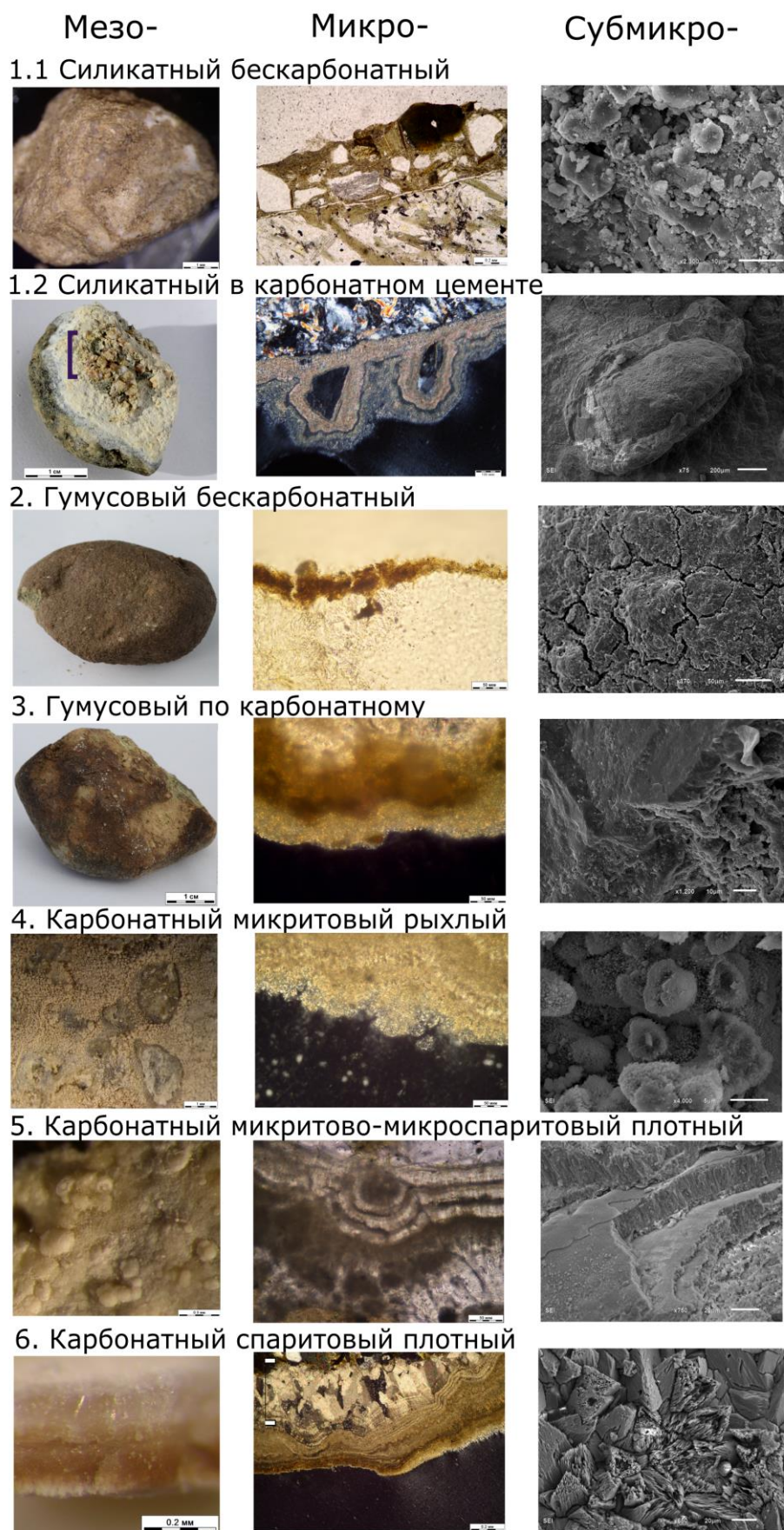


Рисунок 19. Выделенные морфотипы кутан криоаридных почв. Строение на мезо-, микро- и субмикроморфологическом уровне организации.

5.1.1. Силикатные кутаны

Силикатный морфотип (I) по содержанию карбонатов делится на два подморфотипа: силикатный бескарбонатный (Ia) (рисунок 21, *б-I*) и силикатный, пропитанный карбонатным цементом (Ib) (рисунок 20, *а-I*). Первый располагается на верхних гранях обломков во всех горизонтах профиля, второй – на нижних гранях в серии горизонтов ВСАіс. Окраска силикатных кутан определяется окраской мелкозема вмещающего горизонта, она буровато-серая, светлая буровато-серая при дневном свете, бурая – в проходящем свете в шлифах. Бескарбонатный подморфотип состоит из смеси тонкодисперсного глинисто-пылеватого вещества, с кварц-силикатным скелетным материалом: крупнопылеватыми, песчаными, иногда даже гравелистыми частицами, часто с примесью органического вещества. Карбонатный подморфотип представляет собой частицы скелета, обрамленные карбонатными кутанами, или полностью погруженные в карбонатный цемент, наиболее часто приурочены к карбонатному микритово-микроспаритовому плотному морфотипу (рисунок 22, *б*; приложение Д, рисунок Д.2).

5.1.2. Гумусовые кутаны

Гумусовый бескарбонатный морфотип (II), (рисунок 21, *а-II*), встречается в горизонтах АК и ВРL (до глубины 40 см), как на верхних, так и на нижних гранях. Может полностью покрывать всю поверхность обломка. Имеет при дневном свете красновато-бурую окраску (5 YR 3/3), в тонких шлифах, проходящем поляризованном свете, окраска варьирует от тёмно-бурой (до практически чёрной) до полупрозрачной бледно-жёлтой, при введении анализатора кутаны этого морфотипа изотропны. Морфотип представлен тонкими кутанами из органического вещества, часто с участием оксидов железа. Данные по составу этого типа кутан получены при исследовании шлифов в отраженном свете (красный тон в окраске), при изучении кутан под электронным микроскопом с использованием рентгеновского микроанализатора, из единичных определений состава кутан методом вторично-

ионной масспектрометрии, а также исследованиями состава стандартными методами в препарированных образцах (органический углерод методом Тюринга в модификации Никитина, железо в вытяжке Тамма). Данные по содержанию органического углерода и соединений железа приведены в § 5.2. В гумусовых кутанах часто присутствует силикатный материал.

Гумусовый по карбонатному морфотип (III) (рисунок 20, *б-III*, *е-III*; рисунок 21, *в-III*, *г-III*, *д-III*, *е-III*; приложение Д, рисунок Д.1), встречается, начиная с нижней части горизонта BPL, где появляются первые карбонатные кутаны, и располагается пятнами на нижних гранях обломков, пропитывая нижележащий слой карбонатной кутаны. Гумусовый морфотип по карбонатному, как правило, занимает небольшой процент от видимой поверхности кутаны (10–20 %), но иногда площадь покрытия достигает 90 %. Гумусовая пропитка, как правило, приурочена к слоям микритового рыхлого морфотипа карбонатных кутан. То есть гумусовый морфотип в сложных слоистых карбонатных кутанах, фактически, представляет собой гумусовую субкутану (по терминологии Brewer, 1964) по подстилающим карбонатным слоям. Окраска нативных кутан при дневном свете может быть различной: почти чёрной (2,5 YR 2/1), красно-бурой (5(7,5) YR 5(4)/4) и светло-бурой (10 YR 6/4). Гумусовые кутаны по карбонатным, в свою очередь, на мезоморфоогическом уровне подразделяются по характеру поверхности. Одни имеют матовую, шероховатую поверхность (фактически, сохраняющую рельеф рыхлого микритового слоя, пропитанного гумусовыми растворами); другие, колломорфного облика, имеют глянцевую поверхность, со стеклянным блеском и флюидальным рисунком. Возможно, первые – результат «инситного» гумусонакопления за счет материала разлагающихся корней, а вторые – атрибут Al-Fe-гумусового процесса. Как показали определения содержания гумуса в препарированных образцах, интенсивность бурых тонов в окраске зависит от содержания органического углерода и варьирует от 1 до 3 %. В шлифах, в проходящем свете окраска этого морфотипа бурая различной интенсивности, в отраженном свете – в той или иной

степени выражены красные тона, что связано с присутствием оксидов железа. Содержание последних, согласно данным микроанализа, существенно варьирует, но может быть довольно значительным (до 8 %). На субмикроморфологическом уровне организации для гумусового морфотипа характерна гладкая или слабошероховатая поверхность, микрослоистость, полигональное растрескивание (рисунок 22, *а*; приложение Д, рисунок Д.1).

5.1.3. Карбонатные спаритовые плотные кутаны

Карбонатный спаритовый плотный морфотип (VI) (рисунок 20, *д-VI*), встречается во всех горизонтах ВСА_{ис}, на нижних гранях обломков. При дневном свете этот морфотип прозрачно-белый (2,5Y 8/1), в шлифах – бесцветный (прозрачный). На микроуровне выделяются два подморфотипа: карбонатный спаритовый плотный со столбчато-ромбовидными кристаллами (VIa) и карбонатный спаритовый плотный с зубовидными кристаллами (VIb). Карбонатный спаритовый плотный подморфотип со столбчато-ромбовидными сростками кристаллов залегает толстым непрерывным плотным слоем, прилегающим к породе. Сложен плотно упакованными, прозрачными столбчато-ромбовидными сростками кристаллов спарита, имеющими размер 100–200 мкм, субвертикально ориентированными относительно поверхности щебня (рисунок 21, *в-VIa*; рисунок 22, *в*). Большинство кристаллов в скрещенных николях имеют индивидуальное погасание. Небольшие участки слитные, тогда совокупного погасания нет. Иногда кристаллы располагаются в два слоя друг над другом. Включений нет. На субмикроморфологическом уровне видно, что ромбовидные крупные сростки кристаллов сложены более мелкими узкими игольчатыми кристаллами (приложение Д, рисунок Д.3). Карбонатный спаритовый плотный подморфотип с зубовидными сростками кристаллов (VIb) закономерно залегает поверх карбонатного микроспаритово-микритового плотного морфотипа (находится в средней части сложных кутан). Сложен прозрачными зубовидными сростками кристаллов с «лучистой» текстурой, образованной веерообразно ориентированными вытянутыми кристаллами, размером зерен 50–230 мкм,

имеющими субвертикальную ориентацию к поверхности щебня (рисунок 21, *e-VIb*; рисунок 22, *г*; приложение Д, рисунок Д.5).

5.1.4. Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные кутаны

Карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (*V*), (рисунок 20, *в-V*, *г-V*, *д-V*; рисунок 21, *в-V*, *г-V*, *е-V*; рисунок 22, *е*) встречается во всей карбонат-содержащей толще, располагается на нижних гранях обломков. Как правило, данный морфотип непосредственно прилегает к породе, залегая плотным слоем. Этот морфотип обнаруживает очень высокую твердость: отделить его от нижележащего материала можно только сошлифовкой бором с алмазным покрытием. На мезо-уровне подтипы данного морфотипа отличаются только окраской, а по строению выглядят очень похожими друг на друга. На микроуровне для этого морфотипа характерна очень плотная упаковка частиц и микрослоистость: чередование микритовых и микроспаритовых прослоев с очень тонкими (от ≤ 5 до 10–20 мкм) изотропными при введенном анализаторе предположительно опаловыми микропрослоями (рисунок 21, *г-V*). Окраска при дневном свете может быть различной: белой (2,5Y 8/2), желтой (2,5Y 7/8), бурой (5YR 5/8), иногда бывает оранжевой (выделены соответствующие мезоподморфотипы), в шлифах в проходящем свете – окраска может быть серая, желтовато-серая, серо-бурая (микритовые прослой), микроспаритовые прослой бывают бесцветными (прозрачными). Поверхность гладкая, блестящая, часто с характерным почковидным рельефом: размер почек 0,1–1 мм, плотность – до 30 шт. на см² (рисунок 20, *в*). Выделено два микроподморфотипа: плотный микритовый и микроспаритовый с тонкими прослоями микрита. В микроспаритовых прослоях кристаллы столбчатой формы, располагаются преимущественно субвертикально, веерообразно вокруг почковидных неровностей нижележащего микритового прослоя. На субмикроморфологическом уровне организации карбонатный микритово-микроспаритовый плотный морфотип представляет собой чередование плотноупакованных микритовых прослоев с микроспаритовыми со столбчатой

формой кристаллов размером от 5 до 20 мкм (рисунок 23, *е*; приложение Д, рисунок Д.4.).

Высокая твердость и прочность кутан этого морфотипа, а также наличие в нем почти изотропных прослоев позволили предполагать участие в его составе аморфных и слабоокристаллизованных форм кремнезема (халцедона и/или опала). Данные микроанализа подтвердили это предположение (см. § 5.2 «Состав кутан»).

5.1.5. Карбонатные микритовые рыхлые кутаны

Карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) (рисунок 20, *а-IV*, *б-IV*, *г-IV*, *д-IV*, *е-IV*) встречается во всей карбонат-содержащей толще: начиная с нижней части горизонта BPL (с глубины 40 см), вплоть до самого нижнего горизонта VIBCAic6. Залегает на нижних гранях обломков, как правило, поверх остальных карбонатных морфотипов. В случае их отсутствия может прилегать непосредственно к породе. Окраска варьирует от чисто белого (10Y8/1), без гумусовой пропитки, иногда залегающего поверх гумусового морфотипа III, пропитывающего нижележащие карбонатные слои, до светло кремового, слегка гумусированного (10YR8/2). Иногда присутствуют включения силикатных зерен. Поверхность этого морфотипа землистая (рисунок 20, *г-IV*; рисунок 21, *г-IV*). Выделено два подморфотипа: более плотно упакованный бурый микритовый (рисунок 21, *в-IV*, *г-IV*, *д-IV*, *е-IV* – «нижняя» часть IV морфотипа) и рыхлый светлый желтовато-бурый, или прозрачный микритовый с небольшим количеством кристаллов микропарита, часто игольчатой формы, обычно приуроченный к самому верхнему микрослою кутан (рисунок 21, *в-IVb*, *г-IVb*, *д-IVb*) – «верхняя», более молодая, часть IV морфотипа. На субмикроморфологическом уровне организации карбонатный микритово-микропаритовый рыхлый морфотип сложен рыхло упакованными сферическими частичками (комочками) 2–4 мкм с шершавыми краями (рисунок 22, *д*; приложение Д, рисунок Д.6), комочки между собой могут образовывать микроагрегаты.

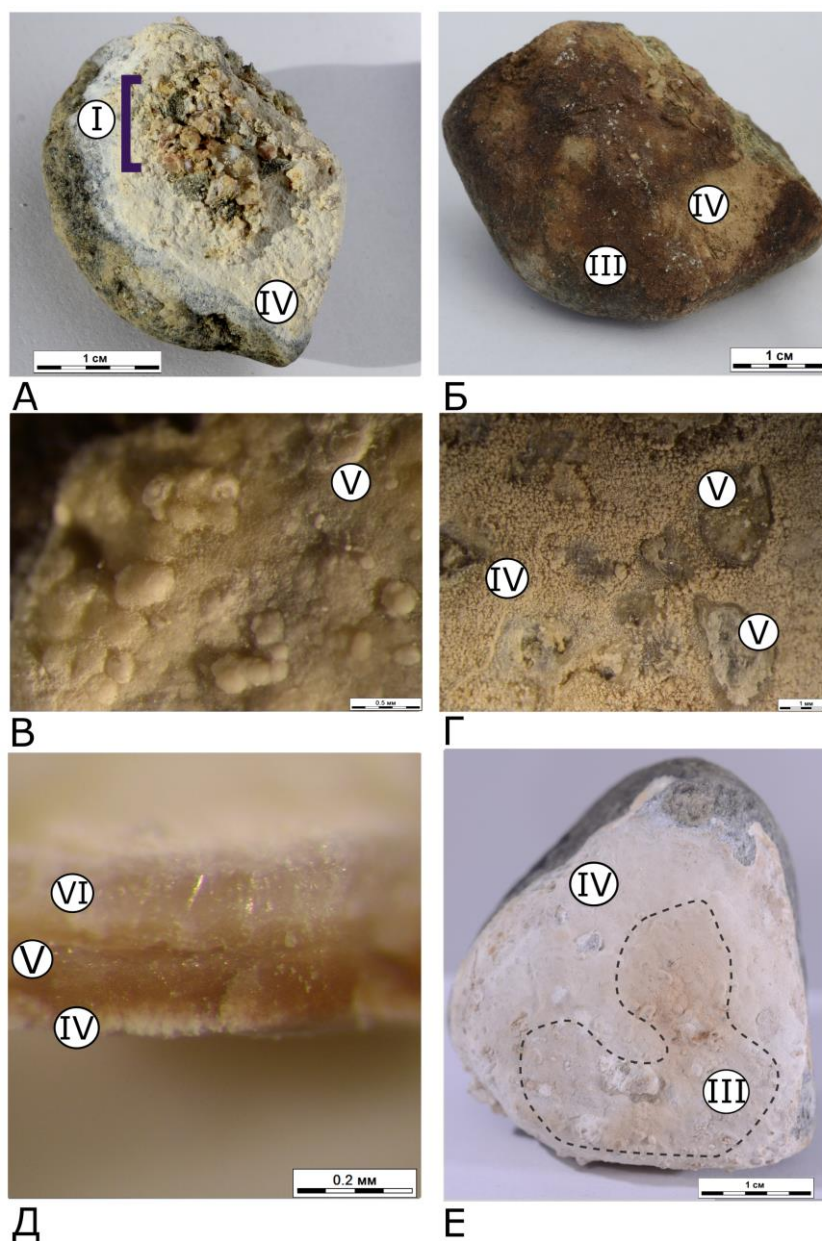


Рисунок 20. Разнообразие морфотипов кутан криоаридных почв: мезоморфологическое строение: А – силикатный морфотип (I) в цементе карбонатного микритового рыхлого (IV); Б – гумусовый морфотип (III) по карбонатному микритовому рыхлому (IV); В – карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V) с характерными микропочками; Г – карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с агрегацией частиц в микрокомочки, залегающий поверх карбонатного микроспаритово-микритового плотного (V) (последний виден за счет отколотых силикатных зёрен); Д – скол карбонатной кутаны: карбонатный спаритовый плотный морфотип с прозрачными столбчатыми кристаллами (VI), карбонатный микритово-микроспаритовый плотный морфотип (V), карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV); Е – гумусовый морфотип (III) по карбонатному микритовому рыхлому (IV)

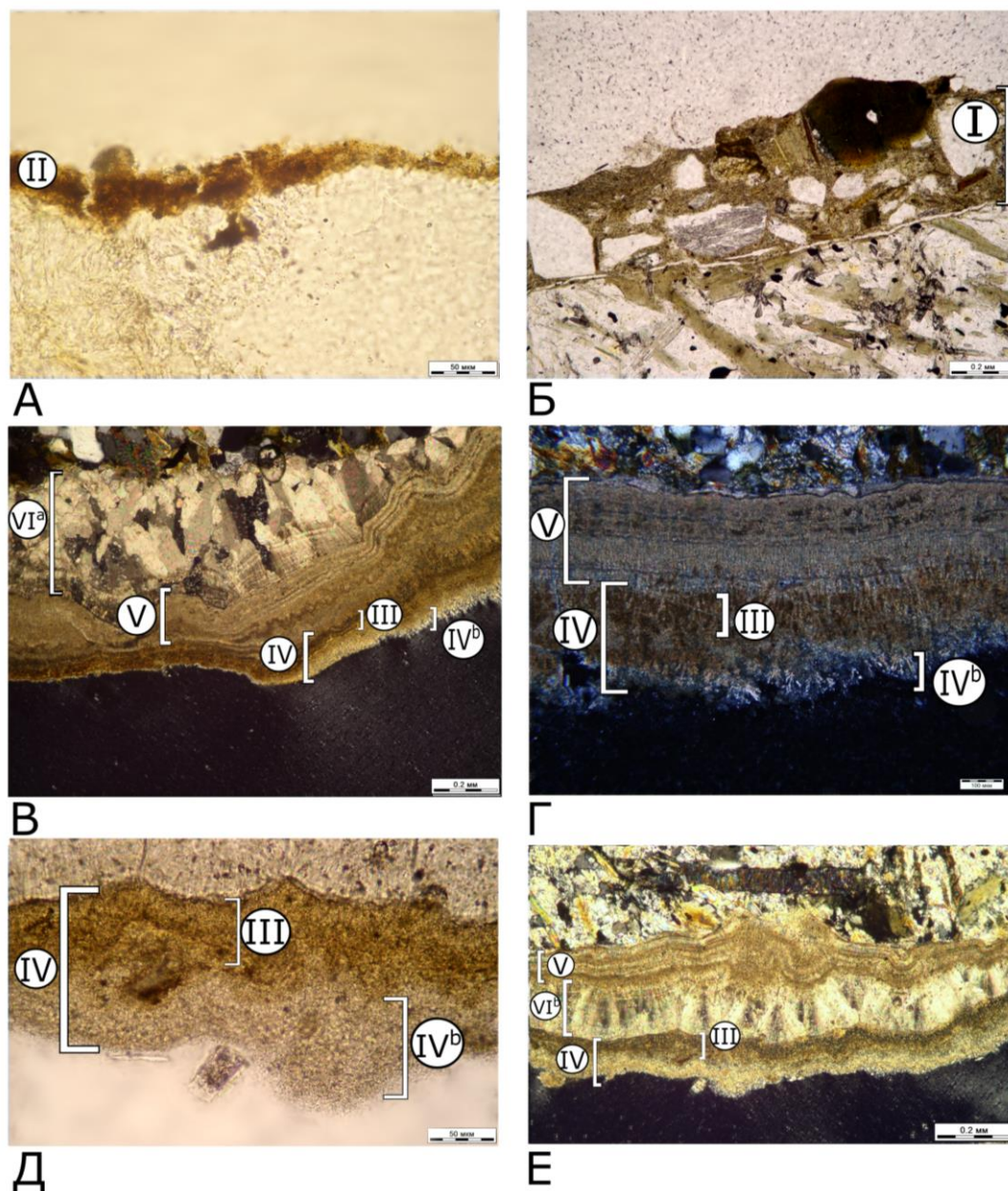


Рисунок 21. Разнообразие морфотипов кутан криоаридных почв: микроморфологическое строение. А – гумусовый бескарбонатный морфотип (II); Б – силикатный бескарбонатный морфотип (I); В – сложная многослойная кутана: карбонатный спаритовый плотный морфотип (VIa), подморфотип со столбчато-ромбовидными сростками кристаллов, карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V) с характерной микрослоистостью, карбонатный микритовый рыхлый (IV) с прокрашенным прослоем гумусового по карбонатному (III) и верхним микритово-микроспаритовым микрослоем с более крупными, игольчатыми, более рыхло упакованными кристаллами (IVb); Г – сложная многослойная кутана: карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V), карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропитывающими тёмными пятнами гумусового по карбонатному (III) и верхним микритовым микрослоем с более крупными, веерообразно сложенными игольчатыми, более рыхло упакованными кристаллами (IVb); Д – сложная многослойная кутана: карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропиткой гумусового по карбонатному (III) и более рыхло упакованным верхним микритовым микрослоем (IVb); Е – сложная многослойная кутана: микрослоистый карбонатный микроспаритово-микритовый плотный (V), карбонатный спаритовый плотный, подморфотип с крупными прозрачными зубовидными сростками кристаллов (VIb), карбонатный микритовый рыхлый (IV) с микрослоем, пропитанным гумусовым морфотипом по карбонатному (III).

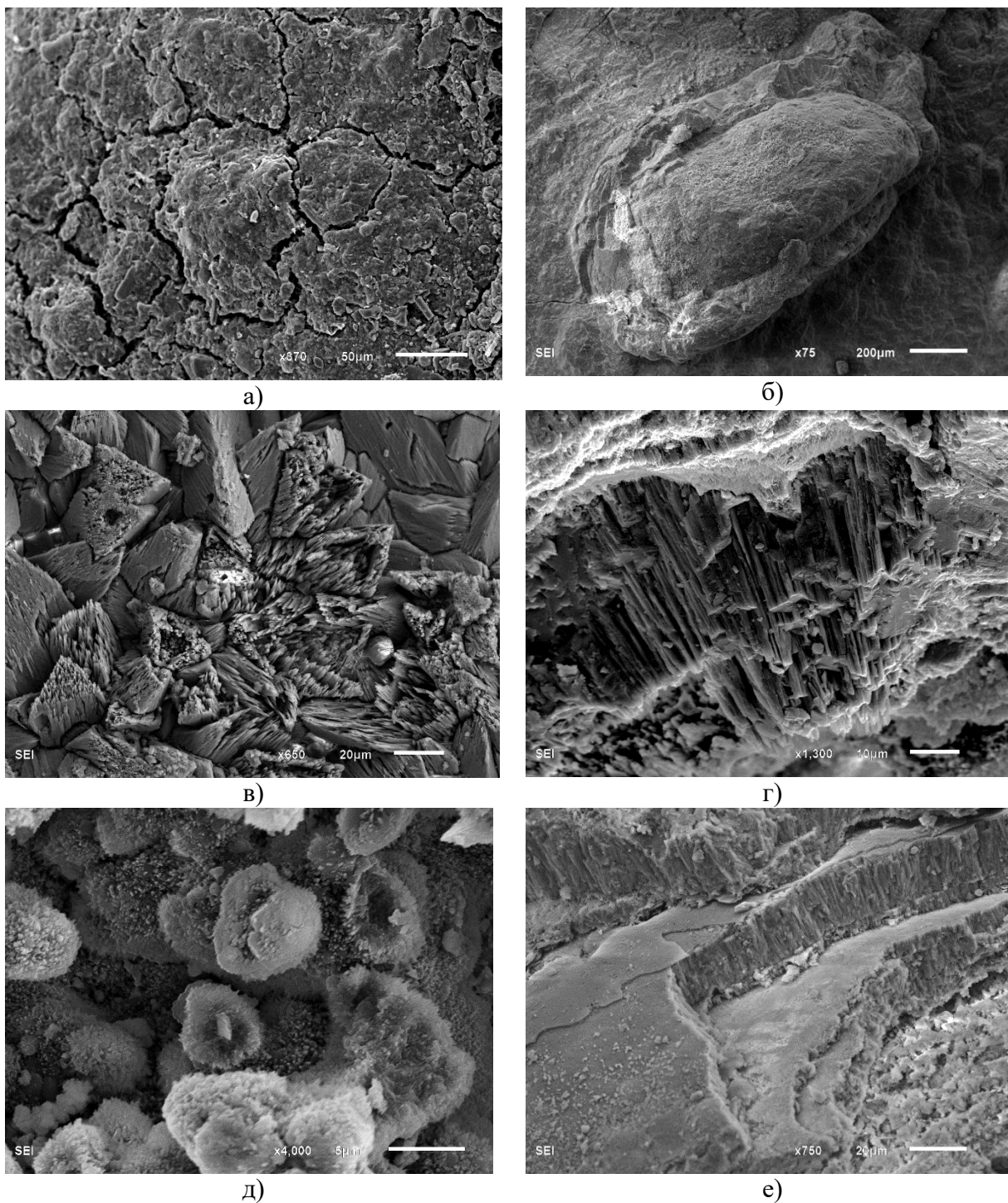


Рисунок 22. Характерное субмикроморфологическое строение морфологических типов кутан криоаридных почв: а) гумусовый, б) силикатный (в карбонатном цементе), в) карбонатный спаритовый плотный (с ромбовидной формой сrostков кристаллов), г) карбонатный спаритовый плотный (подтип с зубовидной формой сrostков тонких вытянутых кристаллов), д) карбонатный микритовый рыхлый, е) карбонатный микритово-микроспаритовый плотный

5.2. Состав кутан

Для уточнения факторов, влияющих на окраску и плотность кутан, а также для возможного уточнения процессов и фаз формирования морфотипов, был изучен состав кутан. Определение состава проводили аналитическими методами (содержание $C_{\text{орг}}$ определяли по Тюрину в модификации Никитина с фотометрическим окончанием; содержание $CaCO_3$ – методом алкалиметрического титрования; содержание Fe_2O_3 , Al_2O_3 и аморфного SiO_2 в вытяжке Тамма), а также с помощью растрового электронного микроскопа с микроанализатором элементного состава Oxford INCA Energy и методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Каждый метод определения состава имеет свои преимущества и ограничения: при анализе состава на растровом электронном микроскопе с микроанализатором нельзя получить достоверные данные по содержанию легких элементов, в том числе углерода, однако для других элементов этот метод позволяет получить обзорную картину распределения компонентов в пространстве. С помощью аналитических методов можно количественно оценить общее содержание органического вещества, соединений железа и других элементов в кутанах, однако, аналитические данные дают усредненную картину, а образцы могут содержать примеси ввиду трудностей препарирования тонких слоёв. При использовании вторично-ионной масс-спектрометрии получается наиболее точная и детальная картина распределения элементов, но на конкретном небольшом участке (40×40 мкм). Поэтому совокупность методов позволяет получить более комплексную информацию об особенностях состава кутан. Аналитическими методами состав определялся как интегрально – для многослойных кутан с одного обломка, так и отдельно для каждого морфотипа, тогда вещество слоя определенного типа отбиралось для анализа с нескольких обломков с одной глубины. Результаты анализов состава приведены в таблице 10.

По результатам исследований состава слоев кутан аналитическими методами выявлен ряд особенностей.

Таблица 10. Аналитические характеристики кутан криоаридных почв

Разрез, глубина		Морфотип, тип образца	SiO ₂ , %	Fe ₂ O ₃ , %	Al ₂ O ₃ , %	C _{орг} , %	CaCO ₃ , %
Бог-12 (140-200 см)		Многослойная карбонатная кутана с 1 обломка, с мощным микритово-микроспаритовым плотным слоем	0,08	0,07	0,04	Не опр.	Не опр.
Ак-8 (60-115 см)		Многослойная карбонатная кутана с 1 обломка, с мощным микритово-микроспаритовым плотным слоем	0,14	0,35	0,09	Не опр.	Не опр.
Ка-1 (100 см)		Многослойная карбонатная кутана с 1 обломка, с мощным микритово-микроспаритовым плотным слоем	0,04	0,05	0,01	Не опр.	Не опр.
Ак-8	65-115	Гумусовые по карбонатным (ярко-бурые) кутаны	0,12	0,11	0,04	3,20	35,77
	65-115	Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные (бурые) кутаны	0,00	0,04	0,03	1,18	75,88
	65-115	Гумусовые по карбонатным (кремовые) кутаны	0,03	0,06	0,04	1,44	40,11
	65-115	Карбонатные микритовые рыхлые (белые) кутаны	0,03	0,07	0,03	0,95	50,66
	140-170	Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные (желтые) кутаны	0,00	0,06	0,04	1,04	72,04
	140-170	Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные (бурые) кутаны	0,00	0,03	0,02	0,90	62,03
	140-170	Карбонатные микритовые рыхлые (белые) кутаны	0,03	0,19	0,05	0,58	45,05

Содержание в кутанах органического вещества и соединений железа может объяснить причины их различной окраски. Результаты анализа показывают, что содержание органического вещества в проанализированных морфотипах кутан составляет от 0,5 % до 3,2 %. Содержание оксидов железа существенно меньше и составляет от 0,03 % до 0,19 %. При этом наблюдается зависимость между содержанием органического вещества и интенсивностью темных тонов окраски: в белых микритовых рыхлых кутанах содержание C_{орг} менее 1 % (возможно, присутствие органического вещества в белых кутанах вызвано примесью других

слоев кутан при сошлифовке материала), в желтых микритово-микроспаритовых плотных – 1,04 %, в бурых микритово-микроспаритовых плотных – от 0,9 до 1,2 %, в ярко-бурых гумусовых по карбонатным – максимально и составляет 3,2%. Это позволяет предполагать, что основную роль в интенсивности бурых тонов окраски кутан играет обилие органического вещества. Содержание оксидов железа в кутанах невелико. Взаимосвязи между содержанием соединений железа и интенсивностью окраски в карбонатных кутанах не наблюдается, при этом в ярко-бурых гумусовых кутанах содержание железа больше, чем в бурых карбонатных. Ненулевые значения содержания железа и алюминия в кутанах свидетельствуют о возможном сопутствующем альфегумусовом иллювиировании при формировании кутан.

