

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«БАШКИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

ХАЛИТОВ РОМАН МАРАТОВИЧ

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ
ГОРНО-ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА
(НА ПРИМЕРЕ ХРЕБТОВ КИБИЗ, ОЛОТАУ И ГОРНОГО МАССИВА ИРЕМЕЛЬ)

03.02.13 – Почвоведение

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель:
доктор биологических наук,
доцент Сергеев В.С.

Уфа - 2018

Оглавление

Введение.....	3
1. Обзор современных достижений науки в области исследования почв	6
Южного Урала.....	6
1.1. История почвенных исследований в Башкирии	6
1.2. О классификации почв	16
1.3. Некоторые аспекты географии горных почв	18
1.4. География и генезис серых и темно-серых почв	22
1.5. Микроморфологическая изученность серых и темно-серых почв	22
1.6. Структура слоистых силикатов.....	25
2. Объекты и методы исследования.....	39
3. Условия почвообразования.....	46
3.1. Геология и рельеф	46
3.2. Климат	53
3.3. Описание гидрографической сети	56
3.4. Растительность.....	56
4. Результаты исследования	60
4.1. Морфологическая и морфометрическая характеристика почв	60
4.2. Химико-аналитическая характеристика почв.....	75
4.3. Мезо- и микроморфологические	86
свойства текстурно-дифференцированных почв.....	86
4.4. Микроморфологическая характеристика торфянисто-подзливой почвы горного массива Ирмель	89
4.5. Минералого-петрографическая характеристика породы	94
массива Ирмель.....	94
4.6. Охрана почв Республики Башкортостан	95
5. Минералогический состав породы и почв горного массива Ирмель	100
5.1. Рентгенофазовый анализ.....	100
5.2. Характеристика главных и акцессорных минералов почв и горной породы массива Ирмель	116
Выводы.....	141
Список литературы	143

Введение

Актуальность работы. Республика Башкортостан расположена на географически сложной территории, которая разделяется на три части: Предуральскую – равнинно-возвышенную, относящуюся к Русской платформе; Уральскую – горную, располагающуюся в области Уральской геосинклинали; Зауральскую – возвышенно-холмистую, примыкающую к Сибирской платформе. Этим объясняется большое разнообразие физико-географических, геоморфологических и климатических условий, почвообразующих пород, типов растительности и почв.

Закономерности пространственного распределения почв связаны с физико-географическими условиями почвообразования: биоклиматических и геогенных. Последние играют особую роль в формировании лито- и топокатенарных закономерностей распределения почв, что характерно в первую очередь для горных массивов. Для Южного Урала характерны, в основном, низкогорные формы рельефа, но некоторые горные массивы – Ирмель и Б. Яман-Тау, представляют максимально выраженную высотную зональность от лесостепных экосистем до тундровых. В связи с этим изучение генезиса, географии, химии и минералогии почв Южного Урала является самостоятельной научной проблемой.

Степень разработанности проблемы. В двухтомной фундаментальной монографии Почвы Башкортостана (Хазиев, Хабиров и др., 1995) дана характеристика условий почвообразования, морфологических, физических, химических, биологических свойств. Большой вклад в изучение почв горно-лесной зоны Южного Урала внесли Бурангулова М.Н.(1975), А.Х. Мукатанов (1982, 1986, 1992, 1999) и другие. А.Х. Мукатанов (2000) является первым в Башкортостане почвоведом, который составил кадастр особо ценных почвенных объектов. Однако остаются неизученными ряд вопросов географии, генезиса и минералогии горно-лесных почв.

Цель работы. Целью работы являлось установление генезиса и географического распространения почв на хребтов Кибиз, Олотау, горного массива Ирмель и определение минералогического состава почв и породы массива Ирмель.

Объект исследования: Были изучены почвы низкогорья западных склонов Южного Урала (хребет Кибиз и Олотау) и высокогорья центральных хребтов Южного Урала (горный массив Ирмель).

Предмет исследования: химические свойства и минералогический состав горных почв Южного Урала.

Задачи:

1. Провести морфогенетический анализ почвенных профилей, формирующихся в различных ландшафтно-экологических условиях на хребтах Кибиз, Олотау и горном массиве Иремель.
2. Исследовать основные химико-аналитические характеристики почв, уточняющие их классификационное положение.
3. Изучить мезо- и микроморфологические признаки и выявить специфику организации текстурно-дифференцированных почв, формирующихся на горных элювиях и делювиях.
4. Определить минералогический состав тонкодисперсной фракции почв и породы горного массива Иремель.
5. Охарактеризовать основные минералы в составе торфянисто-подзолистой почвы и породы горного массива Иремель.
6. Выявить почвенные объекты с целью внесения их в реестр почв, подлежащих охране в Республике Башкортостан.