Высокая плотность карбонатного микритово-микроспаритового слоя, предположительно, обусловлена наличием аморфного кремнезема. Однако, для образцов карбонатных микритово-микроспаритовых плотных слоёв кутан было определено отсутствие окслатрастворимых форм кремнезема в составе, которые принято считать аморфными при химическом фракционировании. При этом SiO_2 в небольших количествах присутствует в других морфотипах кутан и в интегральных образцах многослойных кутан, отобранных с одного обломка. Приведенные аналитические данные дают усредненную картину, местами противоречивы, поэтому анализ состава также проводился другими методами с морфологическим контролем.

С помощью растрового электронного микроскопа с микроанализатором элементного состава Oxford INCA Energy и методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) установлено, что выделяемые макро-, мезо- и микроморфологически тонкие (10–100 мкм) слои карбонатных и гумусовых кутан криоаридных почв сложно организованы по составу на субмикроуровне.

Карбонатные плотные слои часто сложены не чистым кальцитом, а представляют собой чередование CaCO_3 и SiO_2 (рисунок 23). На микроуровне выделяются отдельные выраженные прослои (около 10–20 мкм),

преимущественно состоящие из SiO_2 . На субмикроруровне SiO_2 присутствует в карбонатных кутанах плотного морфотипа как в виде прослоев (1–3 мкм) субпаралельных карбонатным прослоям и другим слоям кутан, отражая ритмичное чередование процессов аккумуляции карбонатов и аморфного кремнезема, так и в виде слоев с более или менее равномерным иррегулярным распределением кремния и карбонатов, свидетельствующих о соосаждении кремнезема и кальцита или о наличии очень мелких силикатных примесей. Карбонатно-кремниевые кутаны характерны для степных и пустынных почв ультраконтинентальных областей (Мартынов, 1965, Blank, Fosberg, 1990).

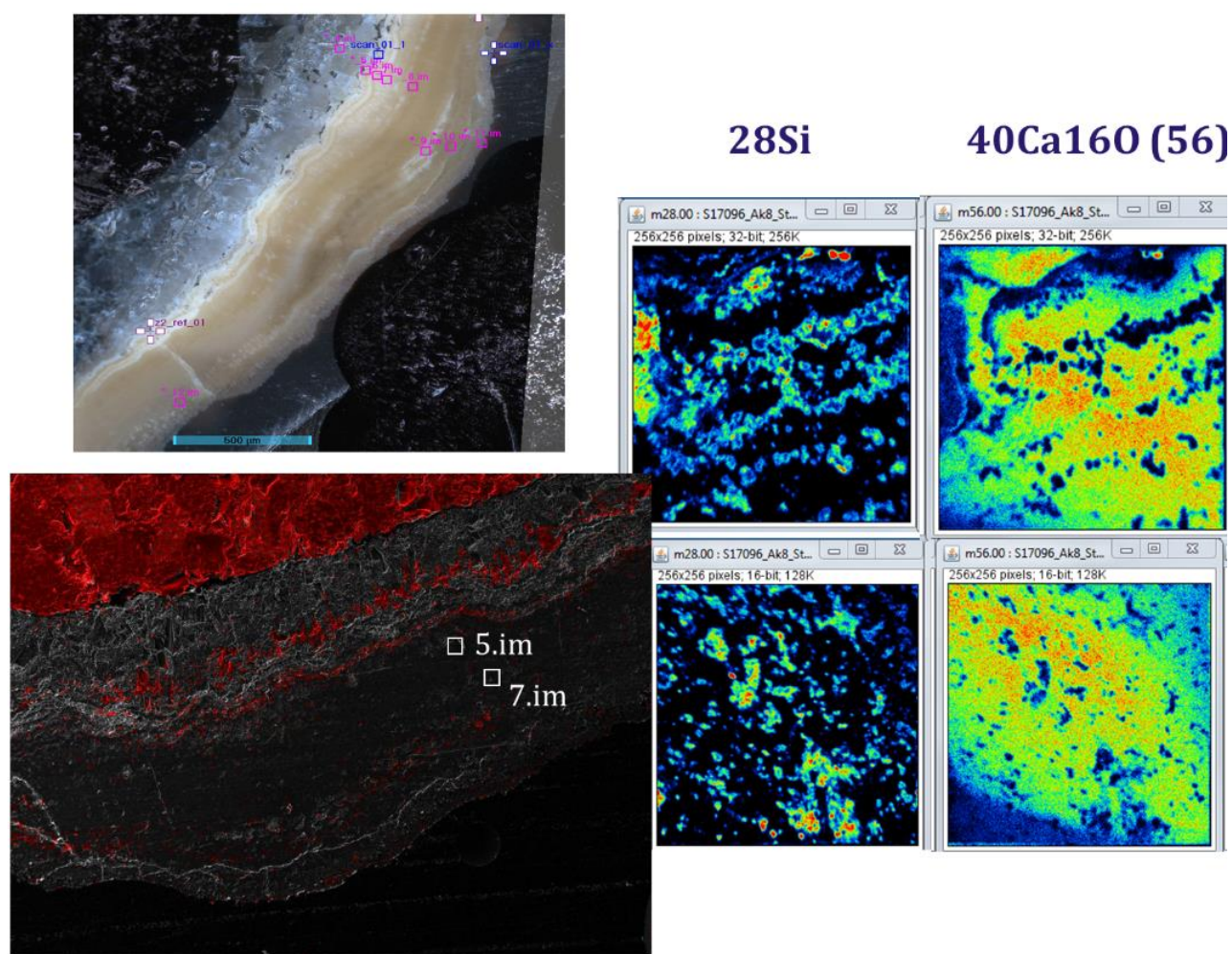
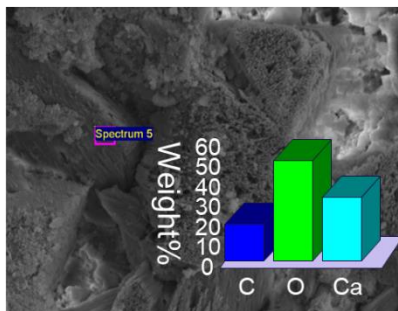


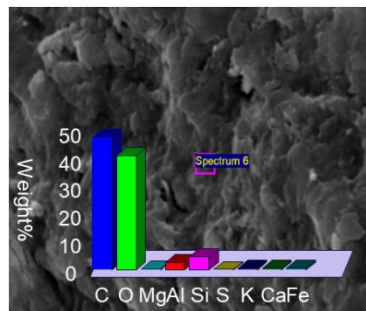
Рисунок 23. Опаловые прослои в карбонатных кутанах: субмикрослоистое и нерегулярное залегание. Данные микроанализа на РЭМ (слева; Si обозначен красным) и микроанализа методом SIMS: вторично-ионной масспектрометрии (справа; красным и желтым цветам соответствуют максимальные концентрации элементов, синими цветами показаны минимальные концентрации определяемого вещества)

В составе слоёв карбонатных кутан может в качестве примеси присутствовать магний, его содержание максимально во внешних рыхлых слоях (Приложение Д, рисунок Д.6; рисунок 24, магний показан синим цветом на карте элементов).

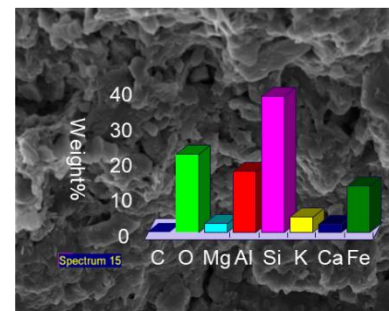
Карбонатные



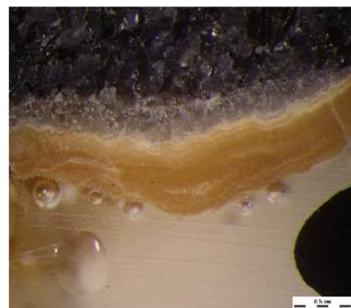
Гумусовые



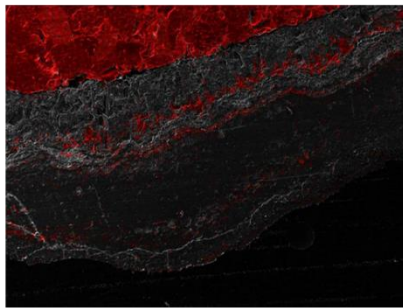
Силикатные



Анализируемые карбонатные кутаны



Прослой SiO2 (красный)



Si (красный), Mg (синий), Ca (зелёный)

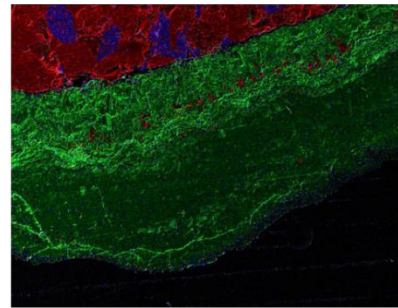


Рисунок 24. Состав морфотипов кутан. Данные получены с помощью растрового электронного микроскопа с микроанализатором элементного состава Oxford INCA Energy

Гумусовые кутаны содержат также алюминий и железо. На рисунке 25, где показан состав гумусовой кутаны, пропитывающей карбонатную, картина распределения Al и Fe закономерно повторяет характер залегания органического вещества, имеет хлопьевидную форму, что свидетельствует в пользу гипотезы образования данных кутан в результате процесса Al-Fe-гумусового иллювиирования в гумидную фазу эволюции.

Наблюдаются также точечные микроконцентрации углерода совместно с азотом, вероятнее всего, представляющие собой микробные тела.

Таким образом, карбонатные кутаны криоаридных почв могут быть представлены как чистым кальцитом, так и иметь в составе кремний,

присутствующий, преимущественно, в виде тонких опаловых прослоев, а также содержать примесь магнезия и органического углерода. Гумусовые кутаны в небольшом количестве могут содержать примесь оксидов железа и алюминия.

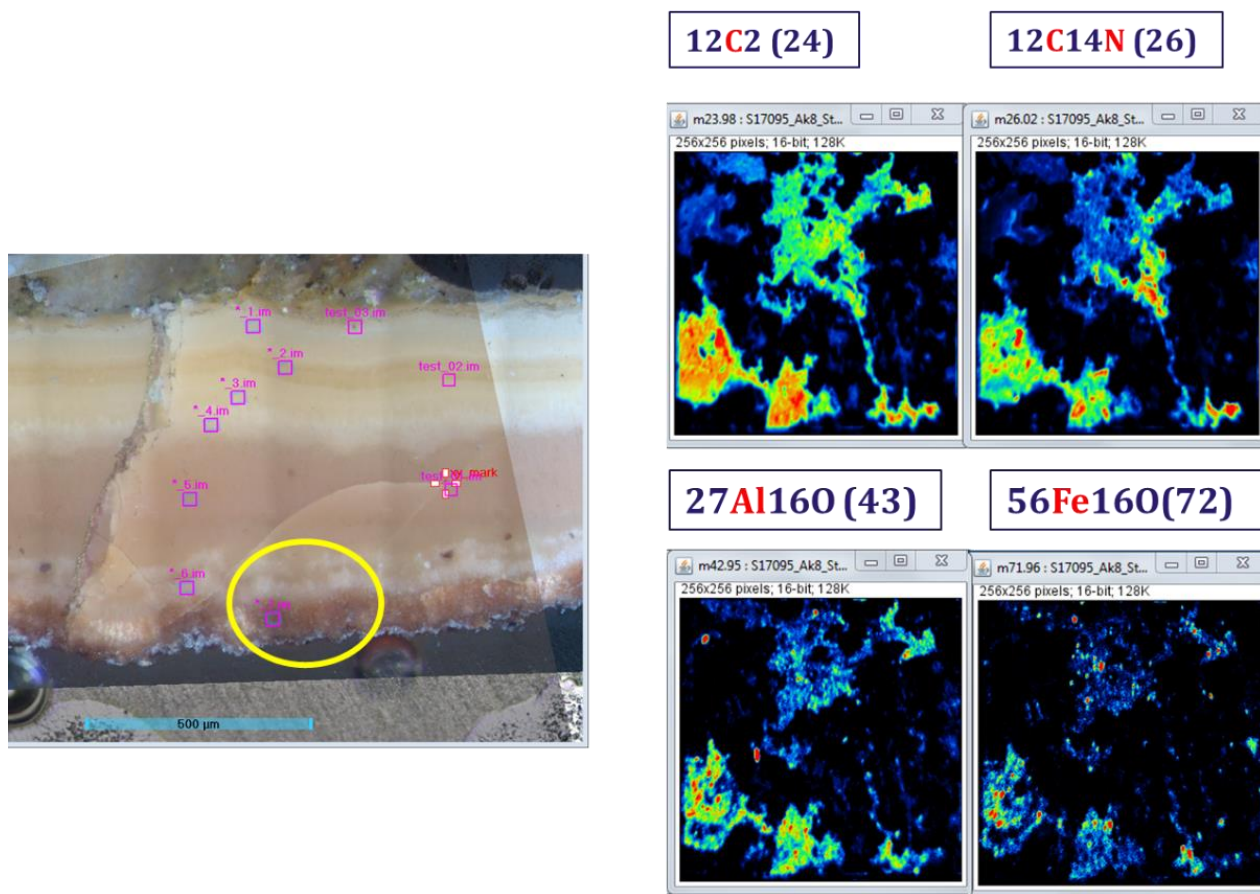


Рисунок 25. Состав гумусовой кутаны, пропитывающей карбонатную. Картина распределения органического вещества (верхний ряд) совпадает с таковой для железа и алюминия (нижний ряд). Данные микроанализа методом вторично-ионной масспектрометрии (справа; красным и желтым цветам соответствуют максимальные концентрации элементов, синими цветами показаны минимальные концентрации определяемого вещества)

5.3. Профильное распределение морфотипов кутан и особенности их строения в разрезах ландшафтно-высотного ряда

В исследованных почвах кутаны на обломках плотнокристаллических пород встречаются везде, где есть обломочный материал, а именно везде, кроме горизонта ВСА в разрезе Ак-8, сложенного нескелетными тонкослоистыми озерными отложениями. Учет встречаемости морфотипов кутан проведен для всех горизонтов исследованных почв, кроме ВСА_{ic3} и ВСА_{ic4} разреза Ка-1, поскольку в этих горизонтах обломочные включения редки или единичны.

Распределение морфотипов кутан в рассмотренных профилях почв ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности сходно (рисунок 26; приложение Ж). Несмотря на принципиально сходное строение кутанных комплексов исследованных почв, для каждого из объектов имеется ряд характерных особенностей. В криоаридных почвах наименее аридном и среднего членов ряда в верхней части профиля в горизонтах АК и BPL на всех гранях обломков располагаются гумусовые кутаны, перекрытые силикатными. В средней и нижней частях профиля в горизонтах ВСА_{ic} на всех обломках на верхних гранях располагаются силикатные кутаны, а на нижних гранях обломков располагаются многослойные карбонатные кутаны разных типов в характерной закономерной последовательности. Гумусовые кутаны тяготеют к АК, BPL и верхним ВСА_{ic} горизонтам. В самом аридном из членов ландшафтно-высотного ряда карбонатные кутаны присутствуют с поверхности и располагаются в том числе и на верхних гранях обломков. Установлен ряд отличий в морфологии и распределении типов кутан для каждого из членов ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности (рисунок 26). В разрезе Бог-12 гумусовые кутаны встречаются до глубины 85 см, в разрезе Ак-8 до глубины 120 см, в разрезе Ка-1 – до 150 см. Максимальные мощности и площадь покрытия совокупности кутан карбонатных морфотипов характерны для профиля в Чуйской котловине (самый аридный член ряда), минимальные — для среднего по степени аридности профиля в котловине оз. Ак-Холь. Для крайних членов ряда (Богуты, Чуйская котловина) характерно доминирование кутан микропаритово-микритового плотного морфотипа, микритовые рыхлые кутаны немногочисленны. В разрезе Бог-12 карбонатные микритово-микропаритовые плотные являются очень мощными на глубинах 85-200 см, в разрезе Ак-8 данный морфотип представлен одинаково тонкими слоями во всех аккумулятивно-карбонатных горизонтах, в разрезе Ка-1 карбонатные слои микритово-микропаритового плотного морфотипа присутствуют во всех горизонтах, мощнее, чем в Бог-12 и содержат очень большое количество силикатного материала.

Распределение кутан в криоаридных почвах Юго-Восточного Алтая

Криоксерофитная степь
с участием альпийской
флоры; 2400 м н.у.м.
Долина р. Богуты

Криоксерофитная
степь; 2230 м н.у.м.
Котловина оз. Ак-Холь

Опустыниенная
криоксерофитная
степь; 1900 м н.у.м.
Чуйская степь

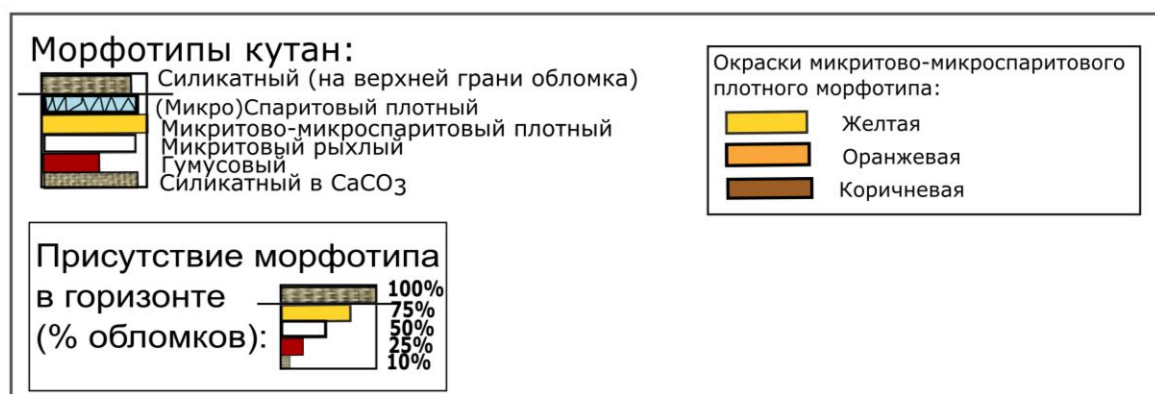
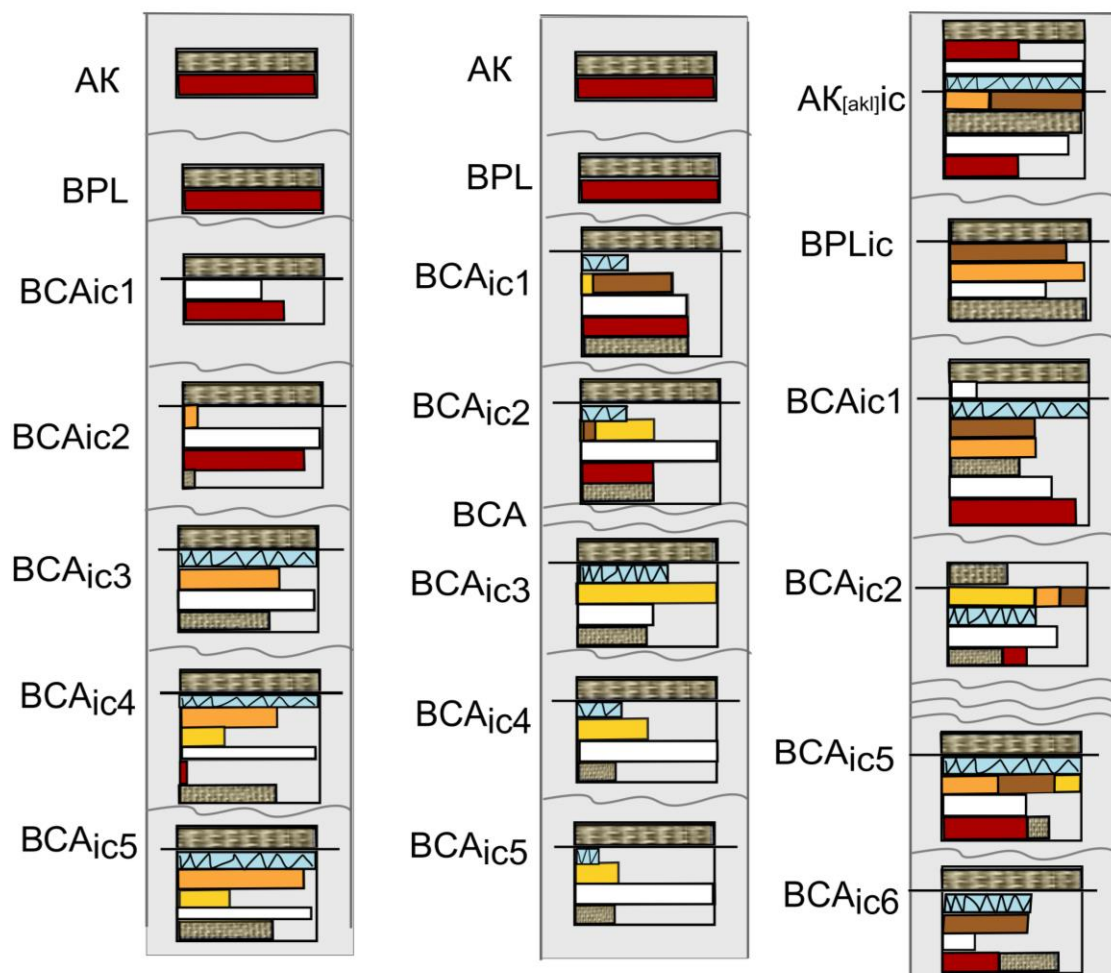


Рисунок 26. Схема распределения кутан в профилях криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда.

В среднем по влагообеспеченности (оз. Ак-Холь) максимально выражены во всех карбонатных горизонтах микритовые рыхлые кутаны, также здесь максимальна, по сравнению с другими профилями, доля гумусовых кутан.

Для объекта в долине р.Богуты характерно усиление мощности карбонатных плотных морфотипов с глубины 85 см, наличие в них большого количества включений и относительно неровное залегание слоёв.

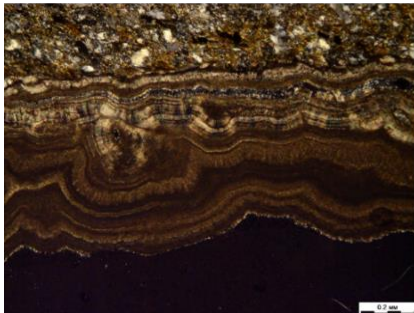
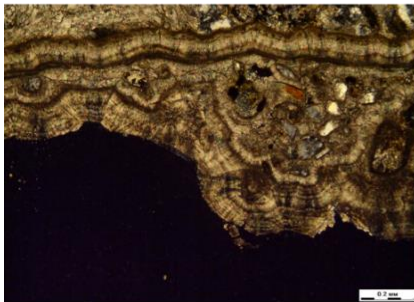
Для объекта в котловине озера Ак-Холь карбонатные плотные морфотипы относительно тонкие во всех ВСАіс, характерно меньшее количество силикатных включений и ровное залегание слоёв.

Для объекта в Чуйской котловине характерна наибольшая мощность карбонатных плотных морфотипов, максимальное количество силикатных включений, крайне неровное (даже хаотичное) залегание слоев, наличие явных признаков перекристаллизации карбонатов, очень крупные почковидные отдельности плотного морфотипа, состоящие, преимущественно из микроспаритовых кристаллов, чередующиеся с тонкими прослоями микрита с концентрическим залеганием слоев на срезе. Также для этого объекта отмечены спаритовый плотный морфотип помимо слоев со столбчато-ромбовидной и зубовидной формой кристаллов может быть представлен игольчато-лучистой формой с разносторонне наклонными спаритовыми кристаллами.

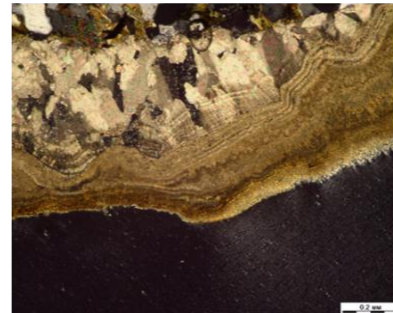
На рисунке 27 представлено характерное строение натечных кутан на обломках для трех разрезов криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности. Установлен ряд отличий в морфологии и распределении типов кутан для каждого из членов ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности (результаты представлены в таблице 11). Совокупная мощность многослойных карбонатных кутан относительно других членов ряда минимальна у среднего члена ряда и максимальна у наиболее аридного. Наиболее аридный член ряда отличается не только наличием карбонатных кутан с поверхности, но и присутствием карбонатных кутан как на нижней, так и

на верхней грани обломков, а также более высокой степенью цементации кутан, их большей твердостью.

2400 м
криоксерофитные
степи с участием
альпийской флоры
Разрез Бог-12



2230 м,
криоксерофитные
степи.
Разрез Ак-8



1900 м, опустыненные
криоксерофитные степи.
Разрез Ка-1

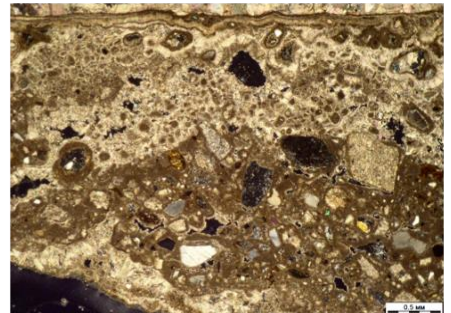
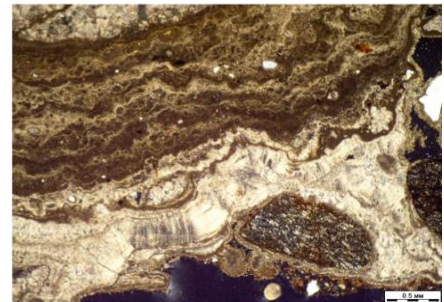


Рисунок 27. Характерное строение натечных кутан на обломках для трех разрезов криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности.

Таблица 11. Отличительные особенности морфологии и распределения типов кутан криоаридных почв Юго-Восточного Алтая для объектов ландшафтно-высотного ряда нарастающей аридности

Слои кутан	Характеристики	Высокогорная криоксерофитная степь с существенной долей элементов альпийской флоры, 2400 м н.у.м.,	Высокогорная криоксерофитная степь малой внутригорной котловины, 2230 м н.у.м.,	Опустыненная криоксерофитная степь Чуйской межгорной котловины, 1900 м н.у.м.
Карбонатные микриво-спаритовые плотные	Окраска	Оранжевая и желтая	Бурая или желтая	Оранжевая, желтая и коричневая (иногда все на 1 обломке)
	Распространение	На 90-100% обломков с глубины 85 см (единично - с 55 см)	Присутствуют с 40 см на 70% обломков	с поверхности присутствуют на всех обломках,
	Мощность	средняя	крайне тонкие	наиболее мощные (до нескольких см) с большим кол-вом силикатных включений
Карбонатные микривые рыхлые	Окраска	Белая		
	Распространение	с глубины 34 см на практически всех обломках со значительным сокращением их площади покрытия с глубины 145 см	с глубины 40 см на практически всех обломках	С поверхности, во всех горизонтах, на большей части обломков
	Мощность	Крайне тонкие	Относительно мощные, максимально выражены	Фрагментарные, тонкие
Гумусовые	Окраска	Красновато-бурая		
	Распространение	присутствуют на 50% обломков с 34 до 85 см	максимально выражены, присутствуют до 120 см, обилие падает с глубиной (от 72 до 48% обломков)	два пика максимального обилия (25(35) – 50(55) см и 110-130 см)

5.4. Последовательность расположения морфотипов кутан на обломках

В рассмотренных разрезах криоаридных почв было обнаружено четыре возможных последовательности расположения морфотипов в составе сложных кутан на нижних гранях обломков в горизонтах ВСА_{ic}. Наиболее частой последовательностью является следующее сочетание морфотипов: на нижней

границ обломков непосредственно к породе прилегает карбонатный микрошпатово-микритовый плотный морфотип (V), поверхность в большинстве случаев залегает карбонатный шпатовый плотный, подморфотип с зубчатой формой кристаллов (VIb), далее его покрывает карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV), поверхность которого – гумусовый по карбонатному (III) (гумусовый морфотип присутствует на обломках в 40–80% случаев), пропиточный гумусовый по рыхлому карбонатному может быть снова перекрыт микрошпатовым рыхлым карбонатным (IV). В карбонатных слоях возможно присутствие силикатного морфотипа в карбонатном цементе (Ib). Описанная наиболее распространенная последовательность морфотипов: $V \rightarrow VIb \rightarrow IV \rightarrow III \rightarrow (IV) \rightarrow (Ib)$ приведена на рисунке 21, *е*. На меньшей части обломков отсутствует «нижний» микрошпатово-микритовый плотный морфотип, тогда поверхность обломка непосредственно покрывается карбонатным микритовым рыхлым (IV) (в среднем 10 % обломков), который также может быть покрыт гумусовым по карбонатному (III) и силикатным в карбонатном цементе (Ib) морфотипами (последовательность $IV \rightarrow III \rightarrow Ib$). В редких случаях непосредственно к породе прилегает подморфотип со столбчато-ромбовидной формой кристаллов карбонатного шпатового плотного морфотипа (VIa), далее лежит или микрошпатово-микритовый плотный (V), затем шпатовый плотный с зубчатой формой кристаллов (VIb), затем микритовый рыхлый (IV) (рисунки 21, *д*; 22, *в*), или сразу микритовый рыхлый морфотип, т.е. имеет место последовательность $VIa \rightarrow V \rightarrow (VIb) \rightarrow IV$. Имеет место еще «продолженный» вариант этой последовательности: $VIa \rightarrow V \rightarrow (VIb) \rightarrow IV \rightarrow III \rightarrow Ib$, когда микритовый рыхлый морфотип перекрыт гумусовым по карбонатному (III) и силикатным в карбонатном цементе (Ib).

Таким образом, в рассмотренных профилях единственная максимальная последовательность слоев кутан на обломках (от более древнего к более молодому: карбонатный шпатовый (кристаллы > 50 мкм) плотный с ромбовидной формой сростков кристаллов—микротово-микрошпатовый

плотный—спаритовый плотный с зубовидной формой сростков кристаллов—микритовый (кристаллы < 4 мкм) рыхлый—гумусовый) → гумусовый, поверх которого возможно наличие тонкого фрагментарного прослоя из микритовых и микроспаритовых кристаллов. В наиболее часто встречающейся последовательности слоёв отсутствует прилегающий к породе спаритовый слой. В нижней части профиля в двух разрезах отсутствуют гумусовые кутаны. В целом, все три эталонные почвы характеризуются генетически единым кутанным комплексом, что свидетельствует о сходном пути эволюции данных почв.

5.5. Возраст кутан

Для среднего члена ряда (разрез Ак-8) установлен возраст карбонатных и гумусовых кутан (рисунок 28). Наиболее древние даты получены для карбонатных кутан с глубины 55–155 см: 7208 и 8165 калиброванных лет назад (медианы), а для нижнего горизонта 140–170 см получена самая молодая дата 6916 калиброванных лет назад. Полагаясь на результаты радиоуглеродного датирования и особенности датированного материала (многослойных карбонатах кутан), можно заключить, что аккумуляция карбонатов в почвах началась в котловине заметно раньше 8000 лет назад, а на промежуток 8000–7000 лет приходится максимальная интенсивность этого процесса. С уменьшением возраста карбонатных кутан несколько облегчается изотопный состав углерода карбонатов. Можно предположить, что в накоплении карбонатов в почвах, во всяком случае, на ранних этапах, существенную роль играла аккумуляция их из грунтовых вод, связанных с озером. Дата, полученная по гумусовой кутане (3711 калиброванных лет назад) соответствует гумидной фазе развития, в которую в формирование профиля включается Al-Fe-гумусовый процесс, и поверх карбонатных кутан отлагались гумусовые кутаны (Бронникова, Конопляникова и др., 2017).

	Лабораторный номер	Горизонт, глубина, см	Датируемый материал	^{14}C , возраст, лет назад (BP)	Интервал калиброванного возраста, лет назад (BP), на 2σ , cal BP
	UGAMS 16043c	IIВCAic2, 55-115	Углерод карбонатов	7350 ± 30	8037–8209, 0.940 8262–8292, 0.06 Медиана 8165
	UGAMS 16043h	IIВCAic2, 55-115	Органический углерод	3500 ± 30	3654–3656, 0.003 3692–3856, 0.997 Медиана 3771
	UGAMS 16044	IIВCAic2, 55-115	Углерод карбонатов	6260 ± 30	7030–7042, 0.010 7072–7076, 0.003 7088–7093, 0.005 7101–7110, 0.007 7155–7266, 0.976 Медиана 7208
	UGAMS 16045	VIВCAic6, 140-170	Углерод карбонатов	6060 ± 30	6799–6817, 0.046 6834–6836, 0.002 6843–6999, 0.952 Медиана 6916

Гумусовые кутаны ~ 3800 кал. лет назад,
Карбонатные ~ 7000-8000 кал. лет назад

Рисунок 28. Возраст кутан

ГЛАВА 6. МОРФОГЕНЕЗ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ⁵

6.1. Характерные черты строения криоаридных почв их генетическая интерпретация

В результате проведенных исследований морфогенетические характеристики криоаридных почв, ранее описанные в работах В. И. Волковинцера (1969, 1978, 1979), основателя выделения данного типа, других исследователей, впоследствии занимавшихся вопросами морфологии криоаридных почв (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988, Пустовойтов, 1993), а также в Классификации и диагностике почв России (2004) были подтверждены или пересмотрены и дополнены. В краткой, обобщенной форме это представлено в таблице 12. В полной форме выявленные признаки в профиле криоаридных почв приведены в § 4.5, таблица 8.

Относительно гумусового горизонта криоаридных почв, во всех работах отмечается его бурая окраска, при этом в работах Волковинцера (1978, 1979) и, соответственно, в Классификации почв России (2004), также отмечается, что горизонт может иметь красноватые тона. В работах Быстрякова (1980, 1988) и в настоящей работе описана бурая окраска, (10 YR 3/3 по шкале Манселла) в бескарбонатных криогумусовых горизонтах или желтовато-бурая (10 YR 5/4) – в наиболее аридном объекте, где горизонт содержит карбонаты).

⁵ При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1) Bronnikova M. A., Konopliyanikova Y. V., Agatova A. R., Zazovskaya E. P., Lebedeva M. P., Turova I. V., Nepop R. K., Shorkunov I. G., Cherkinsky A. E. Coatings in cryoaridic soils and other records of landscape and climate changes in the Ak-Khol lake basin (Tyva) // Eurasian Soil Science. – 2017. – V. 50. – №2. – P. 142–157. – DOI: 10.1134/S1064229317020016 (Impact factor JCR 2020: 1,369). Общий объем публикации – 1,5 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 70%;

2) Bronnikova M. A., Agatova A. R., Lebedeva M. P., Nepop R. K., Konopliyanikova Y. V., Turova I. V. Record of Holocene changes in high-mountain landscapes of southeastern Altai in the soil–sediment sequence of the Boguty river valley // Eurasian Soil Science. – 2018. – V. 51. – №12. – P. 1381–1396 – DOI: 10.1134/S1064229318120037 (Impact factor JCR 2020: 1,369). Общий объем публикации – 1,7 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 35%;

3) Bronnikova M. A., Konopliyanikova Y. V., Agatova A. R., Nepop R. K., Lebedeva M. P. Holocene environmental change in South-East Altai evidenced by soil record // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. – 2018. – V. 11. – №4. – P. 100–111. – DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-4-100-111 (Scopus impact score 2020: 1,36). Общий объем публикации – 0,6 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 60%;

4) Гуркова Е. А., Бронникова М. А., Герасимова М. И., Сухачева Е. Ю., Конопляникова Ю. В. Светлогумусовые аккумулятивно-карбонатные и палео-метаморфические почвы коллекции центрального музея почвоведения: верификация типовой диагностики // Бюллетень Почвенного института имени В.В.Докучаева. – 2019. – Т. 98. – С. 37–56. – DOI: 10.19047/0136-1694-2019-98-37-56 (Импакт-фактор по РИНЦ 2018: 0,818). Общий объем публикации – 0,9 авторского листа. Объем личного вклада соискателя: 30%. Также при подготовке данной главы диссертации использованы публикации автора в материалах конференций, приведенные на с. 199–201 (работы № 5 – 21)

Таблица 12. Морфогенетические признаки криоаридных почв в работах предшественников и по результатам исследований

	Волковинцер (1969, 1978, 1979)	Быстряков, Кулинская (1980), Быстряков (1988), Пустовойтов (1993)	Классификация... (2004), Полевой определитель... (2008)	Результаты н работы «Морфогенез криоаридных почв Юго-Восточного Алтая»
Горизонт А:	А, «Гумусовый горизонт»	А, «Гумусовый горизонт»	АК, «Криогумусовый горизонт»	АК, «Криогумусовый горизонт»
Окраска горизонта А	Преимущественно каштановая, часто имеет красноватый оттенок в связи с наличием тонкодисперсных окислов железа	Бурая	Каштановые или красновато-бурые тона 5 или 7.5 YR 5(6)/2(4)	Бурая 10 YR 3/3 или 10 YR 5/4 - в наиболее аридном объекте, где горизонт содержит карбонаты. <i>Окраска менее красная и более темная по сравнению с окрасками в «Полевом определителе почв России»</i>
Макроструктура гор.А	Не выражена	Плохо выраженная комковатая или не выражена	Не выражена или проявляется слабо	Непрочная комковато-порошистая <i>Оструктуренность всё-таки характерна, хотя структура очень непрочная</i>
Обилие корней в гор.А	Вся толща пронизана большим количеством тонких корешков, много отмерших корешков	Возможно наличие дернины. Много мелких растительных остатков разной степени разложения	Не описано	Возможно присутствие дернины; Обилие слаборазложённых корневых остатков: содержание ЛОВ – 3-5% , характерная размерность 0,1-0,5 мм <i>Получен очень высокий количественный показатель обилия мелкого корневого детрита</i>
Дополнительные особенности	-	Гумусовые кутаны на скелетном материале (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988)	Следы деятельности почвенной фауны минимальны	Гумусовые кутаны на зернах скелета и обломках пород; Биогенная зернистая и слабовыраженная криогенная ооидная микроструктура. В наименее аридных условиях разнообразие современных следов деятельности мезофауны. В наиболее аридных вариантах: приповерхностная корка, карбонаты с поверхности, растительные остатки окарбонаты и ожелезнены

Таблица 12 (продолжение)

	Волковинцер (1969, 1978, 1979)	Быстряков, Кулинская (1980), Быстряков (1988), Пустовойтов (1993)	Классификация... (2004) Полевой определитель... (2008)	Результаты данной работы «Морфогенез криоаридных почв Юго-Восточного Алтая»
Горизонт В1	АВ или В, «Переходный горизонт»	Вm «Метаморфический»	ВРL, Палео-метаморфический горизонт	ВРL, Палео-метаморфический горизонт (или Врl)
Окраска горизонта В и её обусловленность	Менее интенсивная неравномерная гумусовая окраска	Бурая, желтовато-серая или палевая. Обусловлена железистыми плёнками на зернах (Быстряков, 1988) Или мелкозёмистыми кутанами на зернах (Быстряков, Кулинская, 1980)	Бледная палевая, 10YR 7(8)/3, ввиду железистых плёнок на зернах	Равномерная палевая, 10YR4(5)/3(4), ввиду прокраски тонкодисперсными соединениями железа основной массы мелкозема и <i>глинисто-пылеватых</i> кутан на зернах скелета
Структура	Отсутствует	Бесструктурный	Практически не оструктурен	Непрочная призмовидно-блочно-ореховато-порошистая плохо оформленная макроструктура, <i>зернистая и ооидная микроструктура</i>
Горизонт В2	Вк, карбонатный	Вm,са, ВСса или Сса	ВСА	ВСАic
Формы карбонатов	Пропитки, натёчные карбонатные корочки на щебне, а также могут быть в форме мицелия, пятен, точечных вкраплений и т.п	Белёлые карбонатные натёки на щебне, мелкозём не имеет признаков карбонатности, но иногда встречается белесая присыпка от карбонатных плёнок	Преимущественно бородки, но допустимы и другие формы	Многослойные полигенетичные кутаны на обломках пород, осколки кутан, пропитки, в наиболее аридных условиях: окарбоначенные растительные остатки
Криогенные признаки в профиле	Не описаны	Не описаны	Не описаны	Глинисто-пылевато-песчаные шапки на обломках пород; ооидные микроагрегаты; В наименее аридных условиях – постшлировая текстура

Во всех источниках отмечена невыраженная или слабовыраженная комковатая структура криогумусового горизонта. В данной работе было показано, что для криоаридных почв Юго-Восточного Алтая характерна выраженная, но непрочная комковато-порошистая структура.

Что касается обилия корней в гумусовом горизонте криоаридных почв, то в Классификации почв России (2004) этот аспект не отражен, однако во всех работах предшественников отмечалось, что гумусовый горизонт может быть задернован, и что в нем содержится много мелких растительных остатков разной степени разложенности. В данной работе этот факт также был подтверждён: в той или иной степени развитая дернина развита во всех криоаридных почвах, кроме наиболее аридных вариантов с очень низким проективным покрытием, где не формируется дернина но описано наличие пузырчатой корки akl .

Волковинцер (1978) и другие исследователи отмечали обилие растительных остатков в гумусовом горизонте криоаридных почв. В данной работе впервые был получен количественный показатель для содержания растительного детрита: определено очень высокое содержание ЛОВ по сравнению с другими почвами зонального ряда, в том числе с каштановыми (Борисов, Ганжара, 2008) составляющее 3–5 % от массы горизонта. Путем фракционирования выделенной фракции ЛОВ на ситах определена доминирующая размерность растительных остатков: 0,1–0,5 мм.

Гумусовые кутаны на скелетном материале в гумусовом горизонте криоаридных почв ранее были описаны в работах Г.М. Быстрякова (Быстряков, Кулинская, 1980; Быстряков, 1988). В Классификации почв России данный признак – гумусовые кутаны на крупных обломках пород и на мелких скелетных зёрнах, описан не был. В настоящей работе подтверждено наличие гумусовых кутан как характерного признака криогумусового горизонта.

Были установлены следующие ранее не известные факты. Для горизонта АК характерна биогенная зернистая (овальные микроагрегаты 25 мкм) и слабовыраженная криогенная ооидная микроструктура (округлые агрегаты 250 мкм). В наименее аридных условиях наблюдается разнообразие

современных следов деятельности мезофауны. В наиболее аридных вариантах присутствует пустынная мостовая, корковый подгоризонт на поверхности, карбонаты отмечаются с поверхности, растительные остатки окарбоначены и ожелезнены (приложение Г, рисунок Г-6).

В результате проведенного исследования исследований было показано, что для горизонта BPL характерна равномерная палевая окраска (10YR4(5)/3(4)) ввиду прокраски основной массы мелкозема тонкодисперсными соединениями железа и наличия глинисто-пылеватых кутан на зернах скелета. Эти признаки ближе всего соответствуют описанным Быстрыковым и Кулинской (1980) особенностям строения одного из двух вариантов «палевоокрашенного горизонта», более распространенного, для которого характерна желтовато-серая окраска и «мелкозёмистые» кутаны на зернах скелета. Однако признак, связанный с наличием «мелкозёмистых кутан» на минеральных зернах не был учтён в Классификации почв России (2004) как характерный для палево-метаморфического горизонта криоаридных почв, упоминаются лишь «железистые» плёнки, наличие которых Быстрыковым и Кулинской для степных почв отмечалось лишь в некоторых случаях.

Таким образом, горизонт BPL исследованных криоаридных почв не является «переходным» от гумусового, как описывали его В.И. Волковинцер (1978) и О.Ю. Гончарова (1997), а также не схож с горизонтом с железистыми пленками, покрывающими большинство скелетных зерен, ранее описанным для криоаридных и палевых почв (Соколов, Быстрыков, 1980; Быстрыков, Кулинская, 1980, Соколов и др., 1982; Быстрыков, 1988). В работе было установлено, что пленки на зернах скелета являются глинисто-пылеватыми, а не железистыми.

При этом в горизонте BPL (и, в меньшей степени, в других горизонтах исследованных криоаридных почв) выветривание и ожелезнение минеральных зерен в отраженном свете в шлифах действительно наблюдается, возможна и аккумуляция оксидов железа у поверхности зёрен (автохтонные кутаны/субкутаны), но это скорее локальное, точечное, а не регулярное явление.

Типичная окраска, и содержание железа в плёнках, соответствуют таковым в мелкозёме основной массы горизонта.

Полученные микроморфологические данные существенно дополнили ранее имевшиеся сведения о биогенных и криогенных признаках в профиле криоаридных почв, а также о формах карбонатных новообразований. Новообразования карбонатов в криоаридных почвах могут представлять собой многослойные полигенетичные кутаны на обломках пород (рисунки 19, 20, 21, 22), осколки кутан, пропитки (приложение Г, рисунок Г-10), в наиболее аридных условиях – окарбоначенные растительные остатки (приложение Г, рисунок Г-6).

К криогенным признакам, не описанным ранее, относятся глинисто-пылевато-песчаные шапки (*cappings* (Stoops, 2021)) на обломках пород в щебнистых горизонтах BSAic, пылевато-глинистые пленки на минеральных зернах в горизонтах BPL, а также развитые преимущественно в наименее аридных условиях ооидные микроагрегаты и постшлировая текстура. Наличие в горизонтах криоаридных почв переходных форм между минеральными зернами с мощной пылевато-глинистой («суглинистой») пленкой и ооидными агрегатами (приложение Г, рисунок Г-7) свидетельствует о том, что эти формы образованы в результате единого процесса криогенной перегруппировки материала. Наличие глинисто-пылеватых кутан на растительных остатках (рисунок 7, ж-Г) свидетельствует о современности процесса криогенной перегруппировки материала в профиле криоаридных почв.

Рассмотрим генетическую интерпретацию выявленных новых признаков в профиле криоаридных почв.

Криогумусовые горизонты криоаридных почв характеризуются обилием мелкого корневого детрита (содержание ЛОВ 3–5%), накопление которого происходит в результате низкой скорости минерализации в жестких биоклиматических условиях аридно-семиаридного ультраконтинентального климата под степной растительностью. Обилие растительного детрита преимущественно пылеватой размерности в горизонте АК может быть связано

с криогенным дроблением (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992; Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018). Богатство мелким детритом затрудняет пробоподготовку образцов и ведет к завышенному содержанию органического углерода (гумуса) при лабораторном определении.

Генетической особенностью криоаридных почв является хорошая микрооструктуренность при относительно слабом развитии макроструктуры. В микроструктурной организации их верхних горизонтов сочетаются зоогенные (зернистые) и слабооформленные криогенные (ооидные) элементы структуры.

В горизонте АК зоогенная зернистая микроструктура выражена лучше, чем в горизонте BPL, однако даже в горизонтах BSAic местами наблюдаются скопления глинисто-гумусовых копрогенных зернистых микроагрегатов. Зоогенные микропризнаки лучше всего выражены и наиболее обильны в почве наименее аридного местообитания, на наибольшей абсолютной высоте (долина р. Богуты, 2400 м н.у.м.). Присутствие в составе беспозвоночных личинок типулид и пластинчатоусых жесткокрылых, позволяет утверждать, что в наименее аридном объекте почвенная мезофауна вносит определенный вклад в формирование зоогенных микропризнаков в почве — комковатых микроагрегатов (0,5–1 мм), каналовидных пор, пор-камер. Однако, низкие значения численности потенциальных структурообразователей, зафиксированные для среднего и наиболее аридного объектов, говорят о том, что зоогенное оструктурирование в исследованных почвах в настоящее время не является значимым процессом. Сравнительно хорошая выраженность в разрезах Ак-8 и Ка-1 биогенных микрозернистых (чаще овальных, «грануловидных») микроагрегатов (25 мкм) при низкой численности мезофауны может быть результатом деятельности микрофауны или же наследием былых, более благоприятных биоклиматических условий, которые были характерны для исследованных почв на протяжении большей части голоцена (Бронникова и др., 2018).

Выраженность криогенных признаков, в частности, крупных ооидных микроагрегатов 200–500 мкм, тем лучше, чем тяжелее гранулометрический состав

почв и, соответственно, лучше водоудерживающая способность криоаридных почв. Для средних и нижних горизонтов супесчано-суглинистых криоаридных почв также характерны постшлировые текстуры, рассыпчатая угловато-крупитчатая структура. На макроуровне на верхних гранях обломков во всех исследованных криоаридных почвах наблюдаются глинисто-пылевато-песчаные кутаны (*silt cappings*), что является следствием внутригоризонтной криогенной сортировки материала (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018). В верхней части профиля повсеместно распространенный в криоаридных почвах признак, отсутствующий в описании типа в Классификации и Диагностике почв России, – пылевато-глинистые пленки, покрывающие различные поверхности: в большинстве случаев это грани скелетных зёрен, реже – осколки карбонатных кутан и растительные остатки. Максимально выражены эти признаки в горизонте BPL. Материал данных плёнок соответствует материалу мелкозема вмещающего горизонта, их образование происходит в результате криогенной перегруппировки мелкозема, о современности данного процесса свидетельствует наличие таких плёнок на растительных остатках (рисунок 7, ж-И).

Характерная палевая окраска палево-метаморфического горизонта криоаридных почв определяется небольшим количеством (гидр)оксидов железа, пропитывающих тонкодисперсное вещество основной массы горизонта (Приложение А; Приложение Г, рис.Г-7, рис.Г-9) и глинисто-пылеватых пленок на минеральных зернах скелета, образованных при криогенной перегруппировке основной массы.

Сильная щебнистость почвообразующего субстрата, особенно в аккумулятивно-карбонатных горизонтах, где обломочный материал составляет до 90 % горизонта (что можно отнести к экстремальным литологическим условиям), обуславливают приуроченность большей части новообразований в профиле криоаридных почв к поверхностям обломков пород, в итоге основным типом новообразований и ключевым блоком памяти криоаридных почв являются кутаны на щебне.

Вариативность строения криоаридных почв в ландшафтно-высотном ряду нарастающей аридности заключается в следующем: для центрального члена ряда, почвы под типичной криоксерофитной степью, характерны все вышеописанные типичные признаки криоаридных почв, в наименее аридных условиях лучше развита дернина, лучше выражена структура, биогенные и криогенные признаки; в наиболее аридном профиле присутствует пустынная мостовая с загаром на поверхности щебня, слоисто-пузырчатая корка, окраска всех горизонтов более светлая, карбонаты присутствуют с поверхности в форме кутан на щебне, осколков кутан, пропиток, микроцементаций, но при этом все равно аккумулятивно-карбонатные горизонты выделяются морфологически: к ним приурочены максимум распространения карбонатных кутан и их наибольшая мощность.

Формирование в наиболее аридном варианте криоаридных почв пузырьчато-слоистой корки возможно благодаря современным структурным перестройками в верхней части профиля, в частности, в результате процессов везикуляции и криогенеза при высокой подвижности тонкодисперсного вещества и/или эоловой аккумуляции материала, что в целом характерно для почв аридных территорий (Лебедева, 2012). Механизм образования пузырьковых пор объясняется газо-эмиссионными процессами в результате биохимического разложения органического вещества при участии микроорганизмов и наличии фазовых переходов гидрокарбонатно-кальциевого типа при высыхании поверхностных горизонтов (Лебедева, 2012)

Детальный анализ строения профилей криоаридных почв позволяет заключить, что криоаридные почвы являются полигенетичными. Щебнистые карбонатные горизонты данных почв содержат признаки реликтовых процессов миграции и отложения карбонатов и гумуса в виде кутан на обломках пород, а криогумусовый и палево-метаморфический горизонты содержат признаки, преимущественно, соответствующие текущей факторной обстановке.

В следующем разделе подробно рассмотрены элементарные почвенные процессы, диагностированные в профилях изученных криоаридных почв.

6.2. ЭПП в профиле криоаридных почв

На завершающем этапе исследования морфогенеза криоаридных почв был составлен перечень элементарных почвенных процессов (ЭПП), участвовавших в формировании их генетического профиля (Таблица 13). Таблица 13 составлена автором на основании группировки ЭПП по системе Б.Г. Розанова (Розанов, 2004), также использовалась монография 1992 года (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992). Стоит подчеркнуть, что многие авторы (Розанов, 2004, Соколов, 2004; Таргульян, 2019) отмечают недостаточность знаний о механизмах большинства выделенных ЭПП и неполноту списка выделенных элементарных почвенных процессов. Число наблюдаемых почвенных признаков намного больше числа описанных ЭПП (в частности, это справедливо и для криоаридных почв). Это отчасти, объясняется тем, что один ЭПП может образовывать целый ряд твёрдофазных признаков, а отчасти является отражением степени развития науки на данном этапе (Таргульян, 2019). Также стоит отметить, что списки элементарных почвенных процессов изначально были составлены преимущественно на основании макропризнаков. Для слабоизученных криоаридных почв, формирующихся в клима- и лито- экстремальных условиях среды, почвенные процессы имеют низкие скорости, часть генетически-значимых признаков выражена лишь на микроуровне. Ввиду этого ранее предложенные перечни элементарных почвенных процессов применимы к криоаридным почвам лишь частично и не могут описать все процессы, протекающие в данных почвах, диагностировать которые представляется возможным при микроморфологическом исследовании строения криоаридных почв.

Описанные в данной работе наблюдаемые в криоаридных почвах на микроуровне процессы криогенной перегруппировки мелкозема (имеется во всех объектах), перекристаллизации карбонатных кутан (имеется во всех

объектах), а также процессы окарбоначивания и ожелезнения растительных остатков (выражены только в АК[akl] в наиболее аридном объекте) в использованных списках ЭПП не числятся как индивидуальные ЭПП, но могут быть отнесены к группам процессов, для которых детальная классификация не была разработана (Розанов, 2004; Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992). Процессы криогенной перегруппировки относятся к группе криогенных процессов по Розанову и, с определенной долей условности, к процессам криотурбаций (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992). Ожелезнение и окарбоначивание растительных остатков может быть отнесено к группе ЭПП сегрегации и цементации вещества (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992). Все эти ранее не описанные в криоаридных почвах процессы можно считать современными, соответствующими факторной обстановке. Ожелезнение растительных остатков в наиболее аридном объекте может быть объяснено актуальностью процессов мобилизации железа при кратковременном возникновении в корковом горизонте анаэробных условий, что было описано для пустынных почв Монголии (Голованов и др, 2005).

Составленный по результатам проведенного исследования процессный «портрет» криоаридных почв Юго-Восточного Алтая уточняет и дополняет полученные по почвам Севера Дальнего Востока сведения о характерных ЭПП в почвах изучаемого типа (Быстряков, Кулинская, 1980; Соколов и др, 1982; Быстряков, 1988; Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Черняховский, Градусов, Наумов, 1997).

В настоящей работе выполнено разделение ЭПП в профиле криоаридных почв на современные и палеопроцессы, показана возможная вариативность присутствия или выраженности определенных процессов в более или менее аридных условиях. Некоторые процессы для криоаридных почв отмечены впервые (образование пустынной мостовой, коркообразование, криогенное механическое измельчение растительных остатков, перекристаллизация

карбонатных кутан, окарбоначивание и ожелезнение растительных остатков и другие), при этом в составленном перечне отсутствует процесс рубефикации, выделявшийся ранее (Соколов и др., 1982) и в образовании силикатных кутан на щебне ведущая роль отводится криогенным процессам, а не партлюации, как отмечалось в предшествующих работах (Пустовойтов, 1993; Черняховский, 1995; Пустовойтов, Таргульян, 1996).

На основании проведенного детального морфогенетического исследования можно сделать обобщение о диагностированных почвенных процессах в криоаридных почвах.

Криогумусовый и палево-метаморфический горизонты криоаридных почв содержат в основном современные почвенные признаки и характеризуются процессами, преимущественно соответствующими текущей факторной обстановке. Для криогумусового горизонта характерны процессы биогенного микрооструктурирования, медленно протекающий специфический процесс гумусообразования с предварительным криогенным дроблением и частичной «консервацией» растительных остатков, процессы локального перераспределения гумуса, криогенной перегруппировки пылевато-глинистого вещества. В пользу современности криогенной перегруппировки материала свидетельствуют обнаруженные гумусово-пылевато-глинистые пленки, в том числе и на растительных остатках в верхней части профиля криоаридных почв. В наиболее аридных условиях для данного горизонта возможен современный процесс коркообразования, а также окарбоначивания и ожелезнения растительных остатков, в наименее аридных – максимально выражен дерновый процесс и процесс биогенного микрооструктурирования, связанный с деятельностью почвенной мезофауны.

Таблица 13. Элементарные почвенные процессы в профиле криоаридных почв

Условные обозначения: Интенсивность, степень выраженности признаков: ■■■ – высокая, ■■ – средняя, ■ – низкая, ‘-’ - не диагностирован.

Сокращения: (Р.) – наименование процесса по системе Б.Г. Розанова (2004);

(Эл.) – по книге (Элементарные почвообразовательные процессы..., 1992)

Процесс	Современ- ный или палео- процесс	Горизо- нты Распро- стра- нения	Интенсивность, степень выраженности			Морфосубстантивное проявление
			Бог-12	Ак-8	Ка-1	
Биогенно-аккумулятивные процессы (Розанов, 2004) или Процессы метаморфизма органического вещества (Элементарные..., 1992)						
Дерновый (Р.)	Современный	Верхн ие 5 см горизо нта АК	■■■	■■	-	Дернина, материал густо переплетен корнями
Поступление органических остатков (Эл.)	Современный		■■■	■■	■	Обилие растительных остатков разной степени разложенности
Криогенное механическое измельчение растит.остатков (Эл.)			■■■	■■■	■■■	Преобладают растительные остатки 100-500 мкм
Гумусообразование и гумусонакопление (Р.) или гумификация (Эл.)	Современный	АК	■■■	■■	■	Обилие слабо- и средне- и сильно-разложенных мелких растительных остатков, гумусовые пленки на минеральных зернах, гумусовые сгустки. Гумификация протекает медленно, предварительно идет криогенное дробление и «консервация» растит. остатков.
		BPL	■■	■	-	
Процессы перереорганизации почвенной массы (Элементарные..., 1992)						
Травяно-корневое оструктуривание (Эл.)	Современный	АК	■■	■	■	Непрочная комковато-зернистая макроструктура
Копролитообразование на макроуровне	Современный	АК	■■	-	-	Различимые на макроуровне копрогенные комковатые агрегаты – результат активности мезофауны
Биогенное микрооструктуривание (копролитообразование (Эл.) на микроуровне)	Современный /палео-	АК	■■■	■■	■	Биогенные микроагрегаты
		BPL	■■	■	-	

Процесс	Современ- ный \\палео-	Горизо- нты	Интенсивность, степень выраженности			Морфосубстантивное проявление
			Бог-12	Ак-8	Ка-1	
Криогенная перегруппировка (сортировка) материала (из группы криогенных у Розанова, ближе всего «криогенная дифференциация почвенных частиц» (Р.); условно может быть отнесен к «турбациям» (Эл.), хотя этот процесс очень локальный, «инситный»)	Современ- ный	АК	■	■	■	Ооидные микроагрегаты, силикатные кутаны (глинисто-пылеватые пленки на мелких скелетных зернах)
		BPL	■■■	■■	■	
		BCAic	■■■	■■■	■■	Мощные силикатные (глинисто-пылевато-песчаные) шапки на верхних гранях обломков, ооидные микроагрегаты в наим.аридном объекте
Горизонтальное шлировое оструктуривание (Эл.) (по системе Розанова (2004) в группе криогенных процессов)	Современ- ный	BCAic	■	-	-	В средней части профиля – постшлировая текстура
Элювиальные процессы (Розанов, 2004)						
Корокообразование	Современ- ный	AK[akl]	-	-	■■■	Образование в верхней части АК пузырьчатой корки
Иллювиально-аккумулятивные процессы (Розанов, 2004) или Процессы миграции вещества (Элементарные..., 1992)						
Гумусово-иллювиальный.(Р.) Или Al-Fe-гумусовая миграция (Эл.)	Палео-	BCAic	■	■■	■■	Образование гумусовых кутан на обломках пород
Карбонатно-иллювиальный (Р.) Кальциевая миграция (Эл.)	Палео-	BCAic	■■	■■■	■■	Образование микритовых слоев в карбонатных кутанах на обломках пород
Карбонатно-иллювиальный (Р.) Кальциевая миграция (Эл.)	Современ- ный	BCAic	■	■	■	Локальное перемещение вещества, образование зон увеличения карбонатной пропитки, фрагментарного тонкого верхнего слоя карбонатных кутан
Кремниевая миграция (силификация) (Эл.)	Палео-	BCAic	■	■	■	Образование микропрослоев аморфного кремнезёма в составе микритово-микроспаритового плотного морфотипа кутан
Партлюация (Эл.)	Вероятно, современ- ный	BCAic	■	■	■	Не исключена подчиненная роль партлюации в формировании силикатных шапок на верхних гранях обломков при ведущей роли криогенеза
Гидрогенно-аккумулятивные процессы (Розанов, 2004)						
Окарбоначивание	Палео-	BCAic	■■	■■	■■■	Образование спаритовых и микроспаритовых плотных слоев в карбонатных кутанах на обломках пород
Поступление и потеря вещества (Элементарные..., 1992)						
Выдувание мелкозёма	Современ.	Поверх- ность	-	-	■■	Образование пустынной мостовой

В палео-метаморфическом горизонте криоаридных почв наибольшее развитие имеют процессы криогенной перегруппировки пылевато-глинистого вещества с образованием силикатных кутан и ооидных агрегатов.

Щебнистые карбонатные горизонты данных почв содержат как признаки, обусловленные современными процессами (силикатные кутаны, ооидные агрегаты, наличие фрагментарного тонкого верхнего слоя карбонатных кутан, частичная перекристаллизация карбонатов), так и признаки, обусловленные действием реликтовых процессов миграции и отложения вещества: карбонатные и гумусовые кутаны на щебне, образованные в результате процессов окарбоначивания, карбонатного иллювиального и гумусового иллювиального соответственно.

В современных аридно-семиаридных условиях ведущими процессами в профилях исследованных криоаридных почв Юго-Восточного Алтая являются следующие почвенные процессы, установленные, во многом, благодаря детальному исследованию микростроения криоаридных почв:

- медленно протекающий (о чем свидетельствует большое количество слабо- и средне разложенных растительных остатков), специфический процесс гумусообразования, формирующий криогумусовый горизонт с красноватой окраской, богатый измельченным слабо-среднеразложенным растительным детритом.
- процесс биогенного микрооструктурирования в верхней части профиля;
- процесс криогенной перегруппировки пылевато-глинистого вещества горизонтов с образованием округлых микроагрегатов и силикатных кутан на минеральных зернах, растительных остатках, осколках карбонатных кутан,
- процесс перекристаллизации карбонатных кутан

В наиболее аридных условиях также выражены:

- Процессы ожелезнения и окарбоначивания растительных остатков;
- Образование пузырчато-слоистой корки;
- Формирование на поверхности почвы пустынной мостовой и пустынного загара на поверхности обломков.

6.3. Интерпретация процессов образования кутан

Учитывая противоречивость имеющейся в литературе морфогенетической информации по разным типам кутан, что подробно изложено в главе 2, все интерпретации о генезисе на нынешнем этапе развития науки могут носить лишь характер гипотез. На основании морфологических данных можно сделать наиболее вероятные предположения о механизмах и условиях формирования каждого из описанных морфологических типов кутан. Процессно-факторная интерпретация формирования морфотипов кутан приведена в таблице 14 и на рисунке 30.