Методы исследования. Наши исследования основываются на концепции Докучаева В.В.: почва - зеркало ландшафта, т.е. почва отражает не только современные факторы почвообразования но и бывших геологических эпох. Для изучения почв хребтов Кибиз, Олотау и горного массива Иремель использовался катенарный метод исследования. Почвенные разрезы описывались по Классификации и диагностике почв России 2004 года. Исследования проводили по принятым в почвоведении современным и классическим методикам.

Новизна исследований. Заключается в изучении фациальных и провинциальных особенностей горно-лесных почв Южного Урала. В исследовании особенностей мезоморфологического строения текстурно-дифференцированных почв. Для диагностики почв используется Классификация и диагностика почв России 2004 года. Впервые был исследован минералогический состав почв и породы горного массива Иремель и рассчитаны формулы минералов. Выявлены почвы, которые следует внести в кадастр особо ценных почв Башкортостана.

Теоретическая и практическая значимость работы. Заключается в исследовании генезиса и географии горно-лесных почв Южного Урала и в описании фациальных и провинциальных особенностей. В результате проведенных минералогических исследований были изучены основные минералы почв и породы массива Иремель. Собранный экспериментальный материал позволяет изучить влияние почвообразования на минеральную матрицу почвы. Полученные данные используются для инвентаризации объектов охраны почв

особо охраняемых природных территорий (ООПТ) и дополняют кадастр особо ценных почв Башкортостана.

Методология и методы исследования. Проведенные исследования основываются на концепции Докучаева В.В.: почва - зеркало ландшафта, т.е. почва отражает не только современные факторы почвообразования но и бывших геологических эпох. Для изучения почв хребтов Кибиз, Олотау и горного массива Иремель использовался катенарный метод исследования. Почвенные разрезы описывали по Классификации и диагностике почв России 2004 года. Исследования проводили по принятым в почвоведении современным и классическим методикам.

Положения, выносимые на защиту:

1. Распространение почв на территории низко- и среднегорного рельефа Южного Урала зависит, главным образом, от мощности элювиальных и делювиальных отложений. А на территории высокогорного Южного Урала обусловлено высотной поясностью.
2. На хребте Кибиз, генезис почв связан с древними аллювиальными террасами.
3. Горный массив Иремель сложен сланцами хлорит-иллит-кварцевого состава.
4. Расчитаны формулы минеральных фаз горной породы и почв массива Иремель.

Степень достоверности и апробация работы. Материалы работы докладывались на всероссийских и международных конференциях: Фундаментальные и прикладные вопросы лесного почвоведения (Сыктывкар 2015), наука молодых - инновационному развитию АПК (Башкирский ГАУ, 2015), Аграрная наука в инновационном развитии АПК «Агрокомплекс-2016» (Уфа, 2016), «Природа, наука, туризм», посвященная 30-летию Национального парка «Башкирия» (Мелеуз, 2016), Докучаевские молодежные чтения (Санкт-Петербург, 2017). Выполнена статистическая обработка данных с помощью программы Microsoft Excel.

Личный вклад автора состоит в участии в экспедициях, отборе образцов, выполнении химико-аналитических исследований и интерпретация результатов.

Публикации. Основные положения изложены в 13 публикациях автора, в том числе 6 в журналах из перечня ВАК Министерства образования и науки РФ.

Структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, 5 разделов, выводов и списка литературных источников. Работа содержит 153 страницы машинописного текста, в том числе 122 рисунка и 48 таблиц. Список источников включает 149 наименований.

1. Обзор современных достижений науки в области исследования почв Южного Урала

1.1. История почвенных исследований в Башкирии

Одни из первых сведения о почвах горной области Башкирии были приведены в учебнике П.М. Сибирцева «Почвоведение». Южный Урал исследовали множество ученых географов и почвоведов. Одни из последних работ, посвященных изучению почвенного покрова Башкирии: Богомолов Д.В. (1954), Туровцев М.М. (1957, 1958), Скляр Г.А. (1964), Бурангулова М.Н. (1975), Мукатанов А.Х. (1975, 1982, 1985), Хазиев Ф.Х. (1985, 1991) и другие.

Первая монография, посвященная почвам Республики Башкортостан, была издана в 1954 году Д.В. Богомоловым. Автор создал первую классификацию почв Башкирии и составил схему агропочвенного районирования (Богомолов, 1954). Г.А. Скляр в своей монографии «Лесостепные почвы Башкирской АССР» подробно описывает природные условия, почвы и их возможное агрономическое использование (Скляр, 1964). Но новых данных о горных почвах и их классификации не приводится.

Большой вклад в изучение почв Башкирии внес С.Н. Тайчинов. В 1952 году Тайчинов организовал и возглавил лабораторию почвоведения при Институте биологии Башкирского филиала АН СССР (Мукатанов, 1999). Тайчинов С.Н. является автором учебника: «Почвоведение», в котором описаны почвы Заволжья и Южного Урала (Тайчинов, 1964). Под руководством С.Н. Тайчинова проводились маршрутно-географические, генетико-агропроизводственные, агрофизические и биохимические исследования почв (Гарифуллин и др., 1987). С.Н. Тайчинов составил бонитировочную шкалу и тем самым систематизировал почвы по агропроизводственным группам (Тайчинов, 1972, 1975). Агропроизводственные характеристики слагались из следующих свойств: мощность гумусового горизонта, содержание гумуса, гранулометрический состав и почвообразующие породы (Тайчинов, 1977).

Исследованию морфологических и агропроизводственных характеристик почв Башкирии посвящена работа Ф.Х. Хазиева (Хазиев и др., 1985). Авторы указывают, что территория Башкирии разделяется на три резко различающихся между собой части: Предуральскую – равнинно-возвышенную, относящуюся к Русской платформе; Уральскую – горную, располагающуюся в области Уральской геосинклинали (Урала и Предуральского краевого прогиба); Зауральскую – возвышенно-холмистую, примыкающую к Сибирской платформе. Также составили схему геоморфологического районирования Башкирии (рисунок 1). Стоит отметить, что авторы указывают на факт формирования полигенетических почв. Отмечая, что в условиях теплого и влажного климата олигоцен-миоценового времени под покровом тропиков

и субтропиков формировались почвы совершенного иного типа, в дальнейшем исчезнувшие или преобразованные современным процессом почвообразования в условиях континентального климата» (Хазиев и др., 1985).

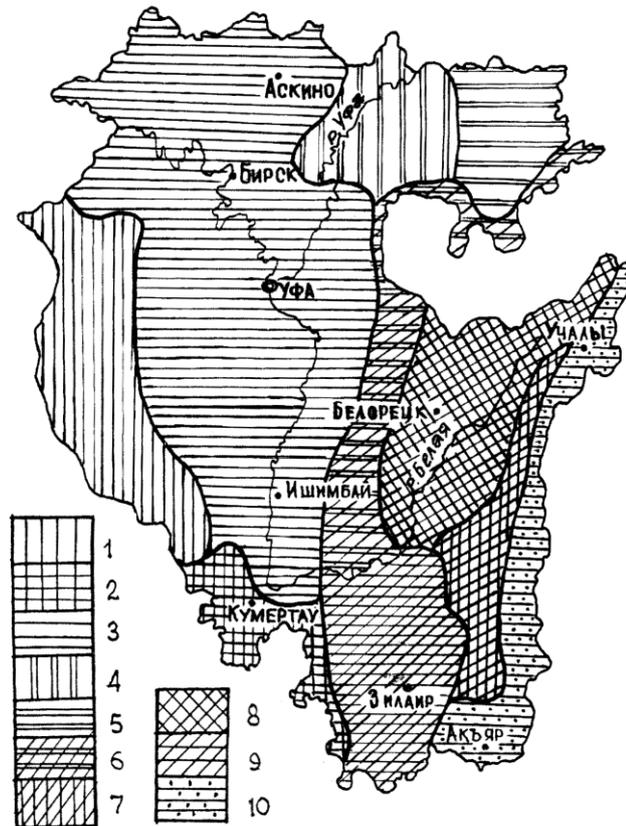


Рисунок 1. Схема геоморфологического районирования Башкирской АССР (Хазиев и др., 1985).

1-Белебеевская платообразная возвышенность (200-450м); 2-грядово-холмистая возвышенность общего Сырта (300-500м); 3-Камско-Бельское равнинно-увалистое понижение (60-250м); 4-Уфимское плато (300-520м); 5-Юрюзано-Айская предгорная равнина (200-300м); 6-низкогорья западных склонов Южного Урала; 7-низкогорья восточных склонов Южного Урала; 8-низко- и среднегорья центральных хребтов Южного Урала; 9- Зилаирское плато; 10-Зауральский пенепплен.

В двухтомной фундаментальной монографии Почвы Башкортостана (Хазиев и др., 1995) дана характеристика условий почвообразования, морфогенетические, физико-химические, биологические свойства почв. Указом Президента Республики Башкортостан от 01.10.2001 года № УП-487 Ф.Х. Хазиеву, И.К. Хабирову и А.Х. Мукатанову присуждена Государственная премия Республики Башкортостан в области науки и техники за двухтомную монографию «Почвы Башкортостана». Ниже представлена почвенная карта Башкортостана (рисунок 2).