Генезис карбонатных кутан определяется ответами на вопросы о первичном источнике кальция, типе процесса миграции (или обоснования его отсутствия), и, собственно, о механизме осаждения карбонатов на обломке (§ 2.3.5). Вопрос о первичном источнике кальция для формирования карбонатных кутан криоаридных почв не может быть достоверно разрешен в рамках данной работы. Однако, можно предположить, что литогенный источник не играет большой роли в данном вопросе, по крайней мере для изученных криоаридных почв наименее аридного и среднего членов ряда, где определено отсутствие карбонатных пород. В редких случаях имеется карбонатная проработка силикатных минеральных зерен (Приложение Г, рисунок Г.12), однако, это редкое локальное явление, обнаруживаемое лишь на микроуровне, и масштаб покрытия обломочного материала карбонатными кутанами с ним несопоставим. В наиболее аридном объекте, где были обнаружены среди прочих карбонатные породы, породный кальцит при выветривании может являться одним из первичных источников ионов кальция для последующей миграции растворов и отложения кутан. Эоловый привнос (аэральная пыль) также, вероятно, не является значимым источником кальция для исследованных почв, поскольку в верхнем горизонте в двух объектах нет даже следовых количеств карбонатов. Во всех трех объектах наиболее вероятным первичным источником ионов кальция представляются гидрокарбонатные щелочные почвенно-грунтовые

воды, неглубоко залегающие в прошлом (Бронникова, Конопляникова и др, 2017), что потенциально может быть дополнительно подтверждено при подробном исследовании изотопного состава кислорода в различных слоях карбонатных кутан. Однако, независимо от первичного источника кальция, для понимания генезиса кутан необходимо ответить на вопросы о процессах миграции и механизмах отложения вещества на поверхностях обломков пород в профиле криоаридных почв.

Относительно вопроса о механизмах осаждения карбонатных кутан на обломках исследователями предлагается два основных пути – промораживание плёнки с раствором (Swett, 1974; Vogt, 1991, Vogt, Corte, 1996; Courty, 1994; Голубцов, Черкашина, 2014) и испарение плёнки с раствором (Gile, Frederick, Robert, 1966; Machette, 1985; Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Blank, Fosberg, 1990; Pustovoytov, 2003; Brock, Buck, 2005; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016).

Для установления возможного вклада криогенеза в формирование карбонатных кутан изученных криоаридных почв автором был проведён эксперимент по промораживанию ($t = -14\text{ }^{\circ}\text{C}$) насыщенного раствора карбоната кальция для осаждения карбонатов на поверхности погружённых в раствор инертных (стеклянных «галеков») субстратов с последующим изучением строения полученных кристаллов кальцита в плёнках на поверхностях субстратов под растровым электронным микроскопом (Konopliyanikova et al, 2017). По результатам проведённого эксперимента получилось, что промораживание даёт много разнообразных мелких (около 1 мкм) кристаллов неправильной формы, также были обнаружены кубические, пластинчатые кристаллы, кристаллы треугольной и округлой формы, на некоторых участках кристаллы могут образовывать агрегаты (3–4 мкм). Можно заключить, что карбонаты в кутанах криоаридных почв Алтая не криогенные – при изучении на субмикроморфологическом уровне (Рисунок 22; приложение Д) строения слоёв кутан криоаридных почв – форм кристаллов, полученных при

экспериментальном промораживании раствора, обнаружено не было (Konoplianikova et al, 2017), а ведущим механизмом их формирования является испарение плёнки с раствором с различной скоростью в зависимости от условий среды.

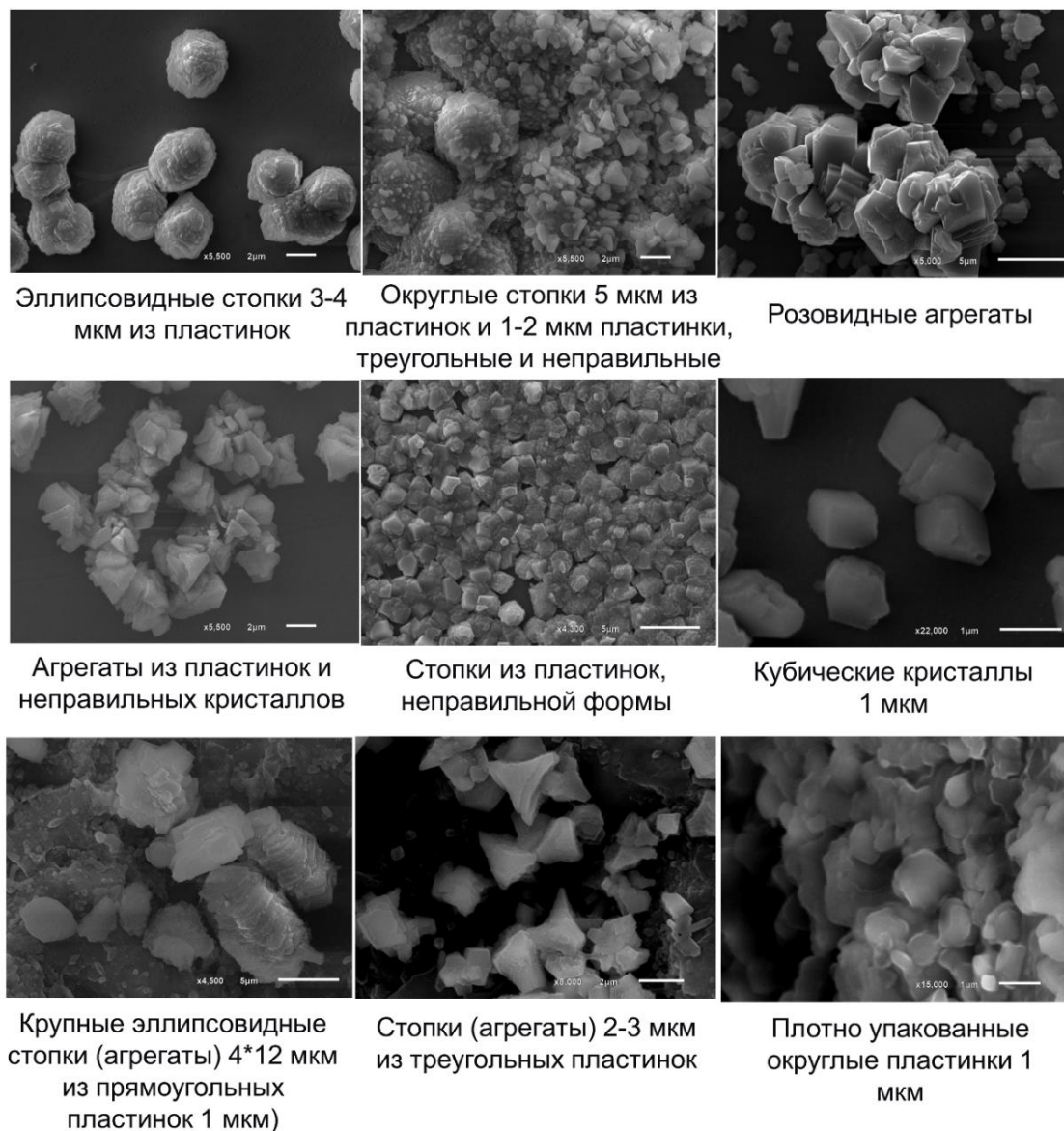


Рисунок 29. Характерные формы кристаллов кальцита, полученные при промораживании ($t = -14\text{ }^{\circ}\text{C}$) насыщенного раствора карбоната кальция с последующей сушкой при комнатной температуре

Стоит отметить, что ни в одном из объектов карбонатные кутаны не представляют собой кутаны выветривания, образующиеся путем перекристаллизации карбонатных пород *in situ*, описанные (Ducloux, Laouina, 1989), даже в случае залегания карбонатных кутан на карбонатных обломках

пород в наиболее аридном объекте, между обломком и кутаной всегда наблюдается резкая граница, что свидетельствует о натечном характере новообразований.

На основании детального изучения морфологии кутан (глава 5), с опорой на имеющуюся в литературных источниках информацию (глава 2), предпринята попытка интерпретации процессов формирования кутан.

Крупный размер столбчато-ромбовидных сростков кристаллов карбонатного спаритового плотного морфотипа, прилегающего непосредственно к нижней поверхности обломка породы, даёт основания полагать, что при формировании данного морфотипа растворы были низкоконцентрированными, осаждение кальцита происходило медленно. (Парфенова, Ярилова, 1977; Drees, Wilding, 1987; Герасимова, Губин, Шоба, 1992) Медленное осаждение в толщах с провальной фильтрацией возможно в полугидроморфных условиях, при стабильном наличии каймы гидрокарбонатных грунтовых (или надмерзлотных) вод в почвенном профиле. Поскольку слой данного типа находится в непосредственной близости к обломку, залегает равномерно и никаких признаков существования полости между кутаной и породой и инверсии слоёв кутан, описанной некоторыми авторами (Brock, Buck, 2005) не наблюдалось, данный слой среди карбонатных кутан является наиболее древним. В литературе встречаются сведения, что спаритовые кристаллы формируются из разбавленных растворов грунтовых вод (Raghavan, Courty, 1987), а также при перекристаллизации микрита во время влажных сезонов (Khormali, Abtahi, Stoops, 2006). Мы предполагаем, что кутаны спаритового плотного морфотипа формировались путем медленной испарительной аккумуляции из пленок влаги на нижних гранях обломков, образовавшихся при высоком уровне слабоминерализованных грунтовых вод гидрокарбонатного состава. Таким образом, непосредственно механизм формирования данного слоя, наиболее вероятно, был испарительным, процесс миграции вещества был восходящим, а первичным источником кальция,

вероятно, являются минерализованные грунтовые воды. Образование данного слоя, как и других слоёв кальцита, происходило при сравнительно аридных условиях.

Следующим по хронологии идет карбонатный микритово-микроспаритовый плотный морфотип. Образование микрослоистых кутан связывают с незначительными климатическими флуктуациями (Courty et al, 1994). Формирование микрита происходит при быстром осаждении вещества из высококонцентрированных минерализованных растворов (Folk, 1974; Парфенова, Ярилова, 1977; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006 и др). Осаждение с формированием микритовых частиц обеспечивается при быстром испарении почвенных растворов в условиях дефицита влажности и наличии примесей в растворе (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989). Формирование микроспарита происходит при более медленном осаждении, по сравнению с микритом, при меньшей концентрации растворов (Парфенова, Ярилова, 1977). Хотя, также есть мнение, что прозрачные прослои могут указывать на более сухие и холодные условия среды с деградацией растительного покрова (Courty et al, 1994). На наш взгляд, микритово-микроспаритовый плотный морфотип мог формироваться при ритмичном, короткопериодичном чередовании иллювиирования карбонатов и их быстрой испарительной и/или криогенно-дессикационной аккумуляции из грунтовых (надмерзлотных) вод. Характерная микрослоистость обязана динамичным условиям формирования, а наличие прозрачных микроспаритовых прослоев может быть свидетельством периодической водонасыщенности (Sobecki, Wilding, 1983). Можно предположить, что на этапе формирования микритово-микроспаритовых кутан, в целом более аридном, по сравнению с этапом, отразившемся в первом, спаритовом слое, происходили частые, возможно, сезонные, ритмичные колебательные изменения уровня минерализованных грунтовых вод, связанные с изменениями уровня воды в озере. Таким образом, на данном этапе происходило ритмичное чередование иллювиирования карбонатов (формирование микритовых прослоев) и, вероятно,

быстрой аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных грунтовых вод (формирование микропаритовых прослоев), смена фаз быстрого испарения с формированием микрита и более медленной кристаллизации, благоприятствующей росту более крупных микропаритовых кристаллов. В любом случае, этот слой свидетельствует о динамичных, колебательных условиях увлажнения на этапе истории развития криоаридных почв, когда формировались кутаны микритово-микропаритового плотного морфотипа.

Обнаруженные в составе микритово-микропаритового плотного морфотипа тонкие прослои аморфного кремнезёма, с большой вероятностью, свидетельствуют от том, что на этапе формирования этого морфотипа кутан имели место периоды, когда реакция среды почвенного раствора доходила до сильнощелочной, в результате чего становилась возможной миграция SiO_2 : согласно Gutiérrez-Castorena и Effland, максимальная растворимость, переход в почвенный раствор и последующая подвижность аморфного SiO_2 начинается в высокощелочном диапазоне pH (более 8,5–9) и повышается также при высоких температурах (Gutiérrez-Castorena, Effland, 2010). Вероятно, это свидетельство о наиболее засушливых стадиях в период формирования микритово-микропаритового плотного морфотипа. Однако, если брать за основу гипотезу К. Е. Пустовойтова о необходимости для миграции кремнезёма, напротив, слабокислых условий среды в холодном семигумидном-семиаридном климате, в результате чего опаловые кутаны максимально представлены в тундростепных почвах (Пустовойтов, 1993; Пустовойтов, Таргульян, 1996), то опаловые прослои в составе карбонатного микритово-микропаритового плотного морфотипа говорят о более влажных кратковременных стадиях. В любом случае, чередование ультратонких карбонатных и опаловых прослоев свидетельствует о частых изменениях условий среды на данном этапе, однако спорным остаётся вопрос о конкретных климатических параметрах (краткосрочная смена условий на более влажные с более кислой реакцией среды или же на более сухие с более щелочной реакцией).

Наблюдающиеся различия в окраске карбонатного микрито-микропаритового плотного морфотипа (может быть желтовато-белым, желтым, оранжевым, бурым) могут быть связаны со спецификой и количеством органического вещества (Пустовойтов, 1993; Corty et al, 1994; Durand et al, 2010; Голубцов, Черкашина, 2014) и железа (Durand et al., 2018; Голубцов, Черкашина, 2014; Голубцов, Черкашина, Бронникова, 2021). Эти компоненты могли находиться в мигрирующем растворе непосредственно при осаждении карбонатных микритовых прослоев или же мигрировать позднее, в отдельную фазу, тотально и довольно равномерно пропитывая карбонатные слои уже после их формирования. Количество мигрирующего органического вещества зависит, помимо физико-химических условий, влияющих на его растворимость, от общей биологической активности почв: чем более благоприятной для биоты является фаза педогенеза, тем больше примеси дисперсного органического вещества в кутанах (Chadwick, Sowers, Amundson, 1989; Пустовойтов, 1993; Courty, 1994; Пустовойтов, Таргульян, 1996; Голубцов, Черкашина, 2014). Таким образом, слои карбонатных кутан с большим содержанием дисперсного органического вещества отвечают фазам педогенеза, более сбалансированным по теплообеспеченности и увлажнению. Помимо соосаждения также могло иметь место последовательное отложение карбонатов и гумуса, который впоследствии полностью пропитал карбонатные слои и далее был уплотнен и спрессован с образованием карбонатных микритовых плотных слоёв желтой, оранжевой или бурой окраски.

Таким образом, бурые, оранжевые, желтые карбонатные микрито-микропаритовые плотные слои могли быть образованы при совместном осаждении карбонатов и примесей, в пользу этого свидетельствует факт, что пропитка/прокраска карбонатных микритовых слоев цветным пигментом очень равномерная, чего обычно нельзя наблюдать при расхождении процессов во времени и одновременном отложении материала в одной и той же точке, хотя полностью отвергать гипотезу о последовательном отложении карбонатов,

а затем гумуса в нынешних цветных микритово-микроспаритовых плотных слоях нельзя. В пользу гипотезы последовательного остывания карбонатов и гумуса при формировании карбонатного плотного морфотипа кутан свидетельствует то, что иногда на одном камне может быть и белый плотный, и желтый плотный слои, залегающие не по всей поверхности (Но, как правило, цветной плотный представлен одним типом окраски на одном обломке). Наличие между микритовыми слоями микроспаритовых прослоев, и тот факт, что при этом плотный слой прокрашен на сколе единым цветом, может свидетельствовать в пользу прокраски и пропитки желтых и бурых микритово-микроспаритовых слоёв органическим веществом уже после отложения карбонатных микропрослоев данного морфотипа. В случае принятия данной гипотезы можно говорить о наличии после отложения микритово-микроспаритовых плотных кутан более влажной подфазы с иллювиированием органического вещества перед аридной автоморфной фазой формирования следующего слоя, микритовых рыхлых кутан. Это согласуется с новыми данными по датированию из одного образца микритово-микроспаритового плотного бурого морфотипа карбонатов и гумуса (но в рамках данной работы они не рассматриваются).

За микритово-микроспаритовым слоем на большинстве обломков следует прозрачный спаритовый прослой с зубовидной формой сростков вытянутых кристаллов, его образование могло произойти при медленной аккумуляции чистого кальцита (Парфенова, Ярилова, 1977; Drees, Wilding, 1987; Герасимова, Губин, Шоба, 1992), в частности, это возможно при гидрогенной аккумуляции (Raghavan, Courty, 1987). В случае изученных объектов такой процесс вероятен при высоком уровне озер в котловинах и периодическом грунтовым длительном подтоплении позиций, занятых криоаридными почвами.

Далее на нижних гранях обломков наблюдается залегание карбонатного микритового рыхлого слоя, с редкими микроспаритовыми кристаллами в самом внешнем микрослое. Микрит образуется при быстром осаждении, размер

образующихся кристаллов обратно пропорционален концентрации растворов (Folk, 1974; Парфенова, Ярилова, 1977; Khormali, Abtahi, Stoops, 2006). Формирование этого морфотипа, вероятно, связано с процессом иллювиирования карбонатов в стабильных аридных-семиаридных условиях: формирование возможно при нисходящих потоках минерализованных растворов с частыми периодами иссушения. Затем в семиаридных условиях, происходит вторичное иллювирование и перекристаллизация внутри аккумулятивно-карбонатных горизонтов с укрупнением размера кристаллов в самом внешнем микрослое.

Далее произошло отложение гумусовых кутан: последовала гумидная фаза, при которой было возможно иллювирование и отложение гумусового вещества. Описываемый гумусовый по карбонатному морфотип, а точнее гумусовый морфотип, образующий пропиточные субкутаны по слоям карбонатных кутан, также, как и бескарбонатный гумусовый морфотип горизонтов АК и BPL, вероятно, является результатом Al-Fe-гумусового процесса, связанного с гумидной фазой развития почв. Только в данном случае процесс захватывал карбонат-содержащие горизонты, накладываясь на более ранние признаки аккумулятивно-карбонатных фаз эволюции. В пользу альфегумусового процесса образования кутан данного типа свидетельствует их состав (рисунки 24, 25) и морфология (рисунок 20, б-III, е-III; рисунок 21, в-III, г-III, д-III, е-III; приложение Д, рисунок Д.1). Изученные гумусовые кутаны содержат также алюминий и железо. Что касается морфологии, то органическое вещество в этих кутанах мономорфное, без примесей грубого вещества, полупрозрачное, имеет красновато-бурую окраску, для поверхности характерно гладкое («лаковое») покрытие и полигональное растрескивание. Такие признаки характерны для ВН и ВНf иллювиальногумусовых и альфегумусовых почв (горизонтов «сподик» по WRB, 2015 (Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Классификация..., 2004; De Coninck F, McKeague J.A., 1985; Wilson, Righi, 2010; Van Ranst, Wilson, Righi, 2018). Морфологическим признакам гумусово-глинистых кутан, характерных

для текстурно-дифференцированных и щелочно-глинисто-дифференцированных почв (Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Бронникова, 2008; Kühn et al, 2018), описанные гумусовые кутаны криоаридных почв не соответствуют.

В ряде случаев поверх гумусовых кутан в карбонатных горизонтах обнаруживался тонкий прослой нижележащего карбонатного микритового рыхлого морфотипа, что может являться следствием вторичного локального переотложения карбонатного вещества данного морфотипа в современных аридно-семиаридных условиях.

Таблица 14. Процессно-факторная интерпретация формирования морфотипов кутан

Морфотип кутан	Процесс	Условия
I. Силикатный	Преимущественно вымораживание, возможно, локальная партлювация, в сочетании с криогенной десикацией	Холодные, благоприятные для криогенных процессов
II. Гумусовый бескарбонатный	Иллювиирование гумуса (и, в меньшей степени, железа) в верхней части профиля	Холодные, гумидные
III. Гумусовый по карбонатному	Иллювиирование гумуса в аккумулятивно-карбонатном горизонте, наложенное на карбонатные кутаны	Холодные, гумидные
IV. Карбонатный микритовый рыхлый	Вторичное иллювиирование и перекристаллизация внутри аккумулятивно-карбонатных горизонтов	Семиаридные, аридные
V. Карбонатный, микроспаритово-микритовый, плотный, тонкослоистый, с участием кремнезема	Ритмичное чередование иллювиирования карбонатов и кремния и быстрой аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных грунтовых вод	Аридные, с колебательной динамикой уровня грунтовых вод
VI. Карбонатный спаритовый плотный	Медленная аккумуляция карбонатов из гидрокарбонатных грунтовых вод	Полугидроморфные (стабильно близкое залегание грунтовых вод)

(Бронникова, Конопляникова и др, 2017)

Силикатный бескарбонатный морфотип, выраженный глинисто-пылевато-песчаными кутанами (шапками) на верхних гранях обломков, является следствием современного криогенного процесса. В работе (Van Vliet-Lanoë, Catherine, 2018) отмечено, что силикатные кутаны (*silt cappings*) на каменистых отдельностях являются индикатором современных или действовавших ранее процессов промерзания-оттаивания. Против ведущей роли партлювации (Таргульян, 1971; Черняховский, 1995; Пустовойтов, 1993) в формировании данного морфотипа свидетельствует соответствие материала кутан материалу вмещающего горизонта.

Формирование кутан морфотипа силикатного в карбонатном цементе, вероятно, также связано с криогенной сортировкой и морозной десикацией при промораживании. Именно быстрое обезвоживание карбонат-содержащего раствора может вызывать формирование кутан с силикатным «каркасом» из крупных частиц, пропитанных карбонатным «цементом».

Таким образом, кутаны в рассмотренных профилях свидетельствуют о сложной полигенетичной истории криоаридных почв, с едиными этапами для почв, находящихся в различающихся современных условиях (рисунок 30).

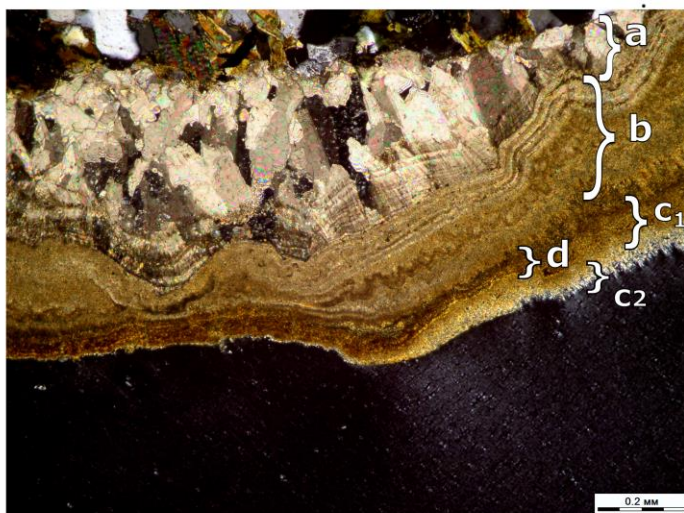
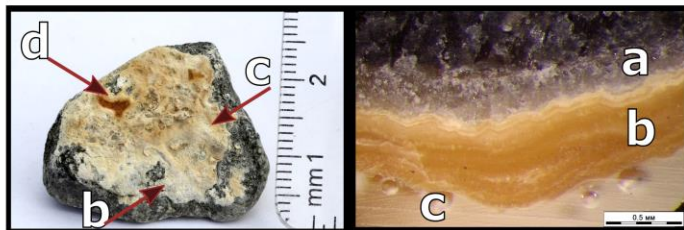
Выявленные в § 5.3. различия в деталях строения морфотипов кутан в трёх объектах ландшафтно-высотного ряда не могут быть объяснены только различиями современных ландшафтно-климатических условий. На основании морфологического анализа (§ 5.1) и установления возраста кутан (§ 5.5) можно заключить, что кутанный комплекс исследованных почв, по большей части, является унаследованным от прошлых этапов педогенеза.

Макроморфологическое строение:

гумусовый слой кутан (d) пропитывает карбонатный рыхлый (c), залегающий поверх плотного (b)

Мезоморфологическое строение:

карбонатный спаритовый плотный слой (a), карбонатный микритово-микроспаритовый плотный слой желтой окраски (b), карбонатный рыхлый тонким слоем (c) Изображение в отраженном свете



Микроморфологическое строение многослойных кутан на щебне
Изображение в проходящем свете, X николи

ТИП

ПРОЦЕСС, УСЛОВИЯ

**ФАЗА
ЭВОЛЮЦИИ
ПОЧВЫ**

a Карбонатный спаритовый плотный слой с ромбовидными кристаллами	Формирование возможно при медленной аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных грунтовых вод. Необходимы полугидроморфные условия	Семиаридная, с влиянием грунтовых вод (последовательные фазы высокого стояния и сезонных колебаний уровня грунтовых вод в почвенном профиле)
b Карбонатный микритово-микроспаритовый плотный слой с чередованием прослоев	Формирование возможно при ритмичном чередовании иллювиирования карбонатов и быстрой аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных грунтовых вод. Необходимы аридные условия с колебательной динамикой уровня грунтовых вод	
C₁ Карбонатный микритовый средне-рыхлый слой	Формирование возможно при иллювиировании карбонатов, в т.ч. вторичном. Необходимы аридные-семиаридные условия	Семиаридная, без влияния грунтовых вод
d Гумусовый	Иллювиирование гумуса, возможно в гумидных условиях	Хорошо дренированная гумидная
C₂ Карбонатный микроспаритово-микритовый рыхлый слой	Формирование возможно при иллювиировании карбонатов, в т.ч. вторичном. Необходимы аридные-семиаридные условия	Возобновление семиаридных условий, без влияния грунтовых вод

Рисунок 30. Характерное строение многослойных кутан криоаридных почв Юго-Восточного Алтая с интерпретацией процессов и условий их формирования

На более аридном этапе во всех почвах формировались карбонатные кутаны, причем различные морфотипы с разным характерным размером кристаллов были сформированы при разном водном режиме почв.

Более гумидный этап, при котором было возможно иллювиирование гумуса, оставил гумусовые кутаны в исследованных профилях криоаридных почв. В прошлом, на всех этапах развития почв, с большой вероятностью, также наблюдались ландшафтно-климатические отличия в исследуемых котловинах, о чем свидетельствуют отличия в строении (различная мощность и окраска отдельных типов) и профильном распределении (§ 5.3) кутан (обилие кутан в горизонтах и распространение кутан на разные глубины свидетельствует о разной интенсивности соответствующих почвенных процессов при разных климатических параметрах).

6.4. Реконструкция этапов педогенеза криоаридных почв

На основании иерархического морфогенетического анализа строения криоаридных почв можно заключить, что современным условиям и современному этапу педогенеза в профиле криоаридных почв соответствуют гумусообразование, биогенное микрооструктурирование, а также признаки, образованные в результате процесса криогенной перегруппировки материала: криогенные ооидные микроагрегаты (0,2–1 мм), силикатные кутаны на крупных обломках пород, мелких скелетных зернах и слабо разложившихся растительных остатках. Характерные для аккумулятивно-карбонатных горизонтов криоаридных почв многослойные кутаны образованы в результате реликтовых, по большей части уже не действующих процессов миграции и отложения карбонатов, кремнезёма и гумуса на обломках пород, однако в современных условиях возможно локально действующие процессы растворения, растрескивания, перекристаллизации, внутригоризонтного перемещения материала карбонатных кутан.

Наличие в одном профиле на одних и тех же обломках пород разнотипных карбонатных и гумусовых морфотипов кутан, которые требуют для своего

накопления различных климатических условий и уровня pH, объясняется тем, что формирование этих кутан происходило в различные фазы педогенеза. Накопление карбонатов происходило в полужасушливых и засушливых условиях, гумусовых — в относительно влажных.

На основании радиоуглеродного датирования материала кутан (§ 5.5) установлено, что формирование карбонатных кутан приурочено к аридно-семиаридному периоду 6900–8200 кал. лет назад. Далее следовала гумидная фаза, при которой было возможно иллювиирование и отложение гумусового вещества, произошло отложение гумусовых кутан, возраст которых около 3800 кал. лет. Выделенные нами этапы согласуются с трендами природных изменений, описанными по другим архивам: геоморфологическим, дендрохронологическим, в частности, отражающим динамику горных оледенений, а также диатомовым, спорово-пыльцевым, хирономидным комплексам в озерных отложениях (Westover, 2006; Blyakharchuk et al., 2007; Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A. 2007; Blyakharchuk. 2008; Agatova et al., 2012; Назаров, Соломина, Мыглан, 2012 и др.).

По терминологии В. О. Таргульяна (2019), наблюдаемые в профиле криоаридных почв котловин Юго-Восточного Алтая разновременные признаки, формирование которых принципиально невозможно на одной и той же биоклиматической стадии развития почвы, свидетельствуют о том, что мы имеем дело с климатической эволюцией почвенного профиля (тип эволюции по ведущему фактору). По степени изменения потенциала климата и биоты и трансформационного потенциала почвы — имеет место преимущественно наложенный тип эволюции, поскольку информация о предшествующих стадиях развития почвы хорошо сохранена в твёрдофазных продуктах функционирования — многослойных кутанах (хотя в мелкозёме почв реликтовые признаки не наблюдаются). По степени отличия вызывающего эволюцию фактора от предыдущего, в профиле исследованных криоаридных почв наблюдается контрастный тип эволюции.

На основе анализа строения последовательности слоев различной морфологии в многослойных кутанах на щебне (§ 5.1, § 5.4) по имеющимся в литературе представлениям о связи морфологии педогенных карбонатов с условиями их аккумуляции (Ковда, 2008; Zamanian, Pustovoytov, Kuzyakov 2016; Durand, 2018 и др.; подробный обзор изложен в главе 2 и § 6.3), реконструированы следующие этапы, через которые прошли криоаридные почвы: I) аридный-семиаридный полугидроморфный, 7000–8000 л.н. (спаритовые плотные слои, микроспаритово-микритовые плотные слои с прослоями опала); II) аридно-семиаридный автоморфный (микритовые рыхлые слои); III) гумидный автоморфный, 3800 л.н. (Fe-гумусовые кутаны); IV) современный аридно-семиаридный автоморфный (микритовые рыхлые и силикатные кутаны) (рисунок 30).

Таким образом, установлено, что криоаридные почвы являются полигенетичными. Щебнистые карбонатные горизонты данных почв содержат как признаки, обусловленные действием реликтовых процессов (карбонатные и гумусовые кутаны на щебне), так и современные признаки (силикатные кутаны, ооидные агрегаты, зоны увеличения карбонатной пропитки, образование фрагментарного тонкого верхнего слоя карбонатных кутан). Криогумусовый и палево-метаморфический горизонты криоаридных почв Юго-Восточного Алтая содержат признаки, преимущественно соответствующие текущей факторной обстановке аридно-семиаридного ультраконтинентального климата с резким дефицитом тепла и влаги. В современной факторной обстановке, на современном этапе педогенеза в профиле криоаридных почв действуют почвенные процессы, диагностируемые, преимущественно, на микроморфологическом уровне организации, описанные в § 6.2.

6.5. Сравнение криоаридных с другими типами почв. Специфика криоаридных почв.

Криоаридные почвы, которые ранее описывались как каштановые, находящиеся в сходных экологических условиях под степной растительностью,

в настоящее время в классификации почв России включены в отдел палео-метаморфических почв, что роднит их с палевыми почвами, находящимися в этом же отделе.

Криоаридные почвы с палевыми объединяет наличие палео-метаморфического горизонта, с палевой окраской и плохо оформленной макроструктурой, строение которого, однако, несколько отличается в этих почвах: поскольку криоаридные почвы формируются в более аридных условиях, на щебнистых субстратах и имеют, преимущественно, супесчаный гранулометрический состав, в горизонте BPL криоаридных почв, как и во всем профиле, криогенные ооидные агрегаты не всегда хорошо оформлены и имеют меньший размер (до 250 мкм).

Характерной чертой криоаридных почв является наличие сложноорганизованного многокомпонентного кутанного комплекса, ведущей формой новообразований в этом типе почв являются кутаны на щебне (бородки), когда в палевых и бурых почвах ведущей формой карбонатных новообразований являются пропитки, в каштановых почвах - пропитки и белоглазка.