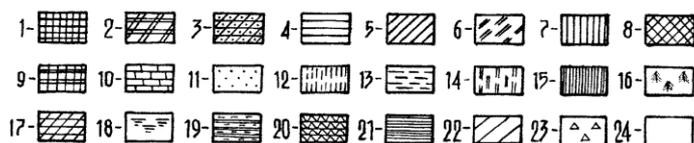
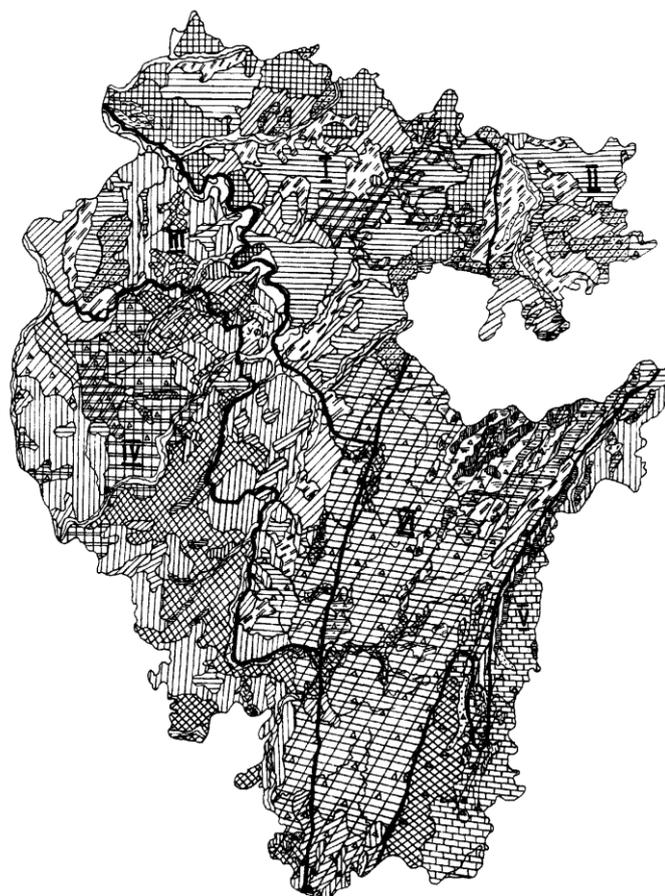


Рисунок 2. Схематичная почвенная карта Башкортостана (Хазиев и др., 1995).

Почвы: 1 – дерново-подзолистые, 2 – дерново-карбонатные, 3 – светло-серые лесные, 4 – серые лесные, 5 – темно-серые лесные, 6 – черноземы оподзоленные, 8 – черноземы типичные, 9 – черноземы типичные карбонатные, 10 – черноземы обыкновенные, 11 – черноземы луговые, 12 – солонцы, 13 – торфяно-болотные низинные, 14 – лугово-болотные, 15 – горно-луговые дерновые, 16 – горно-лесо-луговые, 17 – подбуры тундровые, 18 – буро-таежные, 19 – дерново-таежные южные, 20 – серые лесные неразвитые, 21 – черноземы неразвитые, 22 – горные, 23 – плотные щебнистые, 24 – аллювиальные.

В горно-лесной зоне самыми распространенными почвами являются лесные серые почвы – 1,6 млн. га; примитивные органо-щебнистые почвы – 1 млн.га; горные черноземы – 540 тыс. га; горно-лесные дерново-подзолистые – 171 тыс. га; горно-лесные бурые – 102 тыс. га; горно-тундровые и горно-луговые – 79 тыс. га; горно-лесные дерново-карбонатные – 31 тыс. га (Почвы Башкортостана, 1995).

Усманов Ю.А. является одним из основателей агрохимического направления изучения почв Башкирии. Он в научно-популярной форме распространял знания о почве (Усманов, 1956) и агрохимии (Усманов, 1964, 1988). Организовывал агрохимические лаборатории при колхозах (Усманов, 1957).

В 1965 году была создана лесная почвенно-химическая лаборатория при Уфимском городском мехлесхозе (ныне лаборатория принадлежит министерству лесного хозяйства Республики Башкортостан). Лаборатория занимается изучением почв в лесных питомниках, на особо охраняемых природных территориях, в полевых защитных лесных полосах, а также на площадях, отведенных под лесосеменные и плодово-ягодные плантации. Лабораторией разработаны методические указания по полевому обследованию и анализу почв государственного лесного фонда, составлены научно-обоснованные рекомендации по воспроизводству лесов (<https://forest.bashkortostan.ru/presscenter/news/153539/>).

Первые маршрутные исследования почв горно-лесной зоны Башкирии были проведены В. И. Шрагом в 1934 году. В 1966 году были начаты исследования почв конкретно горно-лесной зоны Южного Урала (Мукатанов, 1999). Результаты были изложены в монографиях М.Н. Бурангуловой (1975) и А.Х. Мукатанова (1982, 1986).

А.Х. Мукатанов является одним из первых в Башкортостане почвоведом, который занимался систематическими изучениями географии, генезиса, эволюции и охраны почв Башкортостана и горно-лесной зоны Южного Урала.

А.Х. Мукатановым (1982) составлена классификация (таблица 1) и группы эволюционных связей (рисунок 3) горных почв Южного Урала.

Таблица 1. Классификация и индексация горных почв Южного Урала

Тип почвообразования	Почвенная общность	Типы почв	Индекс почв
Сиаллитный нenasыщенный	Холодно-дерновая	Примитивные (недоразвитые)	Н
		Тундровые	Т
		Луговые субальпийские	Лг
		Лесные бурые	Л ^б
		Дерново-подзолистые	П ^д
Сиаллитный кальциевовыщелоченный	Лесная дерновая	Серые лесные	СЛ
		Дерново-карбонатные выщелоченные	Дк ^в
		Лесные дерновые	Л ^д
		Примитивные (недоразвитые) органо-генно-щебнистые лесные	Нл
Сиаллитный кальциевонасыщенный	Черноземная	Черноземы	Ч
		Дерново-карбонатные типичные	ДК ^т
		Черноземно-луговые	Чл
		Примитивные (недоразвитые) органо-генно-щебнистые черноземные	Нч

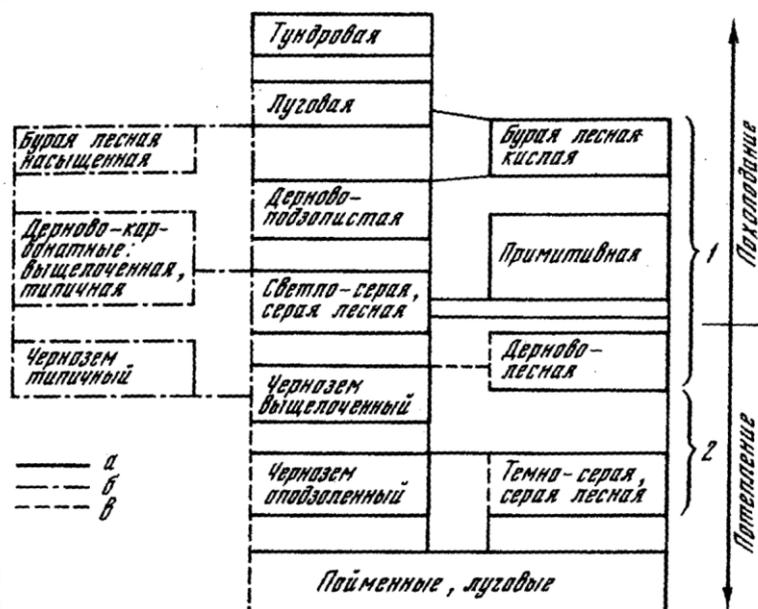


Рисунок 3. Схема эволюционных связей горных почв Южного Урала.

Эволюция почв при развитии сиаллитной коры выветривания: а – кислой, б – остаточно-карбонатной, в – окарбоначенной, 1 – горно-склоновые почвы, 2 – почвы горных плато и межгорных долин.

Также А.Х. Мукатанов, используя гидротермическую систему В.Р. Волобуева, подразделил почвенный покров в соответствии с климатическими условиями на почвенные гидроряды (рисунок 4). Основной подход к классификации горных почв был следующий: по развитости всего почвенного профиля на мало-, неполно- и полноразвитые. Мало- и неполноразвитые горные почвы (мощность почвенного профиля 20-40 и 40-80 см соответственно) приурочены к вершинам и склонам и сформировались на элювиальных и делювиально-элювиальных образованиях. Полноразвитые (мощность профиля более 80 см) – приурочены к межгорным долинам, нагорным равнинам, перекрытым, как правило, делювиальными отложениями (Мукатанов, 1982, 2002). В своих исследованиях классификацию горных почв по мощности почвенного профиля мы не использовали, так как для описания почв использовали новую Классификацию и диагностику почв России (2004).

		Гидроряды					
		С	CD	D	DE	E	EF
Терморяды	I					СЛ ^С , П ^А , Л ^Б , Л ^Г , Дк ^В	
	II				СЛ		
				Ч ^{оп} Ч ^в	СЛ ^Т , Ч ^{оп}		
III		Ч ^Т , Л ^А					

Рисунок 4. Гидротермотипы горных почв Южного Урала (Мукатанов, 1982).

Терморяды: I-холодный, II-умеренно холодный, III-умеренно теплый. Гидроряды: С,CD-недостаточного увлажнения, D,DE-оптимального, E,EF-повышенного увлажнения. Почвы: Л^Г – луговые субальпийские, Л^Б – лесные бурые, П^А – дерново-подзолистые, СЛ^С – светло-серые лесные, СЛ – серые лесные, СЛ^Т – темно-серые лесные, Дк^В – дерново-карбонатные выщелоченные, Л^Д – лесные дерновые, Ч^{оп} – черноземы оподзоленные, Ч^в – черноземы выщелоченные, Ч^Т – черноземы типичные.

Автор отмечает, что хребты горно-лесной зоны Южного Урала различаются по климатическим условиям и по типам растительности, причем каждому из хребтов присуща своя вертикальная поясность (Мукатанов, 1999).

А.Х. Мукатанов (1982) на основании литературных данных составил схему геологических отложений Южного Урала (рисунок 5).