Что касается органического вещества, для криоаридных почв характерны высокие значения содержания органического углерода (1–5%, среднее значение 3,5%) (у каштановых почв характерные значения содержания органического углерода составляют 1,2-2%⁶ (Классификация..., 2004) или 1–1,6% (Борисов, Ганжара, 2008)). Для криоаридных почв получены очень высокие значения содержания легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ), равные 3–5% в криогумусовом горизонте (если исключить верхние задернованные 5 см, где содержание ЛОВ ещё выше), что существенно превосходит показатели в почвах Европейской части России (в среднем 0,7% для каштановых почв (Борисов, Ганжара, 2008)). Это свидетельствует об обилии в криогумусовом горизонте негумифицированных слабо и среднеразложенных растительных остатков.

⁶ исходные данные в Классификации и диагностике почв России приведены по содержанию гумуса (2–3,5%), автором произведен пересчет на содержание органического углерода

Обилие растительных остатков мелкой (100–500 мкм) размерности может быть связано с криогенным дроблением. Установленный факт свидетельствует о том, мелкий слаборазложенный детрит размером 100-500 мкм, который практически невозможно отобрать при удалении корешков, завышает значения, получаемые при анализе органического углерода криоаридных почв.

При сравнении микростроения криоаридных, каштановых и палевых почв с использованием собственных шлифов и литературных данных (Национальный атлас почв..., 2011; Герасимова, Губин, Шоба., 1992; Морозова, 1966; Соколов и др, 1976; Лебедева, 2012 и др.) установлено, что биогенные микропризнаки (поры-камеры, копрогенные агрегаты и т.д.) максимально выражены в каштановых почвах, криогенные микропризнаки (постшлировые текстуры, линзовидные и ооидные микроагрегаты, оптическая ориентация глины по контуру агрегатов и т.д.) наиболее сильно и отчетливо выражены в палевых почвах. (Биогенные микропризнаки: каштановые почвы > криоаридные почвы > палевые почвы. Криогенные микропризнаки: Палевые почвы > криоаридные почвы > каштановые почвы). Специфика криоаридных почв заключается в промежуточном положении по выраженности биогенных и криогенных микропризнаков между каштановыми и палевыми почвами. Наиболее аридные варианты криоаридных почв имеют в верхней части гумусового горизонта пузырьчато-слоистую корку, что также может наблюдаться в бурых почвах.

Ниже приведена таблица сравнения признаков криоаридных, палевых, каштановых и бурых почв (таблица 15), которая составлена на основании личных материалов автора, Классификации почв России (2004), Полевого определителя почв России (2008) и работы, проведенной группой исследователей при непосредственном участии автора в Центральном музее почвоведения имени В.В. Докучаева по описанию эталонных почвенных монолитов (Гуркова и др., 2019). Индексация горизонтов в таблице дана по Полевому определителю почв России (2008).

Таблица 15. Сравнение ключевых признаков криоаридных, палевых, каштановых, бурых почв

Ключевые признаки	Криоаридные	Палевые	Каштановые	Бурые
Гумусовый горизонт	АК	АУ	АJ	АJ
*Биогенные микропризнаки	Средне	Мало	Много	Мало
*Окраска гор.А	Тёмно-бурая 10 YR3/3	Серовато-бурая 10YR3-6/2-3	Бурая 10YR4(5)/2-6	Светло-серая 10YR7/2
*Поверхностная корка	Возможна в наиболее аридных вариантах	Нет	Нет	Возможна
Первый В горизонт	BPL (или Bpl)	BPL	ВМК/ВМ	ВМ
*Оструктуренность	Средняя/низкая	Низкая	Высокая	Высокая
*Окраска гор.В1	Палевая 10YR4(5)/3(4)	Палевая 10YR3-6/2-4	Каштановая 10YR4-6/3-6	Бурая 10YR4/6 (6/3)
Аккумулятивно-карбонатный горизонт	ВСАic	ВСА	САТ	ВСА
Формы карбонатов	Бородки (кутаны на щебне) + пропитки	Пропитки	Белоглазка+ пропитки	Пропитки
Криогенные признаки в профиле почв	Средневыражены: полигональное растрескивание поверхности, образование силикатных кутан на верхних гранях крупных обломков и вокруг мелких зерен, ооидные микроагрегаты, постшлировая текстура (криоплитчатость) при суглинистом гран.составе	Многочисленны: полигональность почвенной поверхности, клинья (языки), криотурбации, постшлировая текстура (криоплитчатость), на микроуровне хорошо выраженная ооидная ориентация тонкодисперсной массы	Мало/нет	Мало/нет
Исходные субстраты	Скелетные, супесчаные (реже легко-суглинистые)	Пылевато-суглинистые	Суглинистые/супесчаные	Суглинистые/супесчаные

Составлено автором

Сочетание описанных выше признаков определяет специфику типа криоаридных почв: в криогумусовом горизонте это накопление мелкого (0,1–0,5 мм) слаборазложённого корневого детрита (3–5% от массы горизонта); сочетание хорошо выраженной зоогенной микроструктуры с менее выраженной криогенной, пылевато-глинисто-гумусовые и гумусовые кутаны на минеральных зернах. В палево-метаморфическом горизонте это глинисто-пылеватые кутаны на зернах песчаной и гравелистой размерностей с небольшим количеством несиликатного железа, не превышающим содержание железа в плазме. Важную роль в формировании профиля криоаридных почв играют криогенные признаки: полигональное растрескивание поверхности, криогенная сортировка материала, криогенное дробление минеральных зерен, образование силикатных кутан на верхних гранях крупных обломков и вокруг мелких зерен, более-менее выраженные ооидные микроагрегаты, формирование постшлировой текстуры, не характерные для каштановых почв, но развитие которых в криоаридных почвах слабее, чем в палевых почвах. Криогенные признаки в профиле криоаридных почв наибольшее развитие получают в наименее аридных условиях, в более аридных они выражены слабее. Аридные (влаждефицитные) условия формирования криоаридных почв определяют отсутствие криотурбаций, в том числе языковатости, которая характерна для палевых почв, наличие в наиболее аридных условиях элементов пустынной мостовой, пустынного загара, слоисто-пузырчатой корочки, свойственной полупустынным и пустынным почвам.

ВЫВОДЫ

1) Проведенный иерархический морфогенетический анализ и сопутствующее химическое исследование подтвердили правильность выделения криоаридных почв в отдельный тип – криоаридные почвы занимают промежуточное генетическое положение между каштановыми и палевыми почвами: имеют специфический криогумусовый горизонт; по сравнению с каштановыми почвами в них лучше развиты криогенные признаки, биогенные признаки выражены меньше; по сравнению с палевыми почвами – криогенные признаки выражены слабее, но лучше выражены биогенные признаки.

2) Основная специфика криогумусового горизонта заключается в накоплении мелкого слаборазложившегося корневого детрита, в сочетании зоогенной микроструктуры с менее выраженной криогенной, в наличии гумусовых и пылевато-глинисто-гумусовых кутан на минеральных зернах.

3) Глинисто-пылеватые кутаны на зернах скелета, образованные в результате криогенной перегруппировки материала – характерный признак горизонта BPL. Характерная окраска палево-метаморфического определяется небольшим количеством минералов (гидр)оксидов железа, пропитывающих тонкодисперсное вещество глинисто-пылеватых пленок на минеральных зернах скелета.

4) Криоаридные почвы характеризуются генетически единым кутанным комплексом, включающим силикатные, гумусовые, карбонатные: микритовые рыхлые, микритово-микроспаритовые плотные с участием опала, спаритовые плотные морфотипы кутан. По последовательностям кутан реконструированы следующие этапы педогенеза: I) аридно-семиаридный полугидроморфный, 7000-8000 л.н. (спаритовые плотные слои, микроспаритово-микритовые плотные слои с прослоями опала) II) аридно-семиаридный автоморфный (микритовые рыхлые слои) III) гумидный автоморфный, 3800 л.н. (Fe-гумусовые кутаны); IV) современный аридно-семиаридный автоморфный (микритовые рыхлые и силикатные кутаны)

5) В формировании профиля криоаридных почв играют важную роль

криогенные признаки: полигональное растрескивание поверхности, криогенная сортировка, криогенное дробление минеральных зерен, образование силикатных кутан на верхних гранях крупных обломков и вокруг мелких зерен, ооидные микроагрегаты, формирование постшлировой текстуры. Эти признаки отличают криоаридные почвы от каштановых, но выражены хуже по сравнению таковыми в палевых почвах.

6) К основным современным процессам в профиле криоаридных почв можно отнести: а) накопление мелкого корневого детрита в сочетании со слабой аккумуляцией гумуса; б) биогенное и криогенное микроструктурирование; в) криогенную перегруппировку пылевато-глинистого вещества; г) частичную перекристаллизацию карбонатных кутан и локальное перераспределение карбонатов; д) ожелезнение и окарбоначивание растительных остатков (выражены в наиболее аридных условиях).

7) Криоаридные почвы являются полигенетичными. Криогумусовый и палево-метаморфический горизонты содержат признаки, преимущественно соответствующие текущей факторной обстановке, а щебнистые карбонатные горизонты данных почв содержат как признаки, обусловленные действием реликтовых процессов (карбонатные и гумусовые кутаны на щебне), так и современные признаки (силикатные кутаны, ооидные агрегаты, зоны увеличения карбонатной пропитки, образование фрагментарного тонкого верхнего слоя карбонатных кутан).

8) Вариативность строения криоаридных почв в ландшафтно-высотном ряду нарастающей аридности заключается в следующем: для центрального члена ряда характерны все вышеописанные типичные признаки, в наименее аридных условиях развита дернина, лучше выражена структура, биогенные и криогенные признаки; в наиболее аридном профиле присутствует пустынная мостовая с загаром на поверхности щебня, слоисто-пузырчатая корка, окраска всех горизонтов более светлая, карбонаты присутствуют с поверхности, процессы аккумуляции карбонатов проявляются наиболее ярко.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе на основании детального иерархического морфогенетического исследования предпринята попытка развернутого анализа морфогенеза слабоизученного типа криоаридных почв, которые занимают значительные площади в горах Южной Сибири. На примере ландшафтно-высотно-климатического ряда криоаридных почв Юго-Восточного Алтая показаны специфические «обязательные» черты типа криоаридных почв и «факультативные» признаки, которые появляются в данных почвах в менее или более аридных условиях. Это может в перспективе иметь прогностическое значение: зная особенности строения криоаридных почв в разных условиях увлажнения можно прогнозировать тренд изменения признаков в криоаридных почвах при соответствующих климатических изменениях во времени, то есть какие свойства и признаки могут в них появиться при гумудизации или аридизации климата.

В работе значительно дополнены представления о морфогенезе криоаридных почв и впервые подробно описано их микростроение. Установлен ряд новых фактов относительно особенностей строения криоаридных почв, обнаружены новые существенные микропризнаки, объясняющие современные почвенные процессы в данных почвах, определён вклад криогенеза в формирование признаков криоаридных почв, сделан вывод о морфогенетической специфике типа. Обоснована специфика криогумусового горизонта, заключающаяся в большом количестве мелких слаборазложённых растительных остатков, сочетании биогенной и криогенной микроструктуры, наличии гумусовых кутан на щебне. Установлены строение и состав палевых пленок на зернах скелета в палево-метаморфическом горизонте, причина окраски данного горизонта. Показано, что характерный признак горизонта BPL – глинисто-пылеватые кутаны на зернах скелета, образованные в результате криогенной перегруппировки материала, а характерная окраска данного горизонта определяется небольшим количеством минералов (гидр)оксидов железа, пропитывающих тонкодисперсное вещество основной массы горизонта

и, в частности, глинисто-пылеватых кутан. Обосновано, что криоаридные почвы являются полигенетичными и прошли по меньшей мере четыре этапа педогенеза. Это установлено благодаря детальному исследованию многослойных кутан на обломках пород, которые являются основной формой новообразований и ключевым блоком почвенной памяти в этих скелетных почвах. Материалы работы могут быть использованы в курсах по географии, морфологии и генезису почв, для усовершенствования классификации почв при разработке диагностических критериев для типового и подтипового разделения палео-метаморфических почв, данные по организации кутанного комплекса перспективно использовать в палеогеографических реконструкциях как почвенный блок памяти о ландшафтно-климатических изменениях.

Перспективы дальнейшей разработки темы заключаются в расширении географии объектов, изучением криоаридных почв в разных регионах с выявлением большего количества вариантов и особенностей в строении профилей, установлении зависимостей между наблюдаемыми признаками и условиями среды или историей соответствующих ландшафтов. Также перспективно продолжение датирования материала кутан для более детальной реконструкции смены условий среды и изучение изотопного состава слоёв кутан для подтверждения и совершенствования генетических построений, выяснения источника карбонатов для каждого из морфологических типов и окончательной разгадки механизмов их формирования. Также возможным направлением исследований представляется проведение экспериментов по различным возможным механизмам формирования кутан для установления более четкой связи между формой кристаллов кальцита и условиями его осаждения. Всё это может приблизить нас к пониманию особенностей процессов, протекающих в почвах клима- и литоэкстремальных условий, в холодном аридно-семиаридном ультраконтинентальном климате под криоксерофиной степной растительностью на скелетных субстратах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П. Климат СССР. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1956. – 126 с.
2. Алифанов, В. М., Гугалинская, Л. А., Антошечкина, Н. А., Черепьянова, Е. А. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение, – 2001. – № 8. – С. 909-917.
3. Балабко П.Н. Микроморфология, диагностика и рациональное использование пойменных почв Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. Автореф. дисс. ...докт. биол. наук. М, 1991– 47 с.
4. Борисов Б.А., Ганжара Н.Ф. Географические закономерности распределения и обновления легкоразлагаемого органического вещества целинных и пахотных почв зонального ряда европейской части России. // Почвоведение. – 2008. – №9. – С.1071-1078.
5. Бронникова М.А. Силикатные кутаны иллювиирования как носители памяти почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий/ Отв.ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 468-497.
6. Бронникова М.А., Конопляникова Ю.В., Агатова А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непоп Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е. Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение. – 2017. – № 2. – С.158–175
7. Бронникова, М. А., Агатова, А. Р., Лебедева, М. П., Непоп, Р. К., Конопляникова, Ю. В., Турова, И. В. Запись голоценовых изменений ландшафтов высокогорий Юго-Восточного Алтая в почвенно-литологической серии долины р. Богуты. Почвоведение, – 2018. – № 12. – С. 1413–1430.
8. Бронникова М.А., Таргульян В.О Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв (на примере дерново-подзолистых суглинистых почв Русской равнины). – М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. – 197 с.
9. Быстряков Г.М. Высокогумусные иллювиально-метаморфические почвы Западной Чукотки // Почвоведение. – 1988. – № 1. – С. 5–17.

10. Быстряков Г.М., Кулинская Е. В. Почвы степных криоаридных ландшафтов верховьев Колымы и Индигирки // География и генезис почв Магаданской области. – Владивосток: Изд-во АН СССР, 1980. – С. 143–160.
11. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. – М.: Агропромиздат, 1986. – 415 с.
12. Волковинцер В.И. О почвообразовании в степных котловинах юга Сибири // Почвоведение. – 1969. – № 8. – С. 3–11.
13. Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. – Новосибирск: Издательство «Наука», Сибирское отделение, 1978. – 208 с.
14. Волковинцер, В. И. Степные криоаридные почвы : специальность 06.01.03 "Агрофизика" : автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора биологических наук / Волковинцер Владимир Исаакович. – Москва-Новосибирск, 1979. – 40 с.
15. Воробьева Л.А. Теория и практика химического анализа почв. – М.: ГЕОС, 2006. – 399 с.
16. Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. – М. Наука, 1976. – 299 с.
17. Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Турсина Т.В. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. – 2011. – № 7. – С. 804-817.
18. Герасимова М.И, Губин С.А, Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. – Пущино: ОНТИ Путинского Научного Центра, 1992. – 200 с.
19. Гиляров М. С. Учет крупных почвенных беспозвоночных (мезофауны) // Методы почвенно-зоологических исследований. – М.: Наука, 1975. – С. 12-29.
20. Гончарова О.Ю., Криоаридные почвы юго-восточного Алтая: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М., 1997. – 26 с.
21. Гончарова О.Ю, Владыченский А.С. Экспозиционная дифференциация почвенного покрова в высокогорьях юго-восточного Алтая // Вестник

- Московского университета. Сер. 17, Почвоведение. – 2002. – №2. – С. 29–33.
22. Голубцов В. А. Карбонатные новообразования в почвах Байкальского региона: процессы формирования и значение для палеопочвенных исследований // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2017. – №. 39.
 23. Голубцов В.А., Черкашина А.А. Генезис карбонатных натёков в четвертичных отложениях Южного Прибайкалья // География и природные ресурсы. – 2014. – № 2. – С. 62–70.
 24. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Бронникова М.А. Карбонатные новообразования в степных и лесостепных почвах Байкальского региона: генезис, условия и хронология формирования / отв. ред. Ю.В. Рыжов; Рос. акад. наук, Сиб.отд-ние, Ин-т географии им. В.Б. Сочавы. – Новосибирск: СО РАН, 2021. – 222 с.
 25. Горячкин С. В., Мергелов Н. С., Таргульян В. О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. — 2019. — № 1. — С. 5–19.
 26. Гугалинская Л.А., Алифанов В. М. Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условий почвообразования (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины // Почвоведение. – 1979. – №6. – С. 5-19.
 27. Гуркова Е. А., Бронникова, М. А., Герасимова, М. И., Сухачева, Е. Ю., & Конопляникова, Ю. В. Светлогумусовые аккумулятивно-карбонатные и палео-метаморфические почвы коллекции Центрального музея почвоведения: верификация типовой диагностики // Бюллетень Почвенного института им. ВВ Докучаева. – 2019. – №. 98. – С. 37–56.
 28. Дергачева М.И., Ковалева Е.И., Рябова Н.Н. Гумус почв горного Алтая // Почвоведение. – 2007. – № 12. – С. 1416–1421.
 29. Десяткин Р. В., Лесовая С. Н., Оконешникова М. В., Зайцева Т. С. Палевые почвы Центральной Якутии: генетические особенности, свойства, классификация // Почвоведение. – 2011. – № 12. – С. 1425–1425.
 30. Добровольский Г.В., Светлова Е.И., Соколова Т.А., Урусевская И.С. Морфогенетические особенности дерново-подзолистых пестроцветных почв Предуралья // Почвоведение. – 1992. – № 5. – С. 15–26.

31. Еловская Л. Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1987. – 172 с.
32. Захаров С. А. Морфология почв и агрономия // Почвоведение. – 1924. – №1–2.
33. Захаров С. А. Краткий курс практических занятий по почвоведению. 4-е изд. – М.; Л.: Государственное издательство. – 1930. – 245 с.
34. Иноземцев С.А., Таргульян В.О. Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. – М.: ГЕОС, 2010. – 188 с.
35. Кирьянова Е.В., Кривовичев В.Г., Гликин А.Э. Генетическая кристалломорфология кальцита (по экспериментальным и природным данным) // Записки Всероссийского Минералогического Общества (ЗВМО). – 1998. – №6. – С. 116–123
36. Классификация и диагностика почв России. /Авторы и составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342 с.
37. Классификация и диагностика почв СССР./ Составители: В.В. Егоров, В.М. Фридланд, Е.Н. Иванова, Н.Н. Розов, В.А. Носин, Т.А. Фриев. – М.: «Колос», 1977. – 221 с.
38. Ковалев Р.В., Волковинцер В.И., Хмелев В.А. Почвы Горно-Алтайской автономной области. – Новосибирск: Наука, 1973. – 352 с
39. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. В 2-х кн. – М.: Наука, 1973.
40. Ковда И.В. Информационное значение карбонатных новообразований для реконструкции процессов и факторов почвообразования // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М: Издательство ЛКИ, 2008. – С. 352–405.
41. Козицкая Л.Т., Разживин В.Ю. Реликтовые криоксерофитные сообщества запада Чукотского полуострова и их почвы // Экология. – 1985. – №3. – С.32–38

42. Куликов А. И., Дугаров В. И., Корсунов В. М. Мерзлотные почвы: экология, теплоэнергетика и прогноз продуктивности // Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. – 1997. – С. 312.
43. Куминова А.В. Растительный покров Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. – 205 с.
44. Лебедева И.И. Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России // Почвоведение. – 2012. – №9. – С.923–934.
45. Лебедева М.П. Микростроение субаридных и аридных почв суббореального пояса Евразии. Автореф. дис. докт. с-х. н. – М., 2012. – 49 с.
46. Максимович С.В., Ногина Н.А. Почвы высокогорий // Почвенный покров и почвы Монголии. – М.: Наука, 1984. – С. 88-99.
47. Макеев О.В. Мерзлота как фактор почвообразования // Проблемы почвоведения. – М.: Наука. 1978. – С. 196-201
48. Мартынов В.П. Почвы горного Прибайкалья. – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1965. – 165 с.
49. Мерзлотно-гидрогеологическая карта масштаба 1:200 000. Новосибирск, Отдел фондов Зап.-Сиб. геол. управления; Инв. № 18195. – 1977
50. Методическое руководство по микроморфологии почв. Учеб. пособие / Под ред. Г.В. Добровольского. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 80 с.
51. Модина Т.Д. Климаты Республики Алтай. – Новосибирск, 1997. – 176 с.
52. Морозова Т.Д. Мерзлотные палевые почвы центральной Якутии // Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. – М.: Наука. 1966. – С. 93–114.
53. Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Динамика верхней границы леса и ледников центрального и восточного Алтая в голоцене // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 444. № 6. – С. 671–675.
54. Национальный атлас почв Российской Федерации / глав.ред. С. А. Шоба; Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, О-во почвоведов им. В.В. Докучаева. – М.: Астрель, 2011. – 632 с
55. Наумов Е.М., Андреева А.А. Почвы остепнённых склонов Яно-Индигирского Нагорья. // Почвоведение. – 1963. – №3. – С.62-70

56. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. – М.: Наука. 1964. – 313 с.
57. Ногина Н.А. Своеобразие почв и процессов почвообразования в Центральноазиатской фации (Тайга, степь, пустыня) // Почвоведение. – 1989. – № 9. – С. 5-14.
58. Носин В.А. Почвы Тувы. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1963. – 342 с.
59. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. – 313 с.
60. Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Поспеева Е.В., Потапов В.В., Шеин А.Н., Стефаненко С.М. Распространение толщи мерзлых пород в Чуйской Впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований // Криосфера Земли. – 2011. – т. XV, № 1. – с. 15–22
61. Панкова Е. И., Черноусенко Г. И. Сопоставление каштановых почв центральной Азии с их аналогами в других почвенно-географических провинциях сухостепной зоны суббореального пояса Евразии // Аридные экосистемы. – 2018. – Т. 24. №. 2 (75) . – С.13-22.
62. Панкова Е.И. Каштановые почвы Центрально-Азиатской почвенно-географической провинции (на примере почв Монгольской Народной Республики) // Почвоведение. – 1974. – № 12. – С. 42-53.
63. Панкова Е. И., Ямнова И. А. Карбонатный профиль как генетический показатель каштановых почв Монголии // Экосистемы: экология и динамика. – 2019. – Т. 3. № 4. – С.80-98.
64. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
65. Петров Б.Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1952. – 247 с.
66. Полевой определитель Почв России. – М., 2008. – 182 с.
67. Практикум по почвоведению. / Ганжара Н.Ф., Борисов Б.А., Байбеков Р.Ф. – М.: Агроконсалт, 2002. – 280 с.
68. Праслов Л.И. Южное Забайкалье. – Л.: Изд-во АН СССР. 1927. – 422 с.

69. Пустовойтов К. Е. Кутаны иллювиирования автоморфных щебнистых почв мерзлотных ландшафтов Дальнего Востока: автореферат дис. ... кандидата биологических наук. – Москва, 1993. – 28 с.
70. Пустовойтов К.Е., Таргульян В.О. Кутаны иллювиирования на щебне как источник педогенетической информации // Почвоведение. – 1996. – №3. – С. 335–347
71. Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. – М.: Изд-во АН СССР, 1947. – 141 с.
72. Розанов Б.Г. Морфология почв. – М.: Изд-во Моск. ун-та. 1983. – 320 с.
73. Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв. – М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. – 294 с.
74. Розанов Б.Г. Морфология почв: Учебник для высшей школы. – М.: Академический Проект, 2004. – 432 с.
75. Ромашкевич А.И., Герасимова М.И. Микроморфологическая диагностика почвообразования. – М.: Наука, 1982. – 125 с.
76. Рябова Н. Н., Дергачёва М. И., Захарова Е. Г. Гумусное состояние почв Горного Алтая и его экологическая обусловленность // Вестник НГАУ (Новосибирский государственный аграрный университет). – 2015. – №. 1. – С. 89-95.
77. Рябова Н.Н., Захарова Е.Г., Дергачева М.И. Оценка зависимости соотношения компонентов гумуса почв Горного Алтая от элементов климата // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. – 2018. – Т. 42, №4. – С. 599–607
78. Самойлова Е.М., Толчельников Ю.С. Эволюция почв. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 88 с.
79. Смоленцева Е.Н. Кривоаридные почвы Чуйской котловины Горного Алтая и проблемы их использования // Биоразнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее: материалы Междунар. конф. – Горно-Алтайск, 2008. – Ч. 2. – С. 275-280.
80. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. – Новосибирск: Гуманитарные технологии. 2004. – 288 с.

81. Соколов И.А., Быстряков Г.М. Палевые почвы северной тайги Восточной Сибири и дальнего Востока // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. – 1980. – С. 30-38.
82. Соколов И. А., Быстряков Г. М., Макеев А. О., Кулинская Е. В., Козицкая Л. Т., Быстров Г. И. Почвы Севера: экологическая, географическая и классификационно- номенклатурная концепция. // Геохимия ландшафтов и географии почв. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – С. 145–172.
83. Соколов И. А., Наумов Е. М., Градусов Б. П., Турсина Т. В., Цюрупа И. Г. Ультраконтинентальное таежное почвообразование на карбонатных суглинках в Центральной Якутии. // Почвоведение. 1976. № 4. С. 11-27.
84. Спирина В.З., Раудина Т.В. Особенности почвообразования и пространственного распространения почв высокогорных склонов Юго-Восточного Алтая // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2015. – №2 (30) . – С. 6-19.
85. Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. – М.: Наука 1971. – 271 с.
86. Таргульян В.О., Бирина А.Г., Куликов А.В. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Морфологическое исследование. – М.: Наука, 1974. – 55 с.
87. Таргульян В.О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. – С. 24–57.
88. Таргульян В.О. Развитие почв во времени //Проблемы почвоведения. М.: Наука. 1982 . С. 108-113.
89. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. – М.: Издательство Геос, 2019. – 296 с.
90. Таргульян В. О., Вишневская И. В. Передвижение пылеватых и илистых частиц в профиле дерново-подзолистой почвы //Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. – М.: изд-во МГУ. – 1975. – С. 26-42.

91. Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. – М.: Наука. 1978. – С. 17-33.
92. Турсина Т. В., Ямнова И. А., Шоба С. А. Опыт сопряженного поэтапного морфоминералогического и химического изучения состава и организации засоленных почв //Почвоведение. – 1980. – №. 2. – С. 30-43.
93. Убугунова В. И., Гунин, П. Д., Убугунов, В. Л., Алескерова, Е. Н., Бажа, С. Н., Аюшина, Т. А. Особенности состава гумусовых горизонтов аридных почв Баргузинской котловины //Аридные экосистемы. – 2019. – Т. 25. – №. 4 (81). с. 82-91
94. Урусевская И.С., Соколова Т.А., Шоба С.А. и др. Морфологические и генетические особенности профиля светло-серой лесной почвы на покровных суглинках // Почвоведение. – 1987. – № 4. – С. 5–16.
95. Уфимцева К.А. Горностепные почвы Монгольского Алтая // География и природные ресурсы. – 1981. – № 2. – С. 54–60
96. Хохлова О. С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) //Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий. – М.: ИГ РАН. – 2008. – С. 406-437.
97. Черняховский Д.А. Эколого-генетический анализ тундро-степных почв северо-востока Сибири // Почвоведение. – 1995. – №5. – С. 541-550
98. Черняховский Д.А., Градусов Б.П., Наумов Е.М. Ксеромезоморфные почвы Северо-Востока Азии. – Почвоведение. – 1997. – №8. – С. 1010-1020.
99. Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. – Новосибирск: Наука, 1978. – 237 с.
100. Шоба С.А. Морфогенез почв таежно-лесной зоны. – М.: НИИ-Природа, 2007. – 299 с.
101. Шоркунов И.Г. «Моно- и полигенез сложно организованных ископаемых педолитокомплексов» автореф. канд. дисс. 2013. – 28 с.
102. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, В.И. Иванов. – М.: ГЕОС, 2015. – 925 с.

103. Элементарные почвообразовательные процессы: Опыт концептуального анализа, характеристика, систематика. — М: Наука, 1992. — 184 с.
104. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. — 2012. — V. 43. — P. 74–93
105. Amoroso L. Age calibration of carbonate rind thickness in late Pleistocene soils for surficial deposit age estimation, Southwest USA // Quaternary Research. — 2006. — V. 65. — № 1. — P. 172-178.
106. Blank R.R., Fosberg M.A. Micromorphology and classification of secondary calcium carbonate accumulations that surround or occur on the undersides of coarse fragments in Idaho (U.S.A.). // Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Developments in Soil Science V. 19 / Ed. by L.A. Douglas. Amsterdam: Elsevier, 1990. — P. 341–346.
107. Blisniuk P. M., Sharp W. D. Rates of late Quaternary normal faulting in central Tibet from U-series dating of pedogenic carbonate in displaced fluvial gravel deposits // Earth and Planetary Science Letters. — 2003. — V. 215. — № 1-2. — P. 169-186.
108. Blyakharchuk T. A. Reconstructing the vegetation of forest and alpine-steppe landscapes in the southwestern part of Tuva since the Late Glacial period till the present // Geography and Natural Resources. — 2008. — V. 29. — P. 57–62.
109. Blyakharchuk T., Wright H., Borodavko P., Van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2007. — V. 245. — P. 518–534.
110. Braithwaite C. J. R. Calcrete and other soils in Quaternary limestones: structures, processes and applications // Journal of the Geological Society. — 1983. — V. 140. — № 3. — P. 351-363.
111. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soil. — N. Y.: J.Wiley & Sons, 1964. — 470 p.
112. Brewer R. Cutans: their definition, recognition, and interpretation // European Journal of soil science. — 1960. — V. 11. — № 2. — P. 280-292.

113. Brock A.L., Buck B.J. A new formation process for calcic pendants from Pahrnagat Valley, Nevada, USA, and implication for dating Quaternary landforms // *Quat. Res.* – 2005. – V. 63. – № 3. – P. 359–367.
114. Bronnikova, M. A., Konoplianikova, Y. V., Agatova, A. R., Nepop, R. K., and Lebedeva, M. P. Holocene environmental change in south-east Altai evidenced by soil record. *GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY.* – 2018. – V. 11. № 4. – P. 100–111.
115. Bunting B. T., Christensen L. Micromorphology of calcareous crusts from the Canadian High Arctic // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar.* – 1978. – V. 100. – № 4. – P. 361-367.
116. Chadwick O. A., Sowers J. M., Amundson R. G. Morphology of calcite crystals in clast coatings from four soils in the Mojave Desert region // *Soil Science Society of America Journal.* – 1989. – V. 53. – № 1. – P. 211-219.
117. Courty M-A., Marlin C., Dever L., Tremblay P., Vachier P. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen) // *Geoderma.* –1994. – V. 61, – №. 1-2 – P. 71-102.
118. De Coninck F., McKeague, J.A., 1985. Micromorphology of Spodosols. In Douglas, L.A. & Thompson, M.L. (eds.), *Soil Micromorphology and Soil Classification*. Soil Science Society of America Special Publication 15, SSSA, Madison, pp. 121-144.
119. Drees L.R., Wilding L.P. Micromorphic Record and Interpretations of Carbonate Forms in the Rolling Plains of Texas // *Geoderma.* – 1987. – V. 40. – P. 157-175.
120. Durand N., Monger H.C., Canti M.G. *Calcium Carbonate Features // Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths.* Elsevier, 2010. P. 149–194.
121. Durand, N., Monger, H. C., Canti, M. G., & Verrecchia, E. P. Calcium carbonate features // *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths.* – Elsevier, 2018. – P. 205-258.
122. Ducloux, J., Laouina, A.. The pendent calcretes in semi-arid climates: an example located near Taforalt, NW Morocco. *Catena.* – 1989. – V. 16, P. 237-249.