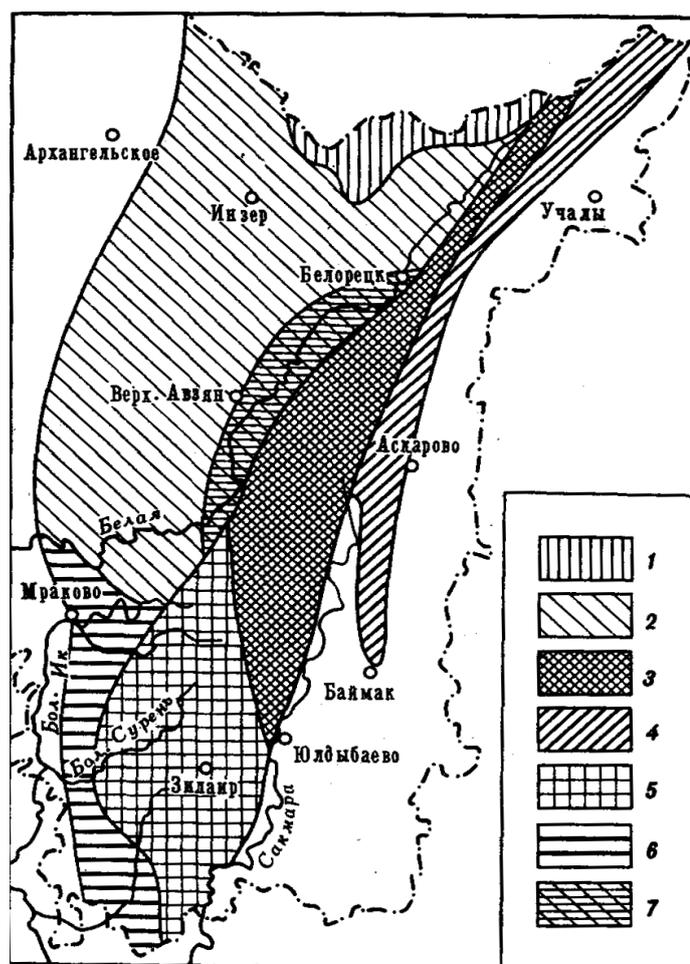


Рисунок 5. Схема геологических отложений Южного Урала Республики Башкортотан (Мукатанов, 1982).

1 – метаморфические кристаллические породы докембрия Ирмель-Ямантауского узла; 2 – каменноугольные и девонские отложения Башкирского мегантиклинория; 3 – метаморфические породы докембрия и силура хребта Уралтау; 4 – основные интрузивные и эффузивные породы Ирندька, Крыкты и северного продолжения Уралтау; 5 – каменноугольные и верхнедевонские отложения и кристаллические породы ордовика и силура Зилаирского плато; 6 – пермские отложения; 7 – верхнедевонские осадочные и силурийские метаморфические породы Бельского понижения.

Почвенно-географическое районирование территории Башкортостана представлено на рисунке 6. Южно-Уральская горная лесная почвенная провинция отличается наибольшей облесенностью и вертикальной зональностью. Климатические и ландшафтные условия от высокогорий до долин рек низкогорий сильно варьируют. Преобладающими почвами являются горные-лесные серые почвы (Мукатанов, 1999).

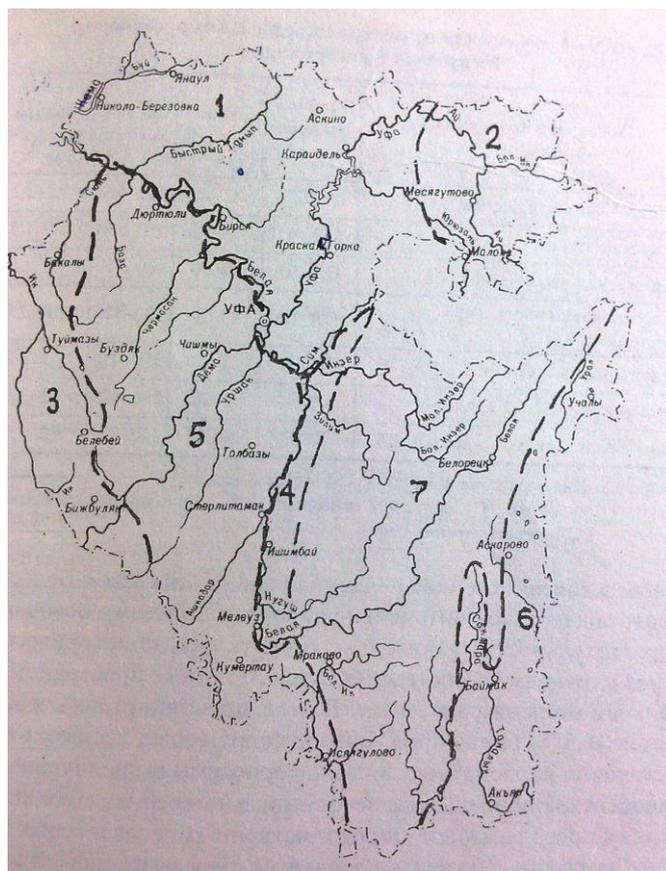


Рисунок 6. Почвенно-экологические провинции Башкортостана.

1 – Бельско-Уфимская, 2 – Прийаская лесостепная, 3 – Белебеевская лесостепная, 4 – Правобережноуфимская лесостепная, 5 – Предуральская степная, 6 – Зауральская степная, 7 – Южно-Уральская горная лесная.

Также Мукатановым А.Х. (1999) выделены почвенно-экологические округа Южно-Уральской горной провинции (рисунок 7). Горно-лесная зона по структуре почвенного покрова относится к переходным вертикально-дифференцированным формам горных территорий (Мукатанов, 1986, 1992).

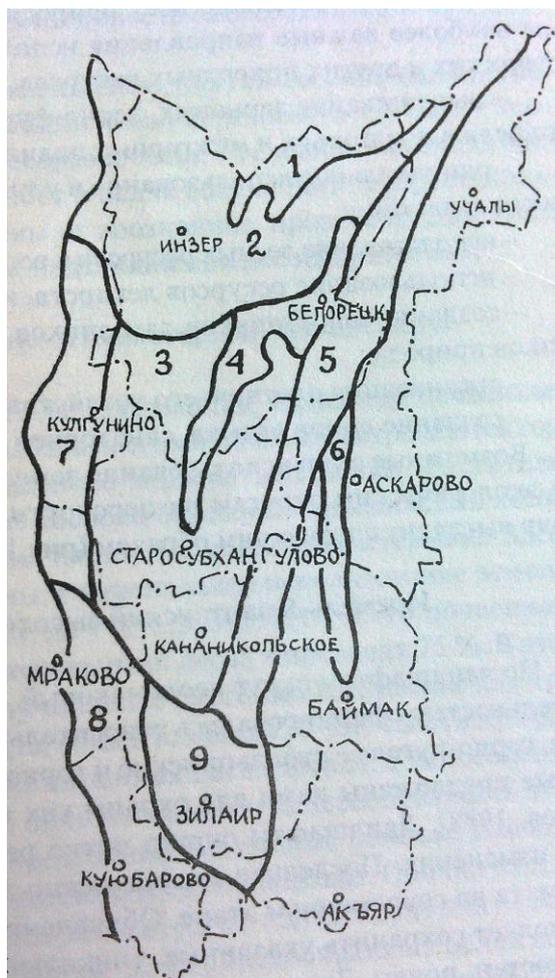


Рисунок 7. Почвенно-экологические округа Южно-Уральской горно-лесной провинции.

1 – Ирмель-Ямантауский, 2 – Инзерский, 3 – Центральный, 4 – Прибельский, 5 – Уралтауский, 6 – Ирендыкский, 7 – Калу-Алатауский, 8 – Ик-Сурень-Сакмарский, 9 – Зилаирский.

Ирмель-Ямантауский высокогорный округ по ландшафтам неодинаковый. Здесь распространены горно-тундровые, горно-луговые субальпийские почвы. Почвы Калу-Алатауский низко- и среднегорного лесного округа в большинстве случаев сформировались на доломитах. Широкое распространение получили примитивные органическо-щебнистые почвы лесного типа.

Ниже представлена таблица 2, с краткой характеристикой почв горно-лесной зоны Республики Башкортостан (Мукатанов, 1999).

Таблица 2. Характеристика почвенного покрова горно-лесной зоны Башкортостана (Мукатанов, 1999)

Почвы	Площадь, тыс. га	Содержание гумуса, %
Горно-тундровые и горно-луговые	80	10,5
Горно-лесные бурые и дерново-подзолистые	273	8,0
Горно-лесные серые	1173	8,0
Горно-лесные темно-серые	414	10,1
Горные дерново-карбонатные	31	7,5
Горные черноземы полноразвитые	64	10,5
Горные черноземы неполноразвитые	480	7,8
Горно-лесные примитивные	1024	6-12
Всего	3539	

С идеей создания Красной книги почв Башкортостана выступил Мукатанов А.Х. (Мукатанов, 2000). Им составлен первый кадастр особо ценных почвенных объектов Республики Башкортостан (Мукатанов, 2003). Автор выделяет следующие категории охраняемых почв: основные эталоны почв, комплексы эталонов почв, эталоны уникальных почв, эталоны редких почв (Мукатанов, 2004).

Согласно почвенно-географическому районированию России (Добровольский и др., 2004), среди горных почвенных провинций суббореального пояса выделяется Южно-Уральская, которая включает южную часть Уральского хребта. Здесь под широколиственными лесами преобладают горные серые и темно-серые лесные почвы. Они имеют гумусовый горизонт мощностью 20-30 см с высоким содержанием гумуса (6-15%), очень слабую оподзоленность, слабокислую или кислую реакцию по всему почвенному профилю. В южной части горной провинции наряду с серыми и темно-серыми почвами по широким остепненным межгорным депрессиям и участкам речных долин, а также по крутым склонам южной экспозиции сложенным известняковыми или основными и ультраосновными изверженными породами, появляются массивы черноземов. Они отличаются нейтральной или слабокислой реакцией верхних горизонтов и щелочной нижних, высоким содержанием гумуса (до 10% и более) и пониженным вскипанием по сравнению с равнинными аналогами. В результате, следует вывод, что почвы Южно-Уральской горной провинции имеют характерные фациальные особенности, проявляющиеся в высоком содержании гумуса, слабым процессом оподзоливания в текстурно-дифференцированных почвах (Добровольский и др., 2004). Свойства почв горно-лесной зоны Южного Урала обуславливаются высотой залегания их над уровнем моря, экспозицией и крутизной склона, свойствами почвообразующих пород и растительности. Горные почвы характеризуются скелетностью, высокой водопроницаемостью, кислой и слабокислой реакцией