123. Folk R. L. The natural history of crystalline calcium carbonate; effect of magnesium content and salinity // *Journal of Sedimentary Research*. – 1974. – V. 44. – № 1. – P. 40-53.
124. Gile, Leland H., Peterson F. F., Grossman R. B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils // *Soil Science*. – 1966. – V. 101, №. 5. – P. 347-360.
125. Golubtsov V., Bronnikova M., Khokhlova O., Cherkashina A., Turchinskaia S. Morphological and isotopic study of pedogenic carbonate coatings from steppe and forest-steppe areas of Baikal region, South-Eastern Siberia // *Catena*. – 2021. – V. 196. – P. 104817.
126. Gutiérrez-Castorena M.D.C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C. A., Sanchez-Guzman, P. Micromorphology of opaline features in soils on the sediments of the ex-Lago de Texcoco, México // *Geoderma*. – 2006. – V. 132. № 1–2. – P. 89–104.
127. Gutiérrez-Castorena M.D.C., Effland W.R. Pedogenic and Biogenic Siliceous Features // *Interpret. Micromorphol. Featur. Soils Regoliths*. . – 2010. . – P. 471–496.
128. Gutiérrez-Castorena M.D.C., Pedogenic Siliceous Features // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. – Elsevier, 2018. – P. 127-155.
129. Gerasimova et al Hierarchical morphogenetic analysis of Kursk chernozem // *Бюллетень Почвенного института им. В.В Докучаева*. 2010. V. 86. P. 64–76
130. Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A. Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia) – local, regional or global causes? // *Quaternary Science Review*. – 2007. – № 26. – P. 705–731.
131. Khormali F., Abtahi A., Stoops G. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran // *Geoderma*. – 2006. – V. 132. № 1–2. – C. 31–46.
132. Khadkikar, A. S., Merh, S. S., Malik, J. N., Chamyal, L. S. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks // *Sedimentary Geology*. – 1998. – V. 116. № 3-4. – P. 251-260

133. Konopliyanikova Y., Bronnikova M., Shishkov V. Calcite pendants in stony soils of cold ultracontinental steppes and possible contribution of cryogenesis in their formation: morphogenetic and experimental studies // Proceedings of the VII International Conference on Cryopedology CRYOSOLS IN PERSPECTIVE: A VIEW FROM THE PERMAFROST HEARTLAND. Yakutsk, Sakha Republik, 2017. – P. 80–82.
134. Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R. & Bronnikova, M., 2018. Textural Pedofeatures and Related Horizons. In Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (eds.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Second Edition. Elsevier, Amsterdam, pp. 377-423.
135. Machette M. N. Calcific soils of the southwestern United States //Soils and Quaternary geology of the southwestern United States: Geological Society of America Special Paper. – 1985. – V. 203. – P. 1-21.
136. Pustovoytov K. Pedogenic carbonate cutans as a record of the Holocene history of relic tundra-steppes of the Upper Kolyma Valley (North-Eastern Asia) // Catena. – 1998. – V. 34. – P. 185-195.
137. Pustovoytov K. E. Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – V. 177. – № 1-2. – P. 199-214.
138. Pustovoytov K. Growth rate of pedogenic carbonate coatings on coarse clasts // Quaternary International. – 2003. – V. 106-107. – P. 131-140.
139. Raghavan H., Courty M. A. Holocene and Pleistocene environments in the Thar Desert (Didwana, India) //Micromorphologie des Sols.-Proc. Int. Work. Meet. Soil Micromorph. – 1987. – V. 7. – P. 371-375.
140. Robins, C.R., Brock-Hon, A.L. and Buck, B.J. Conceptual mineral genesis models for calcic pendants and petrocalcic horizons, Nevada. Soil Science Society of America Journal. – 2012. – V. 76 – №5. – P.1887-1903.
141. Sobecki T.M., Wilding L.P. Formation of Calcic and argillic horizons in selected soils of the Texas Coast Prairie // Soil Sci. Am. J. – 1983. – V. 47. – P. 707–715.
142. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, Wisconsin, USA. 2003. – 184 p.

143. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. – John Wiley & Sons, 2021. – 240 p.
144. Stoops G., Marcelino V., Mees F. (ed.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. – Elsevier, 2018. – 982 p.
145. Swett, Keene. "Calcrete crusts in an arctic permafrost environment." *American Journal of Science* 274. – 1974. – №. 9. – P.1059-1063.
146. Treadwell-Steitz C., McFadden L. D. Influence of parent material and grain size on carbonate coatings in gravelly soils, Palo Duro Wash, New Mexico // *Geoderma*. – 2000. – V. 94. – №1. – P. 1-22.
147. Van Ranst E., Wilson M. A., Righi D. Spodic materials // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. – Elsevier, 2018. – P. 633-662.
148. Van Vliet-Lanoë B., Catherine A. F. Frost action // *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. – Elsevier, 2018. – P. 575-603.
149. Van Vliet-Lanoë B. Frost effects in soils // *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. – Wiley Publishers, London, 1985. – P. 117-158.
150. Vincent K. R., Bull W. B., Chadwick O. A. Construction of a soil chronosequence using the thickness of pedogenic carbonate coatings // *Journal of Geological Education*. – 1994. – V. 42. – № 4. – P. 316-324.
151. Vogt T. Cryogenic physicochemical precipitations: iron, silica, calcium carbonate // *Permafrost Periglacial Process*. – 1991. – V. 1. – P. 283-293.
152. Vogt T., Corte A.E. Secondary precipitates in Pleistocene and present cryogenic environments (Mendoza Precordillera, Argentina, Transbaikalia, Siberia, and Seymour Island, Antarctica) // *Sedimentology*. – 1996. – V. 43. Issue 1. – P.53-64.
153. Westover K.S., Fritz S.C., Blyakharchuk T.A., Wright H.E. Diatom paleolimnological record of Holocene climatic and environmental change in the Altai Mountains, Siberia // *Journal of Paleolimnology*. – 2006. – V. 35. – P. 519–541.
154. Wilson M. A., Righi D. Spodic Materials // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. – 2010. – P. 251–273.

155. Wright V.P., Tucker M.E. Calcretes: an introduction. // Calcretes. Oxford: Blackwell Scientific. – 1991. – P. 1–22.
156. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2014, update 2015.
157. Yaalon D. H. Climate, Time and Soil Development // Pedogenesis & Soil Taxonomy. – Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 1983. – P. 233–251
158. Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes //Earth-Science Reviews. – 2016. – V. 157. – P. 1-17.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА ПО ТЕМЕ РАБОТЫ

Статьи в журналах Scopus, WoS, RSCI:

1) Bronnikova, M. A., Konopliyanikova, Y. V., Agatova, A. R., Zazovskaya, E. P., Lebedeva, M. P., Turova, I. V., Nepop, R. K., Shorkunov, I. G., and Cherkinsky, A. E. Coatings in cryoaridic soils and other records of landscape and climate changes in the Ak-Khol lake basin (Tyva) // *Eurasian Soil Science*. – 2017. – V.50. – №2. – P.142–157.

* Бронникова М. А., Конопляникова Ю. В., Агатова А. Р., Зазовская Э. П., Лебедева М. П., Турова И. В., Непоп Р. К., Шоркунов И. Г., Черкинский А. Е. Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // *Почвоведение*. – 2017. – № 2. – С. 158–175.

2) Bronnikova M. A., Agatova A. R., Lebedeva M. P., Nepop R. K., Konopliyanikova Y. V., Turova I. V. Record of holocene changes in high-mountain landscapes of Southeastern Altai in the soil–sediment sequence of the Boguty river valley // *Eurasian Soil Science*. – 2018. – V. 51. – № 12. – P. 1381–1396.

* Бронникова М. А., Агатова А. Р., Лебедева М. П., Непоп Р. К., Конопляникова Ю. В., Турова И. В. Запись голоценовых изменений ландшафтов высокогорий Юго-Восточного Алтая в почвенно-литологической серии долины р. Богуты // *Почвоведение*. – 2018. – № 12. – P. 1413–1430.

3) Bronnikova, M. A., Konopliyanikova, Y. V., Agatova, A. R., Nepop, R. K., and Lebedeva, M. P. Holocene environmental change in South-East Altai evidenced by soil record // *GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY*. – 2018. – V. 11. – № 4. – P. 100–111.

4) Гуркова Е. А., Бронникова, М. А., Герасимова, М. И., Сухачева, Е. Ю., Конопляникова, Ю. В. Светлогумусовые аккумулятивно-карбонатные и палео-метаморфические почвы коллекции Центрального музея почвоведения: верификация типовой диагностики // *Бюллетень Почвенного института им. ВВ Докучаева*. – 2019. – №. 98. – С.37-56.

Статьи в сборниках, материалы конференций, тезисы докладов:

5) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А., Лебедева М. П., Зазовская Э.П. Генетическая морфология криоаридных почв Юго-Восточного Алтая // Современные подходы к изучению проблем в физической и социально-экономической географии: X Международная молодёжная школа-конференция; 24-28 мая 2017 г.; Курская биосферная станция ИГРАН: Сборник статей. 11-й ФОРМАТ Москва, 2017. С. 87–89.

6) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А., Лебедева М. П. Кутанный комплекс криоаридных почв Юго-Восточного Алтая: состав, организация, пространственная вариативность // Морфология почв от макро- до субмикроуровня Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Почвенный институт имени В.В. Докучаева Москва, 2016. С. 321–325.

7) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А. Субмикроморфология кутан криоаридных почв Юго-Восточного Алтая как отражение этапов эволюции почв в голоцене // Сборник материалов 9-ой международной молодежной школы-конференции "Меридиан": Методы и средства исследования природы и общества. М.: ИГ РАН, 2016. С. 83–87.

8) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А., Лебедева-Верба М.П. и др. Кутаны криоаридных почв Юго-Восточного Алтая как диагностический признак и ключевой блок почвенной памяти: морфология, состав, генезис // Почвы холодных областей: генезис, география, экология (к 100-летию со дня рождения профессора О.В. Макеева): Материалы научной конференции с международным участием. Улан-Удэ, 2015. С. 20–21.

9) Конопляникова Ю., Бронникова М., Лебедева М. Микроморфологическая характеристика кутанного комплекса криоаридных почв юго-западной Тувы // Современные методы исследований почв и почвенного покрова. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Москва, 9-11 ноября 2015. М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2015. С. 309–311.

10) Bronnikova M, Agatova A., Nepop R., Konopliyanikova Yu, Lebedeva M. Soil record of Holocene environmental change in mountain Altai // Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 4–6 June 2018, Moscow. Conference Book. Vol. 1. Moscow 2018. P. 179–184.

11) Konopliyanikova Y., Bronnikova M., Lebedeva M. Soils of mountain ultracontinental cryo-steppe landscapes, south-eastern Altai: features of extreme pedogenesis // Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 4–6 June 2018, Moscow. Conference Book. Vol. 1. Moscow, 2018. P. 702–703.

12) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А., Лебедева М. П. Крαιοаридные почвы Юго-Восточного Алтая: особенности морфогенеза в ландшафтно-высотном ряду // Материалы международной научной конференции XXI Докучаевские молодежные чтения "Почвоведение - мост между науками". СПбГУ Санкт-Петербург, 2018. С. 47–48.

13) Бронникова М. А., Конопляникова Ю. В., Рахлеева А. А. Мезофауна и зоогенные микропризнаки крαιοаридных почв Юго-Восточного Алтая // Проблемы почвенной зоологии. Материалы XVIII Всероссийского совещания по почвенной зоологии. Товарищество науч. изд. КМК М, 2018. С. 42–43.

14) Konopliyanikova Y., Bronnikova M., Shishkov V. Calcite pendants in stony soils of cold ultracontinental steppes and possible contribution of cryogenesis in their formation: morphogenetic and experimental studies // Proceedings of the VII International Conference on Cryopedology CRYOSOLS IN PERSPECTIVE: A VIEW FROM THE PERMAFROST HEARTLAND. 21-28 August 2017. Yakutsk, Sakha Republik, 2017. P. 80–82.

15) Bronnikova M. A., Konopliyanikova Y. V., Lebedeva M. P. Water-deficit ultracontinental pedogenesis in mountain of South Siberia // Proceedings of the VII International Conference on Cryopedology CRYOSOLS IN PERSPECTIVE: A VIEW FROM THE PERMAFROST HEARTLAND. 21-28 August 2017. — Yakutsk, Sakha Republik, 2017. P. 21–22.

16) Бронникова М.А., Агатова А.Р., Непоп Р.К., Лебедева М.П., Конопляникова Ю.В., Турова И.В., Шоркунов И.Г. Голоценовые педолитокомплексы ультраконтинентальных крαιοаридных ландшафтов Алтая и Тувы // Почвоведение – продовольственной и экологической безопасности страны: тезисы докладов VII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с международным участием научной конференции (Белгород, 15–22 августа 2016 г.). Часть I. Т. 1 из Часть I. Издательский дом "Белгород" Белгород, 2016. С. 256–257.

17) Конопляникова Ю. В., Бронникова М. А., Лебедева М. П. Кутанный комплекс палео-метаморфических почв Юго-Восточного Алтая // Почвоведение – продовольственной и экологической безопасности страны: тезисы докладов VII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с международным участием научной конференции/ Отв. ред.: С.А.Шоба, И.Ю. Савин. Т. 2. Издательский дом Белгород Москва-Белгород, 2016. С. 453–454.

18) Конопляникова Ю.В., Бронникова М.А., Лебедева-Верба М.П., Шоркунов И.Г., Агатова А.Р. Кутаны криоаридных почв Юго-Восточного Алтая как источник информации об изменениях природной среды // Материалы 8-й международной молодежной школы-конференции Меридиан. Пространственно-временная изменчивость в природе и обществе. ИГ РАН Москва, 2015. С. 126

19) Конопляникова Ю.В., Бронникова М.А Карбонатные новообразования криоаридных почв Юго-Восточного Алтая как источник геохронологической информации // Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений: тезисы докладов Всероссийской научной конференции (с международным участием), посвященной 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого. М., 2019. С. 45

20) Bronnikova M. A., Agatova A. Nepor R. K., Konoplianikova Yu. V., Lebedeva M. P. The soil record of Holocene environmental change in South Central Siberia (S-E Altai) // 34th IAS Meeting of Sedimentology (10-13 Sep 2019, Rome, Italy), 2019

21) Бронникова М. А., Конопляникова Ю. В., Герасимова М. И., Лебедева М. П., Гуркова Е. А., Голубцов В. А., Ефимов О. Е., Зазовская Э. П. Криоаридные почвы: центральный образ, генетико-географическое разнообразие, классификация // Современные проблемы изучения почвенных и земельных ресурсов. Сборник докладов Третьей Всероссийской открытой конференции. Москва, 9-11 декабря 2019 года. Почвенный институт им. В.В. Докучаева Москва, 2019. С. 24–28.

ПРИЛОЖЕНИЕ А. АНАЛИТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

Таблица А.1. Аналитическая характеристика криоаридной почвы, разрез Бог-12, 2400 м н.у.м (наименее аридный член ландшафтно-высотного ряда)

Горизонт	Глубина отбора, см	рН водн.	С орг., %	СаСО ₃ , %	Электро-проводность, мСм/см	Fe ₂ O ₃ , % Ох (Тамм)	Fe ₂ O ₃ , % Dit (Джекс.)	Обменные основания мг-экв\100г почвы = смоль(экв)/ кг почвы				Фракц>1 мм, Крупнозе м, %	Физ. Глина, %
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		
АК	0-15(25)	6,05	4,21	0	0,062	0,36	1,53	8,49	2,18	0,21	0,01	28,4	37,7
ВРL	15(25)-34(38)	6,5	0,72	0,02	0,043	0,18	1,49	10,14	2,23	0,26	0,04	87,5	51,74
IIBCA _{ic} 1	34(38)-52(55)	7,45	0,72	0,18	0,050	0,15	0,78	8,95	0,9	0,17	0,22	93,9	35,63
IIBCA _{ic} 2	52(55)-77(85)	8,8	0,52	4,05	0,118	0,09	0,57	9,14	0,61	0,13	0,09	85,8	38,29
IIIBCА _{ic} 3	77(85)-95(102)	8,77	0,51	8,84	0,172	0,06	0,42	6,31	0,35	0,13	0,18	81,2	23,88
IVBCA _{ic} 4	95(102)-145	9,0	0,29	0,09	0,099	0,06	0,45	3,86	0,39	0,1	0,02	87,5	12,66
IVBCA _{ic} 5	145-200	9,1	0,26	0,16	0,065	0,04	0,41	2,57	0,31	0,08	0,13	95,1	9,64

Таблица А.2. Аналитическая характеристика криоаридной почвы, разрез Ак-8, 2230 м н.у.м (центральный член ландшафтно-высотного ряда)

[illegible]

Таблица А.3. Аналитическая характеристика криоаридной почвы, Разрез Ка-1, 1900 м н.у.м (наиболее аридный член ландшафтно-высотного ряда

Горизонт	Глубина отбора, см	рНвод н.	С орг. %	СаСО ₃ , %	Электропроводность, мСм/см	Fe ₂ O ₃ , % (Тамм)	Fe ₂ O ₃ , % (Джекс.)	Обменные основания, смоль(экв)/кг почвы				Фракц>1 мм, % (Крупнозем, %)	Физ. Глина, %
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		
Поверхн.	0-1	8,9	0,97	5,22	0,218	0,08	1,64	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	57,60	Не опр
AK[akl] _{ic}	1-14(18)	8,75	1,34	20,80	0,278	0,14	1,7	5,98	2,69	0,29	0,06	42,18	23,1
ПВPL _{ic}	14(18)-25(37)	9,2	0,99	18,39	0,230	0,16	1,79	2,58	4,23	0,27	0,09	56,37	20,82
ПВСА _{ic} 1	25(37)-28(43)	9,15	4,07	30,07	0,701	0,2	1,57	1,93	12,59	0,75	0,42	90,80	23,52
ПВСА _{ic} 2	28(43)-65	9,45	0,59	38,05	0,269	0,16	2,02	3,08	5,58	0,28	0,20	90,30	14,6
IVBCA _{ic} 3	65-80	9,3	1,53	34,00	0,441	0,14	1,89	1,70	5,39	0,84	0,17	94,11	21,93
V'BCA _{ic} 4	80-90	9,25	0,74	30,23	0,375	0,19	0,91	2,90	2,93	1,20	0,36	83,14	18,79
V''BCA _{ic} 5	90-95(102)	9,4	0,24	21,8	0,360	0,09	1,01	2,60	1,83	1,21	0,31	19,25	18,79
VIBCA _{ic} 6	95(102)-130	9,75	0,26	34,23	0,268	0,08	1,06	2,98	1,17	0,54	0,14	64,06	9,75

ПРИЛОЖЕНИЕ Б. СОСТАВ ПОЧВЕННОЙ МЕЗОФАУНЫ

Состав мезофауны криоаридных почв ЮВ Алтая, образующих ландшафтно-высотно- климатический ряд	Бог-12 (наиб. гумидная криоксеро фитная степь)	Ак-8 (типичная криоксеро фитная степь)	Ка-1 (опустыне нная криоксеро фитная степь)	Наименование на русском
	2400 м	2230	1900	
<i>Aranea</i>	+			Паук-крестовик
<i>Coleoptera (i)</i>	+		+	Жук(жескокрылое) (взрослый)
<i>Coleoptera (l)</i>	+		+	Жук (личинка)
<i>Coleoptera (p)</i>	+			Жук (куколка)
<i>Scarabaeidae (l)</i>	+			Пластинчатоусый жук (личинка)
<i>Carabidae (l)</i>	+			Жук жужелица(личинка)
<i>Curculionidae (l)</i>		+		Личинка жука- долгоносика
<i>Diptera (l)</i>	+			Личинка двукрылого
<i>Diptera (p)</i>		+		Куколка двукрылого
<i>Tipulidae (l)</i>	+			Личинка комара- долгоножки
<i>Hemiptera</i>	+			Членистохоботное
Всего экз. на 1/16 м²	18	0,4	0,6	
Всего экз. на 1 м²	288	6,4	9,6	

Определено Рахлеевой А.А

ПРИЛОЖЕНИЕ В. ОПИСАНИЕ МИКРОСТРОЕНИЯ ПОЧВ

Микроописание выполнено автором по международной системе (Stoops, 2003, Stoops 2021) с использованием перевода терминов на русский язык (Герасимова и д.р., 2011)

Приложение В.1. Кримоаридная почва под криоксерофитной степью с элементами альпийской флоры, 2400 м н.у.м., разрез Бог-12

Таблица В.1.1. Описание микростроения. Разрез Бог-12, горизонт АК

Разрез Бог-12, горизонт АК	
Микроструктура	Средневыраженная зернистая микроструктура, очень маленькие округлые зернистые микроагрегаты (granules, 20-50 мкм), средне-плохо выраженные ооидные (округлые) агрегаты (200 мкм), хорошо выраженные комковатые агрегаты (1 мм), на некоторых участках слабо выраженная тенденция к слоеватости
Поры	15% Сложные поры упаковки, 5% горизонтальные поры-трещины, поры-камеры
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц (C/f ratio)	$G/T 2_{mkm} = 1/4$
Микросложение	Агрегатно-скелетное до некомпактного порфиоровидного, местами – преимущественно пленочное
Тонкодисперсная масса	Глинисто-гумусовая (более гумусовая, по сравнению с АК в разрезе АК8), раздельно-чешуйчатая и вокругскелетная ориентация
Органическое вещество	Слаборазложенные растительные остатки и остатки тканей, (побуревшие и с деформацией клеточной структуры) интерференционная окраска ярко-оранжевая или чёрная. Некоторые остатки с полностью сохранными клетками и тканями (свежие). Наблюдается склероция – спора гриба.
Новообразования	Тонкие глинисто-гумусовые кутаны вокруг всех песчаных зёрен (в их составе глины меньше, чем в гор.АК разреза АК8) Наблюдаются поры-камеры, заполненные копролитами.
*Особенности	По сравнению с АК в Ак-8 и Ка-1: больше тонкодисперсного материала, тонкодисперсных соединений железа в мелкозем мало (анализ в отраженном свете свидетельствует, что вообще практически нет), в пленках на минеральных зернах относительно больше гумуса, присутствие крупных комковатых агрегатов, более плотное сложение, меньше глины и больше гумуса в тонкодисперсном материале; меньше выветрелых зерен минералов

Таблица В.1.2. Описание микростроения. Разрез Бог-12, горизонт BPL

Разрез Бог-12, горизонт BPL	
Микроструктура	В верхней части – микроструктура каналовидная, в основном – средневыраженная комковатая микроструктура, также присутствуют округлые криогенные (ооидные) агрегаты размером 250 мкм, есть неагрегированные участки
Поры	Сложные поры упаковки, а также каналовидные поры и поры-камеры, заполненные копролитами.
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	$C/f_{2_{\text{мкм}}} = 1/4$ (20-25%)
Микросложение	Порфировидное микросложение с умереннокомпактной упаковкой частиц
Тонкодисперсная масса	Гумусово-глинистая, раздельно-чешуйчатая и вокругскелетная оптическая ориентация. В отраженном свете видно, что тонкодисперсная масса слегка прокрашена соединениями железа, окраска кутан не отличается от окраски основной массы. Отдельные точки (зерна или сгусточки) обогащенные Fe. Общий тон в отраженном свете горизонта BPL (бледно-оранжевый) отличается от общего тона АК (бледно-бурый), - соединений железа в тонкодисперсной массе горизонта BPL сравнительно больше, чем в АК
Органическое вещество	Редкие средне- и сильно разложенные растительные остатки (побуревшие, с деформацией клеточной структуры. Некоторые растительные остатки (вероятно, но по окраске в отраженном свете нельзя сказать однозначно) в некоторой степени ожелезнены. Наблюдается склероция – спора гриба.
Новообразования	Глинистые и гумусово-глинистые кутаны вокруг всех минеральных зерен (тонкие и неслоистые). В основном выглядят как матричные новообразования – т.н. внешние гипокутаны, external hypocoatings. Иногда мощные кутаны вокруг зерна образуют, по сути, округлые агрегаты. Состоят из материала основной массы горизонта.
*Особенности	Окраска тонкодисперсного вещества более бурая по сравнению с нижележащими горизонтами; ооидные агрегаты выражены хорошо, по сравнению с горизонтом BPL в более аридных условиях

Таблица В.1.3. Описание микростроения. Разрез Бог-12, горизонт ПВСАіс1 (34(38)-52(55))

Разрез Бог-12, горизонт ПВСАіс1 (34(38)-52(55)): шлиф 46-51	
Микроструктура	Округло-блоковая микроструктура, средняя степень аккомодации, доминируют округло-блоковые агрегаты, также присутствуют ооидные агрегаты и биогенные зернистые агрегаты Криогенные округлые агрегаты имеют не очень правильную форму, компактные, крупные, размер крупнее, чем в вышележащих горизонтах, до 1 мм
Поры	Сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	1/1
Микросложение	Агрегатно-скелетное и пленочное
Тонкодисперсная масса	Глинистая (или карбонатно-глинистая, не очевидно). Вокругскелетная оптическая ориентация, глина ориентирована вокруг всех зёрен, даже вокруг совсем мелких внутри агрегатов. Глина имеет низкие интерференционные окраски В отраженном свете имеет бледные тона окраски – обезжелезнён.
Органическое вещество	Фрагменты сильноразложившихся растительных остатков (мало), местами в порах биогенные зернистые микроагрегаты
Новообразования	Глинисто-пылевые кутаны на зернах скелета (*являются матричными новообразованиями – внешними гипокутами, образованными при внутригоризонтной перегруппировке тонкодисперсного вещества). Единично присутствуют окаймлённые растительные остатки, рассеянный спарит. Карбонатных кутан в шлифе нет.
*Особенности	По сравнению с горизонтами в разрезе Ак-8: присутствуют округло-блоковые микроагрегаты (*хватает мелкозема для них), по сравнению с вышележащими горизонтами в Бог-12 – больше скелетного материала, биогенных признаков не много, обезжелезнен

Таблица В.1.4. Описание микростроения. Разрез Бог-12, горизонт ПВСАіс2, 52(55)-77(85)

Разрез Бог-12, горизонт ПВСАіс2, 52(55)-77(85), шлиф: 63-68	
Микроструктура	Округло-блоковая микроструктура, высокая степень аккомодации, доминируют округло-блоковые агрегаты Есть комковатые, близкие к округлым, агрегаты (их мало), но без оптически ориентированной глины вокруг. Встречаются округлые агрегаты с включенными обломками
Поры	Сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	2/1
Микросложение	Агрегатно-скелетное и пленочное
Тонкодисперсная масса	Не очень понятно, глинистая или карбонатно-глинистая. Вокругскелетная оптическая ориентация, но не повсеместно. Материал ещё менее железистый, чем в вышележащем горизонте, Интерф окраски исходно (породно) низкие, в отраженном свете очень бледный
Органическое вещество	Встречаются среднеразложенные растительные остатки, хорошей сохранности.
Новообразования	Глинисто-пылеватые (силикатные) кутаны на минеральных зернах. Наблюдаются стресс-зоны, зоны ориентации глины, силикатные шапки (cappings) и «осколки кэппингов» Отдельные округлые зерна спарита (*литогенные или биогенные). Единично наблюдается спарит по растительным остаткам (много окарбонированных тканей, клеток). Карбонатных бородок не обнаружено (*присутствуют только на значительно крупных обломках)
*Особенности	Хорошо выражено криогенное растрескивание минеральных зерен и агрегатов, высокая степень аккомодации.

Таблица В.1.5. Описание микростроения. Разрез Бог-12, горизонт IVBCic3, 77(85)-95(102)

Разрез Бог-12, горизонт IVBCic3, 77(85)-95(102), шлиф 90-95	
Микроструктура	Округло-блоковая микроструктура, высокая степень аккомодации (относительно свежее растрескивание). Округло-блоковые агрегаты доминируют, есть мелкие округлые агрегаты (элемент ооидной структуры), но вокруг них нет оптически-ориентированной глины.
Поры	Сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	3/1
Микросложение	Агрегатно-скелетное и пленочное
Тонкодисперсная масса	Карбонатно-глинистая. Вокругскелетная оптическая ориентация, но не повсеместно Плазма практически не ожелезнена
Органическое вещество	Не обнаружено
Новообразования	Глинисто-пылеватые кутаны вокруг зёрен скелета, глинисто-песчано-пылеватые шапки на более крупных зернах. Карбонаты в мелкозем представлены преимущественно осколочками микритовых кутан

Приложение В.2. Крαιοаридная почва под типичной криоксерофитной степью, 2230 м н.у.м., разрез Ак-8

Таблица В.2.1. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт АК, 0-12 см

Разрез Ак-8, горизонт АК, 0-12 см, шлиф 0-7 см	
Микроструктура	Хорошо выраженная зернистая микроструктура, очень маленькие округлые микроагрегаты(<i>granules</i>), редкие отдельные комочки (слабооформленные ооидные агрегаты)
Поры	Сложные поры упаковки, 40%
Соотношение грубо- и тонкодисперсных частиц	$G/t_{mkm} = 1/3$
Микросложение	Слабокомпактное тонкое агрегатно-скелетное, на некоторых участках - пленочное
Тонкодисперсная масса	Глинисто-гумусовая, бурая, не прозрачная, раздельно-чешуйчатая и вокругскелетная ориентация
Органическое вещество	Большое количество слаборазложенных растительных остатков. Остатки корней, другие растительные остатки, остатки тканей, Присутствуют и среднеразложенные, и слаборазложенные и неразложенные (превосходная сохранность исход.строения), более обильны в верхней части, в нижне реже
Новообразования	Тонкие глинисто-гумусовые пленки вокруг всех песчаных зёрен
*Особенности	По сравнению с криогумусовыми горизонтами в более и менее аридных условиях, здесь наибольшее количество растительных остатков, лучше выражены отчётливые зернистые микроагрегаты, наибольшее количество минералов с признаками выветривания

Таблица В.2.2. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВРЛ, 12-40 см

Разрез Ак-8, горизонт ВРЛ, 12-40 см, шлиф 12-19 см	
Микроструктура	Преимущественно скелетно-плёночная, на некоторых участках скелетно-микроагрегатная: редкие ооидные агрегаты (200 мкм), участки с мелкими биогенными зернистыми агрегатами (25 мкм) (*состоят из органического вещества с небольшим участием глины)
Поры	Сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	$C/f_{2_{\text{мкм}}} = 1/2$ (45-50%)
Микросложение	Плёночное, на некоторых участках – агрегатное-скелетное
Тонкодисперсная масса	Гумусово-глинистая, отдельно-чешуйчатый и вокругскелетный тип оптической ориентации. В отраженном свете видно, что тонкодисперсная масса прокрашена соединениями (оксидами) железа (*Иногда железо присутствует в пленках как небольшие фрагментарные скопления, точечно)
Органическое вещество	Редко встречаются среднеразложенные растительные остатки
Новообразования	Пылевато-глинистые пленки (матричные новообразования - внешние гипокутаны) на зернах скелета, немного прокрашены железом. Выбросы мезофауны
*Особенности	По сравнению с вышележащим – меньше органического вещества, хорошо выражены пылевато-глинистые пленки на зернах скелета

Таблица В.2.3. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс1

Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс1, шлиф 58-62 см	
Микроструктура	Преимущественно скелетная, местами – скелетно-плёночная
Поры	Простые поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	7/1 (тонкодисперсного вещества меньше 5%, сосредоточено в пленках)
Микросложение	На некоторых участках плёночное, преимущественно -- одноразмерное (только грубодисперсный материал)
Тонкодисперсная масса	Глинистая, вокругскелетный тип оптической ориентации (тонкодисперсного вещества мало, почти нет)
Органическое вещество	Не обнаружено
Новообразования	Очень тонкие глинистые кутаны на зернах скелета, карбонатные кутаны, с признаками перекристаллизации, заходят в трещины пород, осколки карбонатных кутан, на верхних гранях относ.крупных минеральных зёрен – глинисто-пылевато-песчаные кутаны (шапки)

Таблица В.2.4. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2

Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2, шлиф 60-65 см	
Микроструктура	Скелетная
Поры	Простые поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	7/1
Микросложение	Плёночное местами, местами одноразмерное (только грубодисперсный материал) тонкодисперсного вещества нет или меньше 5%, скелетная микроструктура, карбонатные кутаны и их осколки, микросложение – одноразмерное (только грубодисперсный материал)
Тонкодисперсная масса	Глинистая, вокругскелетный тип оптической ориентации (вещества мало, почти нет)
Органическое вещество	Не обнаружено
Новообразования	Очень тонкие глинистые кутаны на зернах скелета, много карбонатных кутан на крупных элементах скелета, осколки карбонатных кутан (в основном плотный микрит)
Сравнительная характеристика	Больше карбонатных кутан, чем в вышележащем

Таблица В.2.5. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2, шлиф 63-68

Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2, шлиф 63-68	
Микроструктура	Скелетная
Поры	Простые поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	7/1
Микросложение	Плѐнчатое местами, местами одноразмерное (только грубодисперсный материал) тонкодисперсного вещества нет или меньше 5%, скелетная микроструктура, карбонатные кутаны и их осколки, микросложение – одноразмерное (только грубодисперсный материал)
Тонкодисперсная масса	Глинистая, вокругскелетный тип оптической ориентации (вещества мало, почти нет)
Органическое вещество	Не обнаружено
Новообразования	Очень тонкие глинистые кутаны на зернах скелета, много карбонатных кутан на крупных элементах скелета, осколки карбонатных кутан Глинисто-пылевато-песчаные шапки (кутаны, cappings) на крупных зернах скелета Есть крупные обломки – без кутан. Спарит по трещинам пород. Выветривание с линейно-беспорядочной текстурой. Участок с карбонатной пропиткой.
*Особенности	Больше карбонатных кутан, чем в вышележащем, хорошо выражены глинисто-пылевато-песчаные шапки. Есть очень сильновыветрелые минералы, с ориентированными остаточными продуктами выветривания, в этих участках сконцентрировано микритовое тонкодисперсное вещество

Таблица В.2.6. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2, шлиф 80-84 см

Разрез Ак-8, горизонт ВСАіс2 (шлиф 80-84 см)	
Микроструктура	Скелетная микроструктура
Поры	Простые поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	тонкодисперсного вещества нет или меньше 5% (тонкий песок)
Микросложение	одномерное (только грубодисперсный материал)
Тонкодисперсная масса	Практически отсутствует
Органическое вещество	Нет
Новообразования	Карбонатные кутаны и их осколки, На верхних гранях наиболее обломков – силикатные (глинисто-пылевато-песчаные) шапки, Иногда наблюдаются обломки шапок– видна ровная «граница отрыва», когда другая грань неправильная

Таблица В.2.7. Описание микростроения. Разрез Ак-8, горизонт ВСА (125-130 см)

Разрез Ак-8, горизонт ВСА (125-130, песок)	
Микроструктура	Скелетно-мостиковая и скелетно-пленочная
Поры	Простые поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	Тонкодисперсного материала 10%, остальное – скелетные зерна песчаной размерности
Микросложение	Плѐночное и мостиковое
Тонкодисперсная масса	Карбонатная (микрит)
Органическое вещество	Не обнаружено
Новообразования	Есть матричные новообразования - скопления, состоящие чисто из микрита, с включением скелетных зѐрен (тотальная карбонатная пропитка). Участки карбонатной пропитки, микроцементации
*Особенности	Нещебнистый песчаный материал

Приложение В.3. Кривоаридная почва под опустыненной кривоаридной степью, 1900 м н.у.м., разрез Ка-1.

Таблица В.3.1. Описание микростроения. Разрез Ка-1, корка (akl)

Разрез Ка-1, корка (akl)	
Микроструктура	Пузырьковая (vesicular) микроструктура; Присутствуют ооидные агрегаты 100 мкм, участки неагрегированного материала
Поры	Обильные округлые пузырьковые поры (размер 500 мкм)
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	1/3
Микросложение	Участки агрегатно-скелетного и порфировидного микросложения
Тонкодисперсная масса	Карбонатно-глинистая
Органическое вещество	Красные сгустки мономорфного органического вещества, фрагменты органического вещества ожелезнены
Новообразования	Обломки кутан Глинисто-пылеватые кутаны – по обломкам карбонатных кутан, по растительным остаткам
*Особенности	Пузырьковая (vesicular) микроструктура

Таблица В.3.2. Описание микростроения. Разрез Ка-1, горизонт АК

Разрез Ка-1, горизонт АК (шлиф 5-10 см)	
Микроструктура	Микроструктура неоднородная: скелетно-микроагрегатная, плохо выраженная зернистая, со слабой тенденцией к комковатости, иногда с образованием ооидных агрегатов, есть неагрегированные участки.
Поры	10% Сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	$\Gamma/\tau \ 2_{mkm}=1/1$
Микросложение	Умеренно компактное тонкое агрегатно-скелетное
Тонкодисперсная масса	Карбонатно-гумусово-глинистая, бурая, карбонатно-кристаллическая (слабо) и глинистая раздельно чешуйчатая оптическая ориентация
Органическое вещество	Гумифицированный мономорфный органический материал, средне- и сильноразложённые растительные остатки (потемневшие и с деформацией клеточной структуры)
Новообразования	Ожелезнённые и окаربоначенные растительные остатки Кутаны силикатные и тонкие микритовые по растительным остаткам (!) (Современность процесса) Прокрашенность микрита в карбонатных кутанах: пропитан гумусом или изначально неразрывно связан с органическим веществом и соединениями железа Много осколков карбонатных кутан, вокруг покрыты гумусово-глинистыми кутанами
*Особенности	По сравнению с АК в менее аридных объектах: Более скелетный, меньше тонкодисперсного материала, с карбонатными кутанами, меньше растительных остатков, окаربоначенные и ожелезнённые растительные остатки, осколки кутан, гумусово-карбонатно-глинистая плазма, выше степень разложения орг. в-ва, зерна рудных минералов. Присутствуют карбонатные породы

Таблица В.3.3. Описание микростроения. Разрез Ка-1, горизонт ВРЛ

Разрез Ка-1, горизонт ВРЛ	
Микроструктура	Преимущественно зернистая. Очень мелкие зернистые агрегаты, более крупные ооидные агрегаты, но тоже мелкие, участки неагрегированного материала, есть участки с округло-блоковой микроструктурой средней степени аккомодации
Поры	Сложные поры упаковки
Соотношение грубо- и тонкодисперсных частиц	примерно 1/1, или 1/2 (участками)
Микросложение	Агрегатно-скелетное
Тонкодисперсная масса	Карбонатная (микрит),глинисто-карбонатная, вокругскелетная ориентация Есть участок с полностью карбонатной плазмой (calcitic cristallitic fine material), без обломков пород и песка, но с обломками кутан. Тонкодисперсная масса прокрашена соединениями железа
Органическое вещество	Мало сильноразложенных растительных остатков
Новообразования	Много осколков карбонатных кутан, карбонатные кутаны на скелетном материале, глинисто-карбонатные кутаны, но не на каждом обломке Наблюдается пропитка гумусом некоторых слоев кутан
*Особенности	Большое количество спаритовых зёрен (литогенные карбонаты)

Таблица В.3.4. Описание микростроения. Разрез Ка-1, горизонт ВСАіс

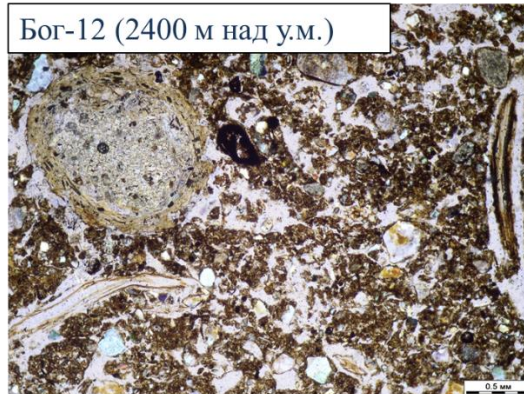
Приложение В.3.4. Разрез Ка-1, ВСАіс (75-80) см –	
Микроструктура	Участки скелетной микроструктуры и округло-блоковой микроструктуры средней степени аккомодации (растрескивание плотноупакованной микритовой плазмы)
Поры	Простые и сложные поры упаковки
Соотношение грубо-и тонкодисперсных частиц	1/1, неоднородно, иногда 1/0 или 1/2
Микросложение	Агрегатно-скелетное и пленочное
Тонкодисперсная масса	Карбонатная (микритовая), или местами карбонатно-глинистая
Органическое вещество	Очень редкие сильноразложившиеся растительные остатки, некоторые ожелезнены
Новообразования	Карбонатные кутаны, осколки кутан Есть участок сцементированных (связанных) плотными микритом минеральных зёрен (в том числе карбонатных с кутанами), На других участках разреженные мелкие минеральные зёрна с очень тоненькой микритовой оболочкой, иногда сцементированы вместе
*Особенности	По сравнению с другими объектами - есть литогенные карбонаты

ПРИЛОЖЕНИЕ Г. ИЛЛЮСТРАЦИИ ДЕТАЛЕЙ МИКРОСТРОЕНИЯ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

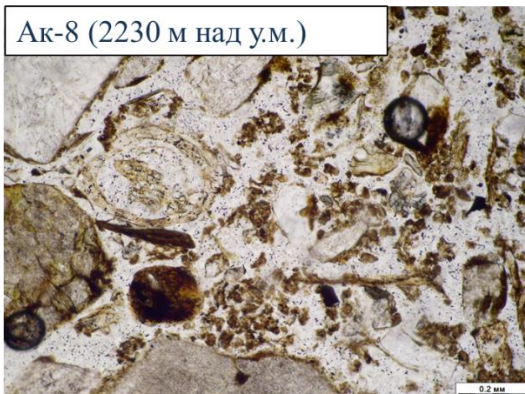
Горизонт АК:

Слабо- и средне разложенные растительные остатки, сгустковый гумус, биогенная агрегированность – зернистая микроструктура, гумусовые и пылевато-глинистые пленки на зернах скелета, ооидные агрегаты оформлены слабо

Бог-12 (2400 м над у.м.)



Ак-8 (2230 м над у.м.)



Ка-1 (1900 м над у.м.)

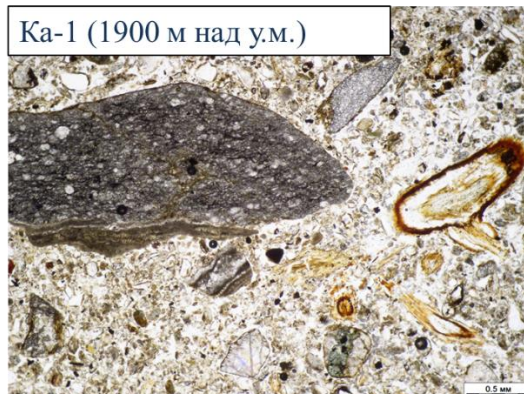


Рисунок Г.1. Микростроение криогумусового горизонта криоаридных почв ландшафтно-высотного ряда

Приповерхностная пузырчато-слоистая корка в наиболее аридном объекте
Разрез Ка-1. (1900 м н. у.м.)

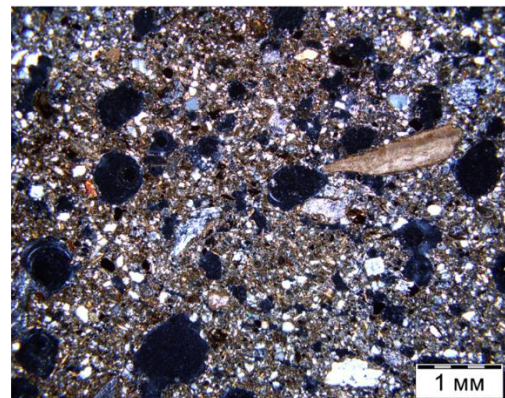
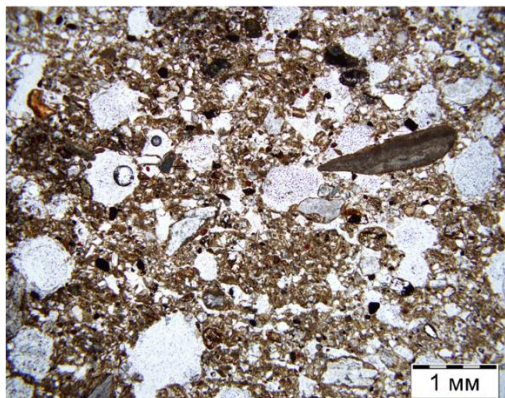
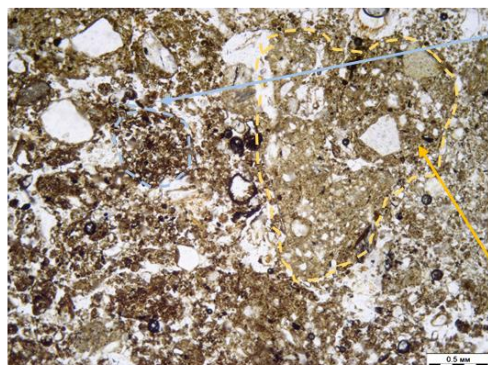
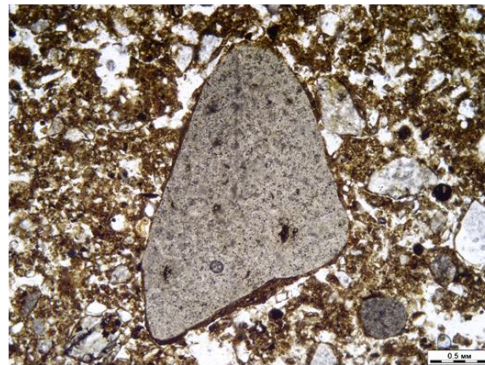


Рисунок Г. 2. Микростроение пузырчато-слоистой корки в наиболее аридном объекте, разрез Ка-1. Округлые поры 500 мкм, микритовая пропитка тонкодисперсной массы, осколки карбонатных кутан

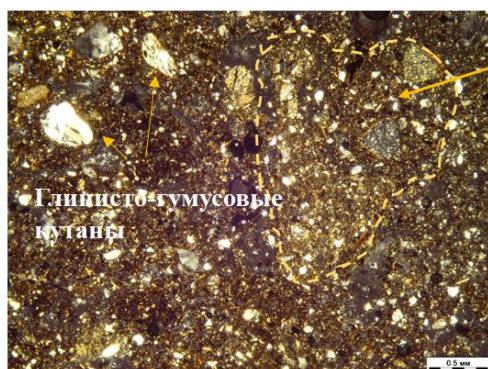
Горизонт АК. Наименее аридный член ряда
Разрез Бог-12 (2400 м н.у.м.)



Микрозернистые и слабооформленные ооидные агрегаты, с преобладанием орг.в-ва в составе



глинисто-гумусовые пленки



Глинисто-гумусовые
кучаны

Агрегированные участки, комковатые агрегаты с преобладанием глинистого вещества

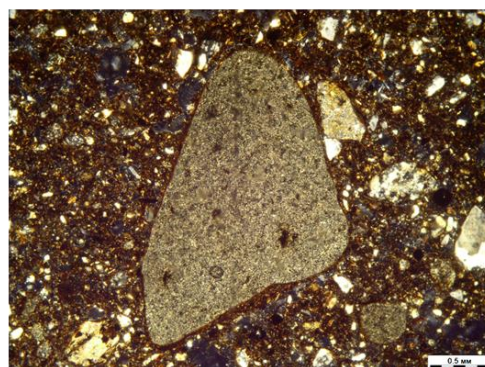
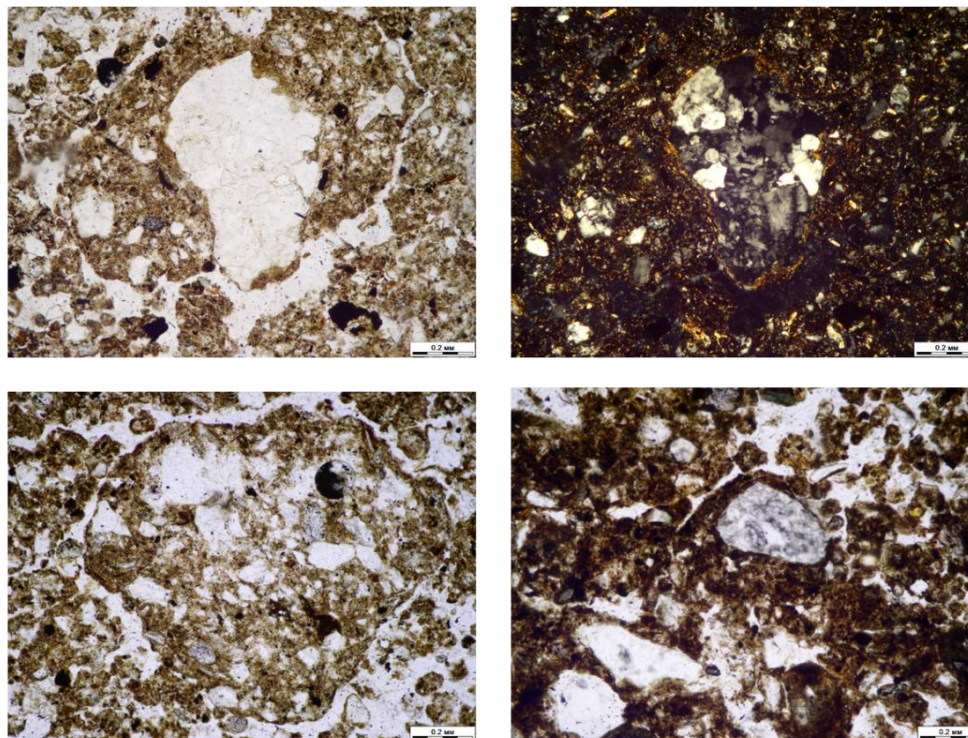


Рисунок Г.3. Микростроение криогумусового горизонта в наименее аридном объекте, разрез Бог-12. Крупные комковатые агрегаты, слабооформленные ооидные агрегаты, мелкие зернистые агрегаты. Глинисто-гумусовые пленки на зернах скелета.

Горизонт АК. Наименее аридный член ряда
Разрез Бог-12 (2400 м н.у.м.)

Крупные комковатые агрегаты:



Крупные комковатые и мелкие зернистые микроагрегаты, растительные остатки, глинисто-гумусовые пленки на скелетных зернах:

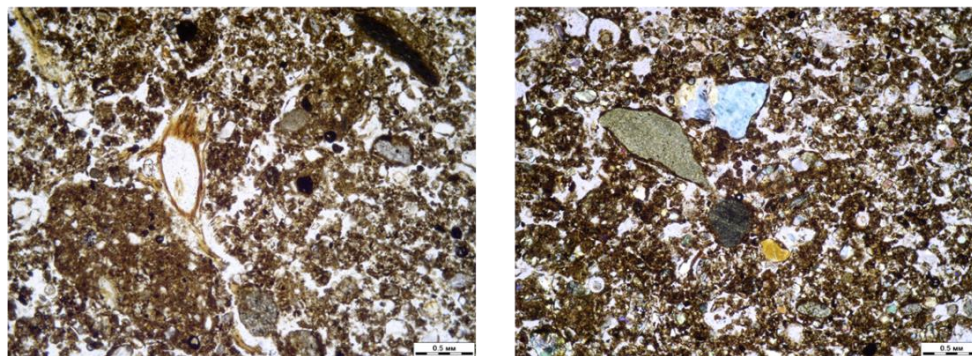


Рисунок Г.4. Микростроение криогумусового горизонта в наименее аридном объекте, разрез Бог-12. Крупные комковатые агрегаты, слабо сепарированные ооидные агрегаты, мелкие зернистые агрегаты, среднеразлеженные растительные остатки, глинисто-гумусовые пленки на зернах скелета.

Горизонт АК. Средний член ряда Разрез Ак-8 (2230 м н.у.м)



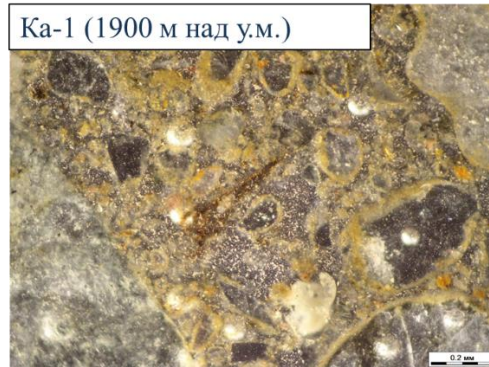
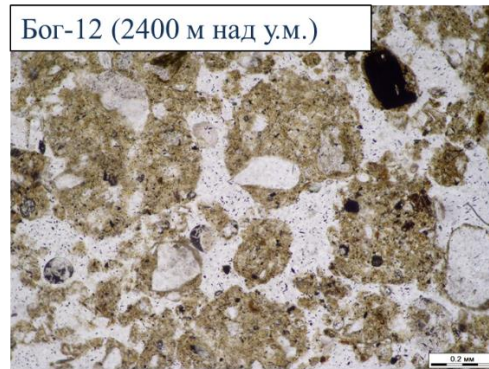
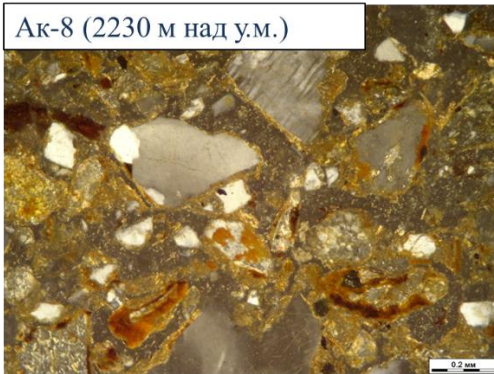
Рисунок Г.5. Микростроение криогумусового горизонта в центральном объекте, разрез Ак-8.

Горизонт АК. Наиболее аридный член ряда Разрез КА-1 (1900 м н.у.м)



Рисунок Г.6. Микростроение криогумусового горизонта в наиболее аридном объекте, р.Ка-1

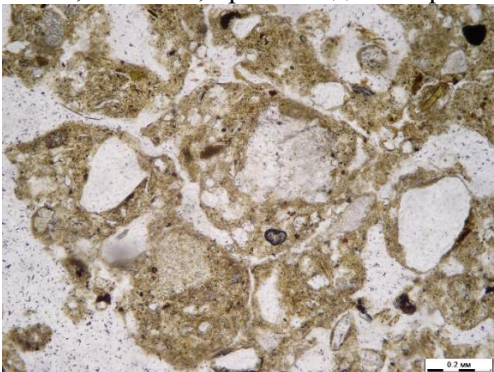
Горизонт ВРЛ:
(Гумусово)-пылевато-глинистые кутаны по минеральным зернам, ооидные агрегаты, небольшое ожелезнение всей тонкодисперсной массы



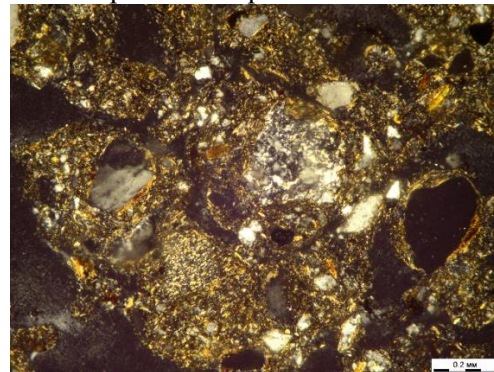
Макроструктура горизонта ВРЛ: непрочные ореховатые, блочные, призмовидные агрегаты



Горизонт ВРЛ. Глинисто-пылеватые кутаны на минеральных зернах



Ооидные микроагрегаты и глинисто-пылеватые кутаны на минеральных зернах, переходные формы между мощными кутанами и микроагрегатами, РРЛ



Ооидные микроагрегаты и глинисто-пылеватые кутаны на минеральных зернах, оптическая ориентация глинистого вещества по периферии, ХРЛ

Рисунок Г.7. Характерное мезо- и микростроение палео-метаморфического горизонта криоаридных почв

Горизонт BPL. Наименее аридный член ряда
Разрез Бог-12 (2400 м над у.м.)

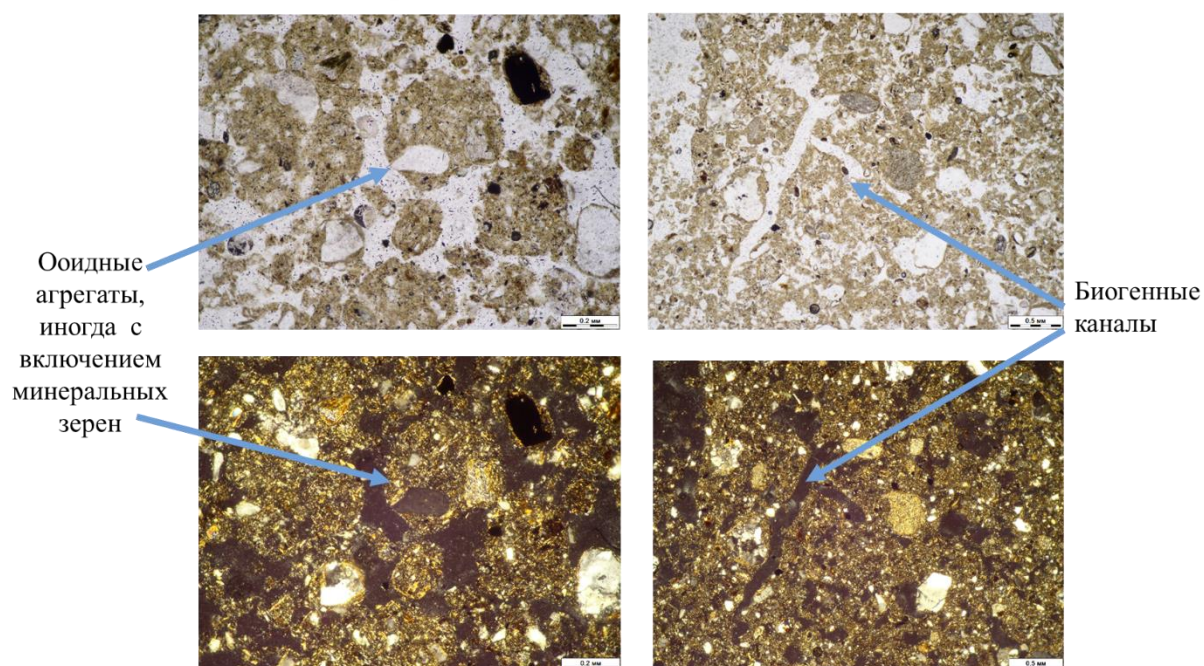


Рисунок Г.8. Микростроение палео-метаморфического горизонта в наименее аридном объекте. Ооидные агрегаты, реже – мелкие зернистые агрегаты, присутствуют биогенные каналы.

Горизонт BPL. Средний член ряда
Разрез Ак-8 (2230 м н.у.м.)

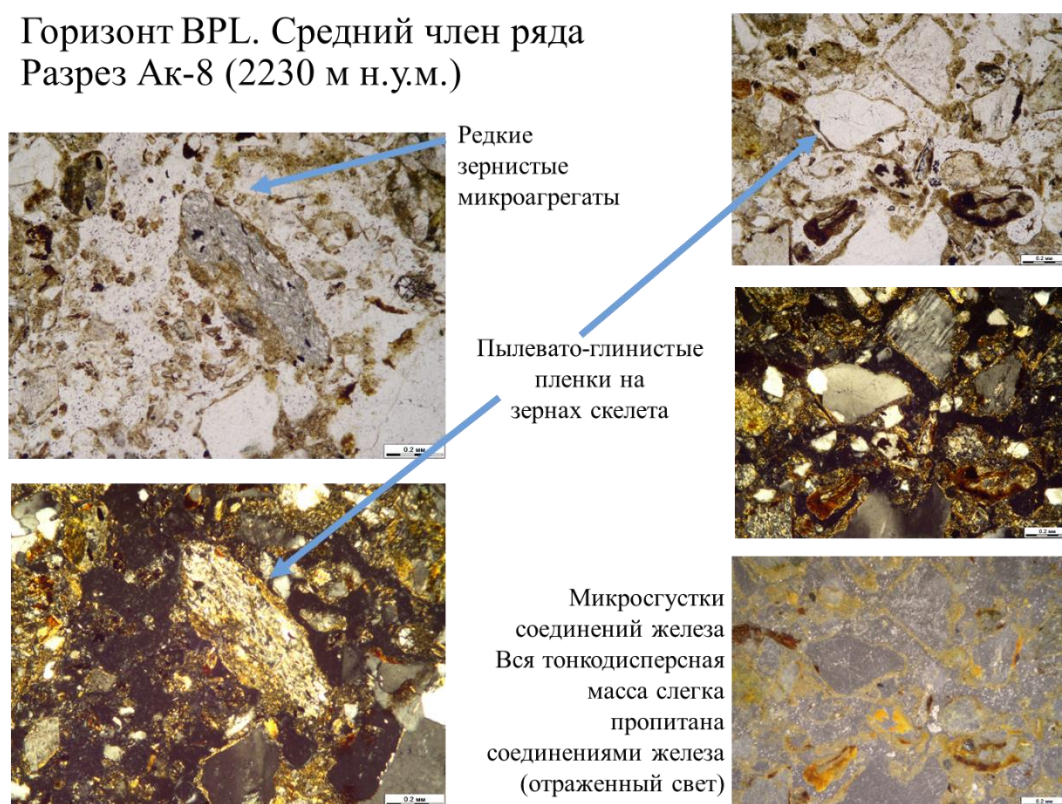
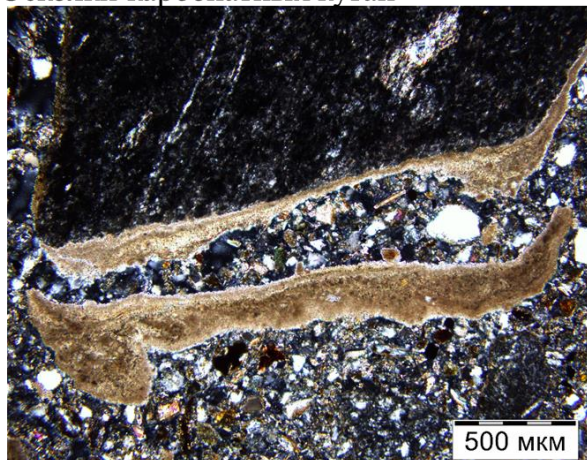


Рисунок Г.9. Микростроение палео-метаморфического горизонта в центральном объекте, разрез Ак-8

Горизонты ВСАіс – формы карбонатов:

Карбонатные кутаны на обломках пород;
Осколки карбонатных кутан



Карбонатные пропитки и микроцементации

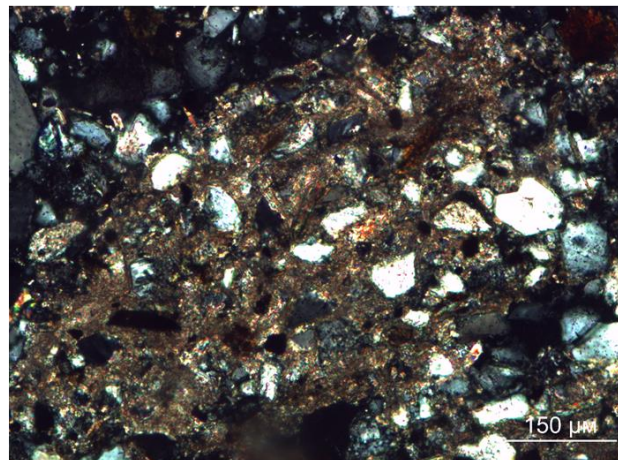
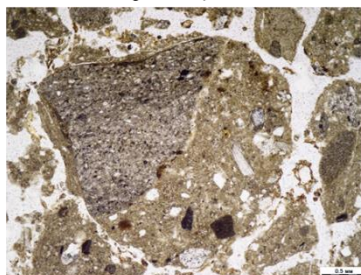
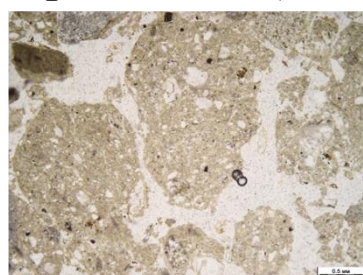


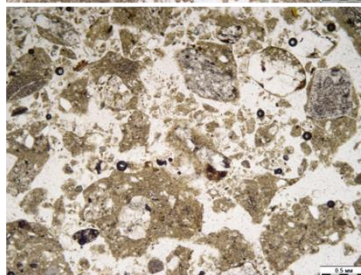
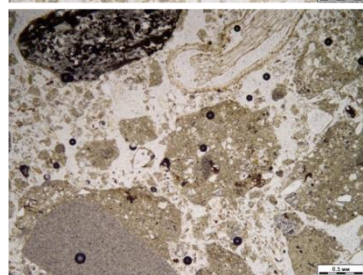
Рисунок Г.10. Формы карбонатных новообразований в аккумулятивно-карбонатных горизонтах криоаридных почв: кутаны, их осколки, пропитки, микроцементации

Горизонты ВСАіс. Наименее аридный член ряда Разрез Бог-12 (2400 м над у.м.)



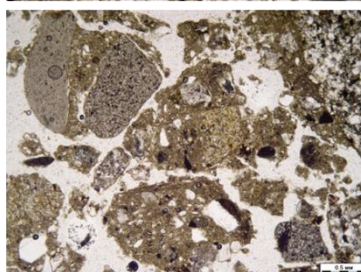
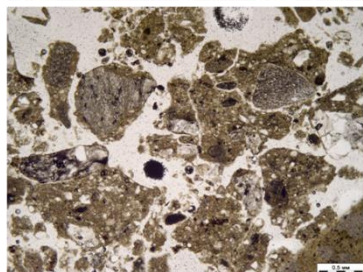
ВСАіс1

Крупные ооидные агрегаты, в том числе с включенными скелетными зернами



ВСАіс2

Мелкие и крупные агрегаты с включенными скелетными зернами; редкие растительные остатки

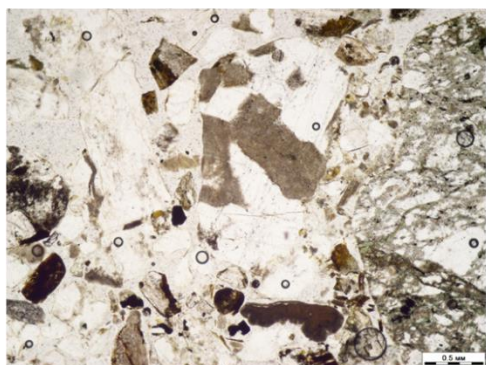


ВСАіс3

Высокая степень аккомодации агрегатов, округло-блоковая микроструктура

Рисунок Г.11. Микростроение аккумулятивно-карбонатных горизонтов криоаридной почвы в наименее аридном объекте.

Горизонты ВСАіс. Средний член ряда.
Разрез Ак-8 (2230 м н.у.м)



Многослойные карбонатные кутаны на нижних гранях крупных скелетных зерен



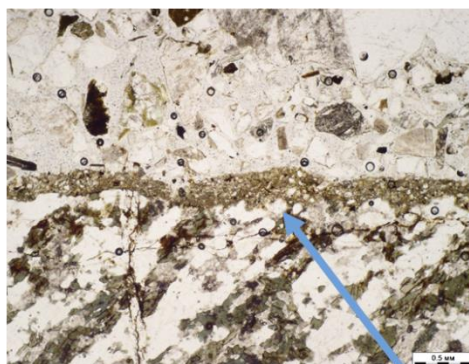
Формы карбонатов:

пропитка

окарбоначенные породы

заполнение трещин в породах

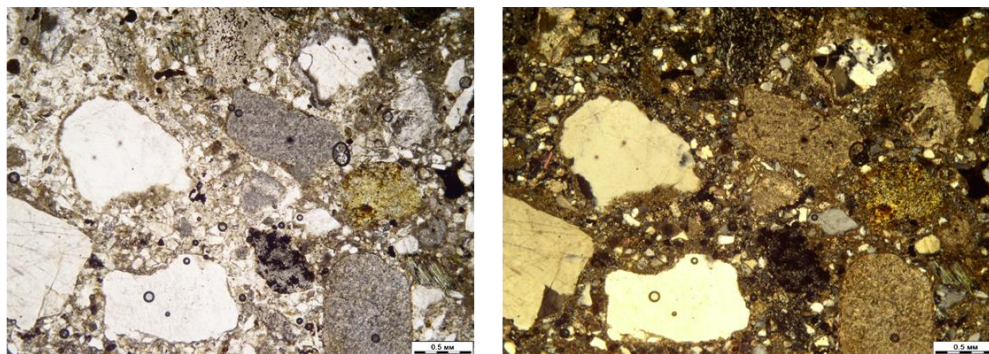
осколки кутан



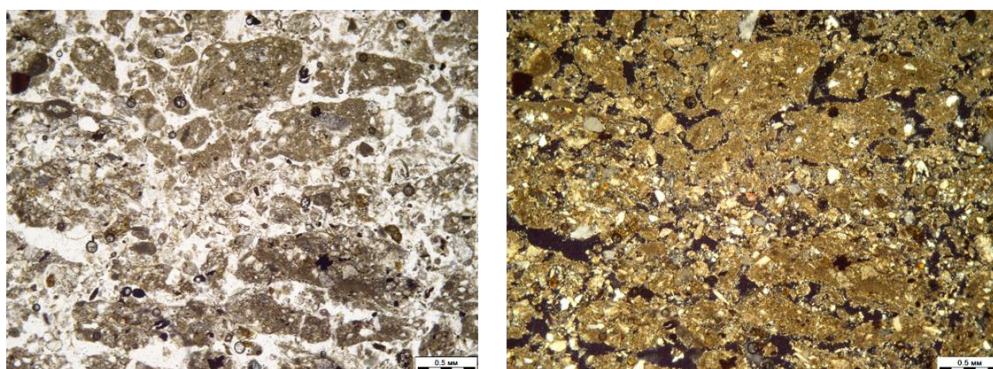
Пылевато-глинистые кутаны – на верхних гранях крупных скелетных зерен

Рисунок Г.12. Микростроение аккумулятивно-карбонатных горизонтов в центральном объекте. Тонкодисперсного вещества практически нет, сосредоточено преимущественно в шапках (силикатных кутанах) на верхних гранях крупных обломков. Формы нахождения карбонатов.

Горизонты ВСА_{ic}. Наиболее аридный член ряда.
Разрез КА-1 (1900 м н.у.м.)



Минеральные зерна в «микритовом цементе», карбонатные кутаны

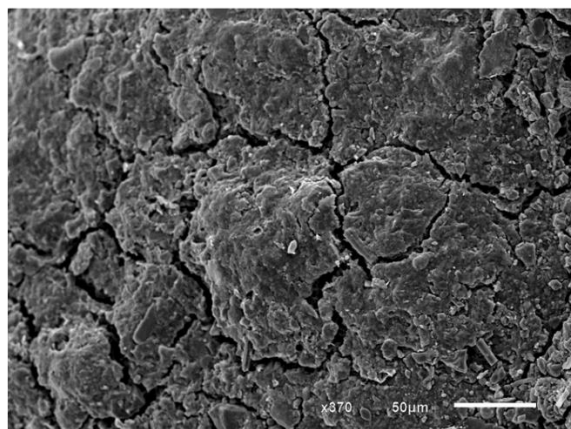


Растрескавшийся агрегированный плотный микрит – тотальная карбонатная пропитка материала

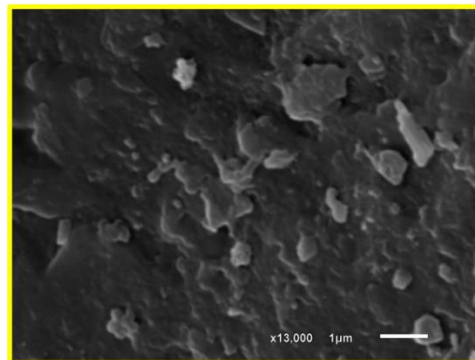
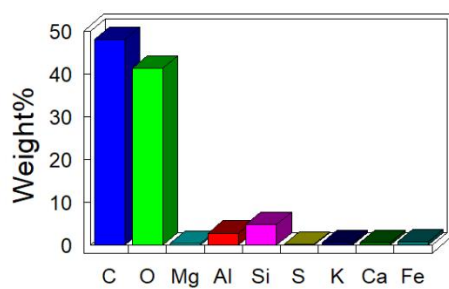
Рисунок Г 13. Микростроение аккумулятивно-карбонатных горизонтов криоаридной почвы в наиболее аридном объекте. Хорошо выражены пропиточные формы карбонатов.

**ПРИЛОЖЕНИЕ Д. ИЛЛЮСТРАЦИИ ДЕТАЛЕЙ
СУБМИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ
МОРФОТИПОВ КУТАН**

Гумусовый тип



Quantitative results



Пропитывающий карбонатный

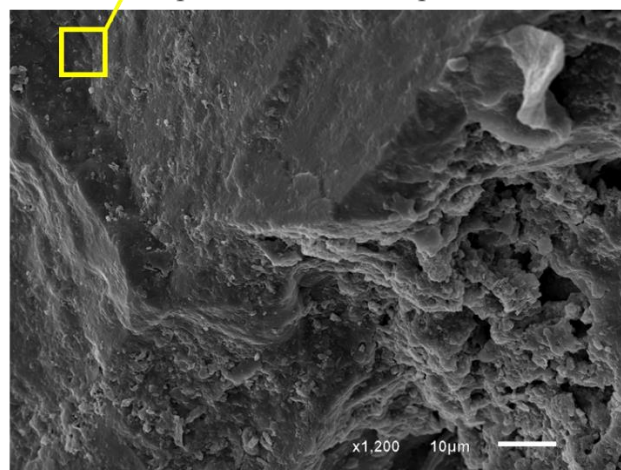


Рисунок Д. 1. Субмикростроение гумусовых кутан: гладкая или слабощероховатая поверхность, микрослоистость, полигональное растрескивание.

Силикатные включения в карбонатных кутанах

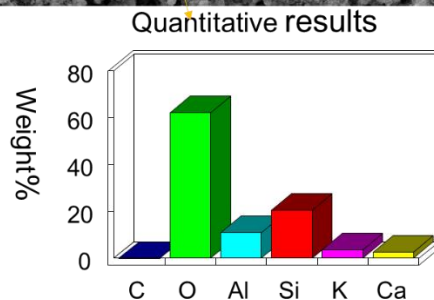
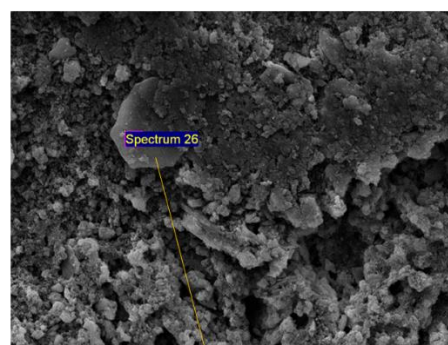
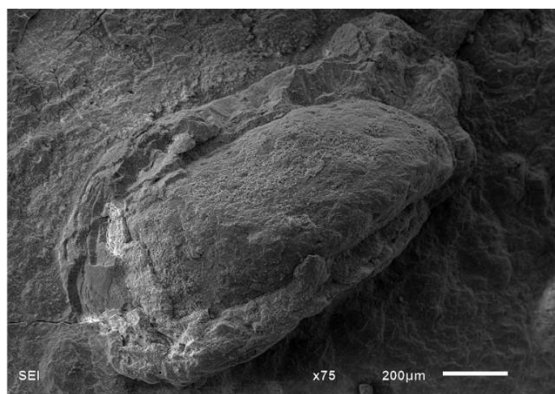


Рисунок Д. 2. Субмикростроение и силикатный состав морфотипа силикатного в карбонатном цементе. Представлен скелетными зернами песчаной размерности, плотно вцементированными в материал карбонатного микритово-микроспаритового плотного морфотипа

Карбонатный спаритовый плотный тип со столбчато-ромбовидными сростками кристаллов

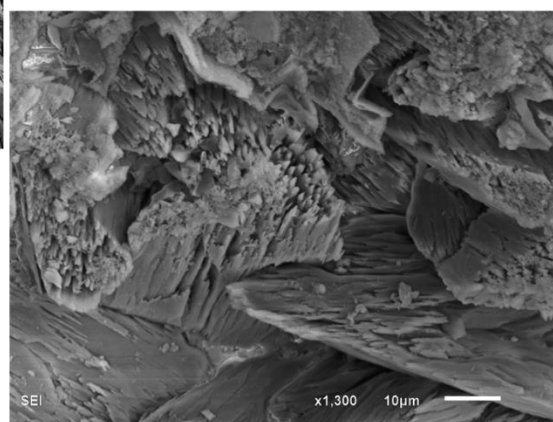
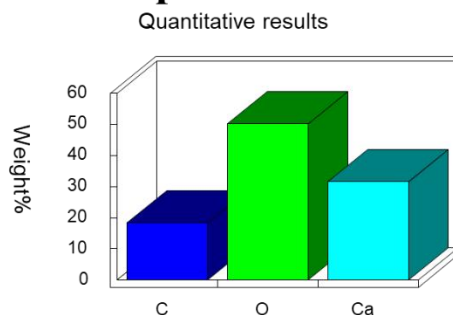
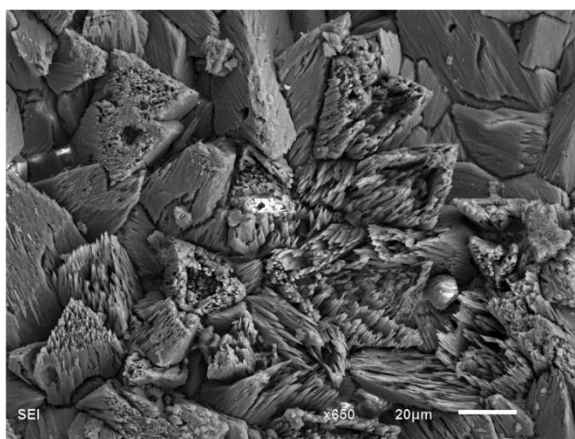


Рисунок Д. 3. Субмикростроение карбонатного спаритового плотного морфотипа со столбчато-ромбовидными сростками тонких игольчатых кристаллов

Карбонатный микритово-микроспаритовый плотный тип

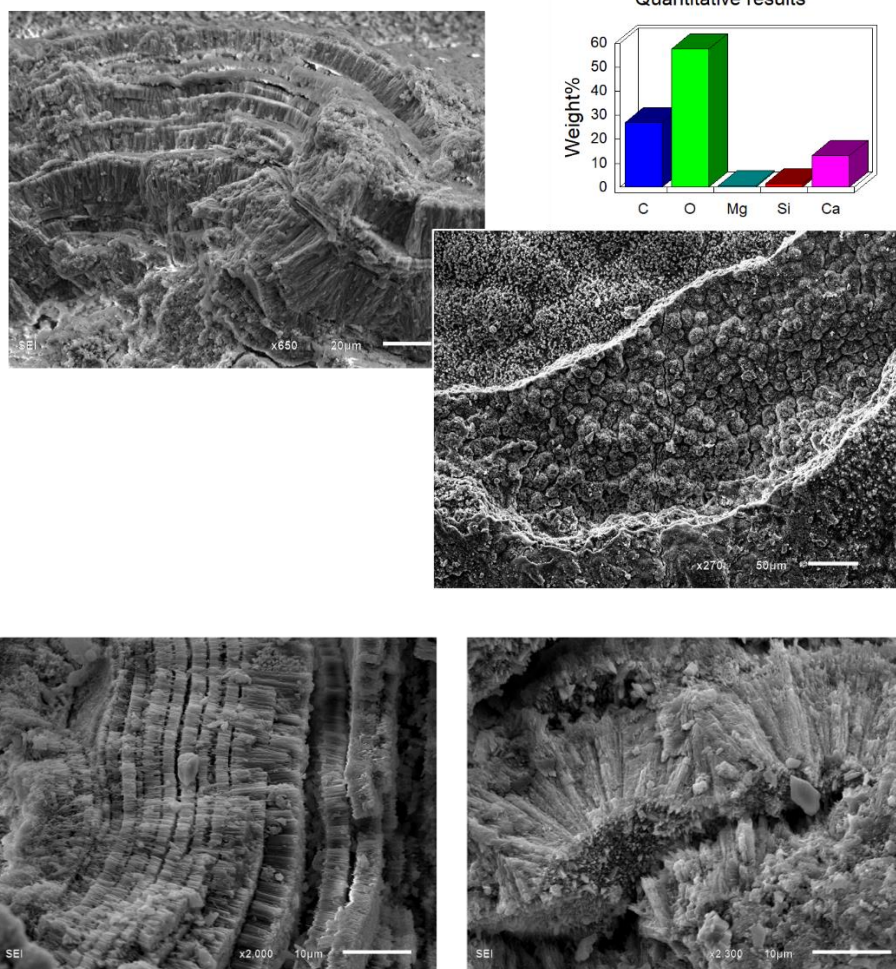


Рисунок Д. 4. Субмикростроение карбонатного микритово-микроспаритового плотного морфотипа: чередование тонких микритовых и микроспаритовых прослоев, плотная упаковка частиц. Характерные микропочковидные отдельности могут быть сложены микроспаритом с веерообразным залеганием кристаллов.

Карбонатный спаритовый плотный тип с зубовидной формой сростков вытянутых кристаллов

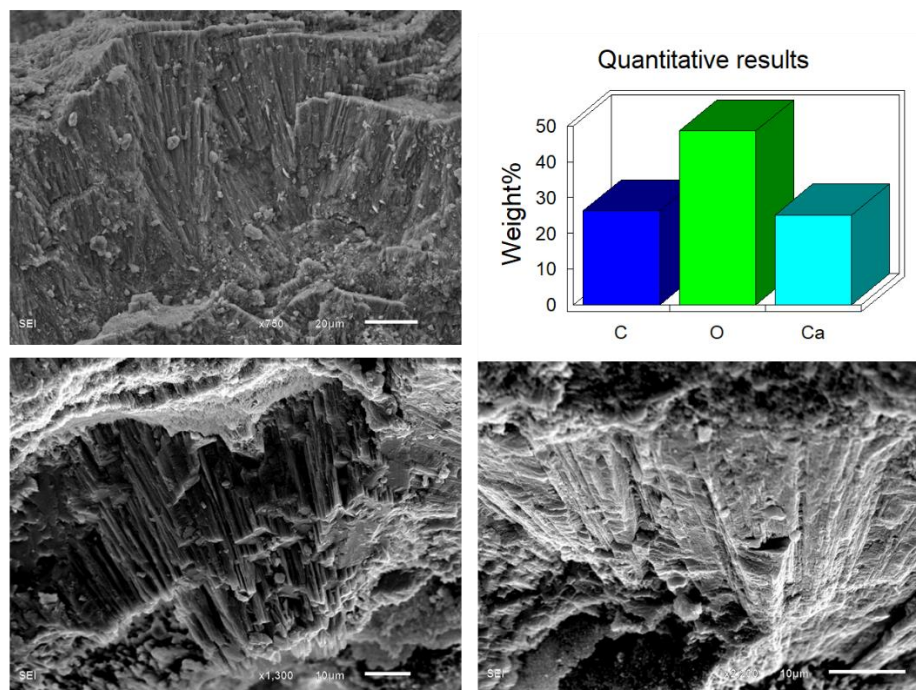


Рисунок Д. 5. Субмикростроение карбонатного спаритового плотного морфотипа с зубовидными сростками тонких вытянутых кристаллов.

Карбонатный микритовый рыхлый тип

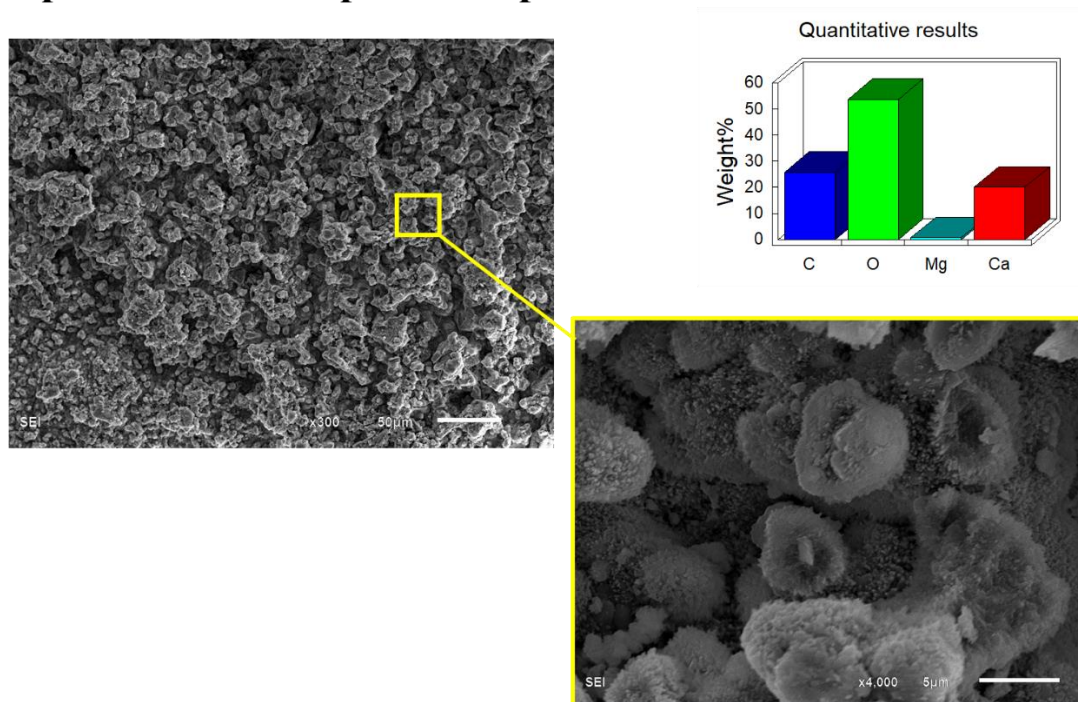


Рисунок Д. 6. Субмикростроение карбонатного микритового рыхлого морфотипа. Образован рыхлоупакофанными сферическими частицами (комочками) 2-4 мкм с шершавыми краями, которые между собой могут образовывать микроагрегаты.

ПРИЛОЖЕНИЕ Е. ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОТИПОВ КУТАН КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

№, название типа	1. Силикатный (глинисто-пылевато-песчаный)	2. Гумусовый бескарбонатный	3. Гумусовый, пропитывающий карбонатный	4. Карбонатный микритовый рыхлый	5. Карбонатный цветной (спаритово-) микритово-микроспаритовый плотный	6. Карбонатный спаритовый плотный (подтип со столбчато-ромбовидными сростками кристаллов)
Мезо-подтипы (преимущ. по окраске)	1.1 Si-бескарбонатный 1.2 Si в карбонатном цементе	2.1 Красно-бурый	3.1 Почти чёрный 3.2 Красно-бурый 3.3 Светло-бурый	4.1 Рыхлый белый	5.1 Белый (обычно микритовый) 5.2 Жёлтый (сложного строения) 5.3 Бурый (микритовый, иногда микритово-микроспаритовый) 5.4. Оранжевый (сложного микростроения)	6.1 Белый плотный кристаллический
Микро-подтипы	1-а. Si-бескарбонатный 1-б. Si в карбонатном цементе	2-а. Гумусовый с незначительными скелетными включениями	3-а. Залегающий пятнами 3-б. Агрегированный	4-а. Бурый среднеплотный, 4-б. Бледно-бурый к прозрачному рыхлый	5-а. Серо-бурый микритовый 5-б. Микроспаритовый, тонкими переслоями с микритом 5-с. Спаритовый с прозрачными зубовидными сростками игольчатых кристаллов (залегает только поверх 5-а)	6-а. Прозрачный спаритовый со столбчато-ромбовидными сростками игольчатых кристаллов
Нахождение в профиле	Максимально выражен с глубины 40 см (гор. ВСАіс), 1.1 встречается также в АК и BPL	АК, BPL	Гор. ВСАіс (В наиболее аридном объекте с поверхности)	Гор. ВСАіс (В наиболее аридном объекте с поверхности)	Гор. ВСАіс (В наиболее аридном объекте с поверхности)	Гор. ВСАіс (В наиболее аридном объекте с поверхности)
Характерное местоположение на обломке	а– верхние грани или вокруг б– нижние грани, в материале карбонатных	Как верхние, так и нижние грани	Нижняя грань, пропитывает 4 микритовый рыхлый морфотип	Нижняя грань, непосредственно прилегает к породе или, как правило, поверх 5 или 6 морфотипа	Нижняя грань, непосредственно прилегает к породе или поверх 6 морфотипа	Нижняя грань, непосредственно прилегает к породе
Толщина прослоев	До 400 мкм	10-50 мкм	15-100 мкм	20-200 мкм (4-б: 10-20 мкм)	10-400 мкм (5-а: от 10 до 100 мкм 5-б: от 10 до 30 мкм 5-с: 50-230 мкм)	150-450 мкм

№, название типа	1. Силикатный	2. Гумусовый бескарбонатный	3. Гумусовый, пропитывающий карбонатный	4. Карбонатный микритовый рыхлый	5. Карбонатный цветной плотный	6. Карбонатный спаритовый
Форма кальцита	—	—	- (пропитывает микрит)	Микрит, единичные микропаритовые зерна	Может быть образован микритом, микритом+микропаритом, микритом+микропаритом+спаритом	Спарит
Возможные окраски на мезоуровне	Буро-серый	Красно-бурый	3.1 Почти чёрный 3.2 Красно-бурый 3.3 Светло-бурый	Белый	5.1 Белый 5.2 Жёлтый 5.3 Бурый 5.4. Оранжевый	Прозрачно-белый
Характерные окраски прослоев в шлифах	Бурый	Бурый	3-а Бурый к черному 3-б Бурый	4-а. Бурый 4-б. Бледно-бурый к прозрачному	5-а. Серо-бурый 5-б. Прозрачный с тонкими серо-бурыми прослоями 5-с. Прозрачный	Прозрачный
Форма кристаллов	—	—	—	Зёрна	5-а. Зёрна 5-б. Столбчатые 5-с. Зубовидные	Столбчато-ромбовидные
Размеры кристаллов	—	—	—	4-а: 1-3 мкм; 4-б: 1-5 мкм	5-а: 1-3 мкм 5-б: от 6-10 мкм до 20-30 мкм 5-с: 50-230 мкм	100-200 мкм
Пористость, агрегаты	Возможно наличие пор	Нет	3-а: нет 3-б: первичные комочки объединяются во вторичные лапчатые агрегаты	4-а: небольшая пористость 4-б: пористый, возможна агрегированность в округлые сгустки	Нет	Нет
Упаковка частиц	Умеренно плотная	Плотная	Плотная	4-а: среднеплотная 4-б: рыхлая	Плотная	Плотная
Скелетные включения	Много	Нет	Нет	Возможны	Возможны, в любом из микроподтипов ($\Rightarrow$ 1.2 мезоподтип)	Нет
Дополнительные особенности мезостроения			Лакирует нижележащий карбонатный	Полигональное растрескивание при гумусировании	Характерно наличие микропочек	

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж. ОЦЕНКА ВСТРЕЧАЕМОСТИ МОРФОТИПОВ КУТАН В РАЗРЕЗАХ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ

		Разрез Бог-12 2400 м, криоксерофитные степи с участием альпийской флоры		Разрез Ак-8 2230 м, криоксерофитные степи		Разрез Ка-1, 1900 м, опустыненные криоксерофитные степи	
Горизонты	Типы кутан	Положе ние	% обломков	Положе ние	% обломков	Положе ние	% обломков
АК Диапазон глубин: 0-10(15) см	1) Силикатные	На всех гранях	100%	На всех гранях	100%	На верхних гранях	100%
	2) Гумусовые	На всех гранях	100%	На всех гранях	100%	На верх. И нижних гранях	50%
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	Нет	Нет	Нет	Нет	На верх. И нижних гранях	100% (верх), 90% (ниж.)
	4) Карбонатные микритово- микроспаритовы е плотные	Нет	Нет	Нет	Нет	На нижних гранях	70% (коричневые) , 30% (оранжевые)
	5) Карбонатные спаритовые плотные	Нет	Нет	Нет	Нет	На верхних гранях	100%
BPL Диапазон глубин: 10(15)- 35(40) см	1) Силикатные	На всех гранях	100%	На всех гранях	100%	На верхних гранях	100%
	2) Гумусовые	На всех гранях	100%	На всех гранях	100%	Нет	Нет
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	Нет	Нет	Нет	Нет	На нижних гранях	60%
	4) Карбонатные микритово- микроспаритовы е плотные	Нет	Нет	Нет	Нет	На нижних гранях	80% (коричневые) , 100% (оранжевые)
	5) Карбонатные спаритовые плотные	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
BCAic1 Диапазон глубин: 35(40)- 50(60) см	1) Силикатные	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%
	2) Гумусовые	На нижних гранях	75%	На нижних гранях	75%	На нижних гранях	90%
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	На нижних гранях	50%	На нижних гранях	75%	На верх. И нижних гранях	10% (верх), 65% (ниж)
	4) Карбонатные микритово- микроспаритовы е плотные	Нет	Нет	На нижних гранях	50% (коричнев ые) и 10% (желтые)	На нижних гранях	55% (коричневые) , 55% (оранжевые)

	5) Карбонатные спаритовые плотные	Нет	Нет	На нижних гранях	30%	На нижних гранях	100%
BCAic2 Диапазон глубин: 50(60) – 70(120) см	1) Силикатные	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	40%
	2) Гумусовые	На нижних гранях	80%	На нижних гранях	50%	На нижних гранях	20%
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	80%
	4) Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные	На нижних гранях	10% (оранжевые)	На нижних гранях	10% (коричневые), 40% (желтые)	На нижних гранях	60% (желтые), 20% (оранжевые), 20% (коричневые)
	5) Карбонатные спаритовые плотные	Нет	Нет	На нижних гранях	30%	На нижних гранях	60%
BCAic3 (Бог-12, Ак-8) BCAic5 в разрезе Ка-1, где для BCAic 3 и 4 учет не проведен из-за малого кол-ва крупных обломков Диапазон глубин: 77– 135 см	1) Силикатные	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%
	2) Гумусовые	Нет	Нет	Нет	Нет	На нижних гранях	60% (тонкий, фрагментарный)
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	50%	На нижних гранях	60% (тонкий)
	4) Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные	На нижних гранях	75% (оранжевые)	На нижних гранях	100% (жёлтые)	На нижних гранях	40% (коричневый), 40% (оранжевый), 20% (желтый)
	5) Карбонатные спаритовые плотные	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	60%	На нижних гранях	100%
BCAic4 (Бог-12, Ак-8) BCAic6 в разрезе Ка-1 Диапазон глубин: 95– 150 см	1) Силикатные	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%
	2) Гумусовые	Нет	Нет	Нет	Нет	На нижних гранях	40% (тонкий, фрагментарный)
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	На нижних гранях	100% (очень тонкие)	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	40% (тонкий)
	4) Карбонатные микритово-микроспаритовые плотные	На нижних гранях	60% (оранжевые), 25% (желтые)	На нижних гранях	50% (желтые)	На нижних гранях	60% (коричневый)
	5) Карбонатные (микро)спаритовые плотные	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	30%	На нижних гранях	60%

ВСАіс5 Диапазон глубин: 140–200см	1) Силикатные	На верхних гранях	100%	На верхних гранях	100%		
	2) Гумусовые	Нет	Нет	Нет	Нет		
	3) Карбонатные микритовые рыхлые	На нижних гранях	100% (очень тонкие)	На нижних гранях	100%		
	4) Карбонатные микритово- микроспаритовы е плотные	На нижних гранях	90% (оранжев ые), 35% (желтые)	На нижних гранях	30% (желтые)		
	5) Карбонатные спаритовые плотные	На нижних гранях	100%	На нижних гранях	20%		