и высоким содержанием гумуса (Чурагулова и др., 2011), (Горичев и др., 2009), (Сулейманов и др., 2009), (Абакумов и др., 2009), (Котлугалямова и др., 2013).

Современные исследования почв Башкортостана посвящены изучению гумусного состояния почв (Багаутдинов и др., 2000,). Анализу состояния азотного фонда почв (Хабиров, 1993), фосфатному состоянию почв Башкортостана (Кольцова и др., 2001), экологии пахотных почв Зауралья (Суюндуков, 2001) и экологии почв Башкортостана (Хазиев, 2012). Изучению микроорганизмов в процессах превращения веществ в системе: почва – микроорганизмы – растения (Нурмухаметов и др., 1999). Содержанию токсичных элементов в почвах (Хабиров и др., 2010).

1.2. О классификации почв

Классификация – это общенаучное понятие, в которой представлены систематизированные в определенном порядке знания; где систематизация объектов может быть представлена в виде групп, по которым эти объекты могут быть разделены на основании их сходства в определенных свойствах (Новая Российская энциклопедия, 2011).

Классификация почв решает две задачи (Наумов, 2014):

1. Классифицирует высшие единицы и группирует крупные почвенные типы в соответствии с их генезисом и основными свойствами.
2. Дает почвоведом-картографам удобное орудие для создания крупномасштабных карт.

Первая классификация почв Башкортостана была предложена в середине прошлого века Богомоловым Д. В. (Богомолов, 1954), которая основывалась на классификации Почвенного института Академии наук СССР (1940 г.). В ней автор пытался отразить все многообразие почв республики и местные особенности почвенного покрова. В структуре классификации выделялись два класса: почвы междуречий и почвы пойменных долин. К почвам междуречий относились следующие типы почв: подзолистые, дерново-оподзоленные, серые лесные, черноземовидные, засоленные и болотные. При этом, почвы дополнительно выделялись по степени увлажненности (нормального и повышенного). Классификация горных почв не разработана (Хазиев, 2012).

В монографии «Почвы Башкирии» (Почвы Башкирии Т.1., 1973), приводится Классификация почвенного покрова Башкирской АССР, разработанная кафедрой почвоведения Башкирского сельскохозяйственного института. В основе были положены такие признаки почв, как мощность гумусового горизонта, содержание гумуса, гранулометрический состав. В структуре классификации выделялись следующие классы: почвы автоморфные, почвы полугидроморфные, почвы гидроморфные, аллювиальные почвы, ороморфные (горные) почвы.

В настоящее время в России продолжают широко использовать классификацию почв, разработанную Почвенным институтом им. В.В. Докучаева (Классификация ..., 1977). В основе этой классификации лежит эколого-генетическая классификация 1967 г., которая была разработана Межведомственной комиссией ВОП под руководством Е.Н. Ивановой и Н.Н. Розова. Основные типы почв (кроме арктических, тундровых и аллювиальных) сгруппированы по зонально-экологическим группам и рядам увлажнения (Наумов, 2014).

Дальнейшее совершенствование классификации почв Башкортостана была продолжена Хазиевым Ф.Х. и соавторами (Хазиев и др., 1995). Она основана на классификации почв СССР 1977 года. Она включает следующие таксономические единицы: класс – тип – подтип – род – вид – разновидность – вариант. Почвы в классификации подразделяются на четыре класса: почвы равнинные (зональные и аazonальные), почвы речных пойм (аллювиальные), почвы горные и почвы техногенных ландшафтов.

В 1997 году был предложен новый классификационный подход, который был разработан В.М. Фридландом. В последующие годы работа над классификацией проходила под руководством Л.Л. Шишова, И.А. Соколова. В 2004 году комиссией Почвенного института им В.В. Докучаева, подготовлена новая классификация почв, являющаяся развитием Классификации 1997 г. В новой классификации не используются для диагностики факторно-экологические и режимные параметры; используется понятие диагностического горизонта, как в Международной классификации (WRB, 2007). Введение формул почвенных профилей для типов и подтипов позволяет лаконично отображать их строение и облегчает восприятие специфики почвенных профилей (Наумов, 2014). Данная классификация широко не используется в Башкортостане.

В данной работе для описания почв использовалась Классификация и диагностика почв России 2004 года. Новая классификация почв является субстантивной и основывается на оценке профиля как системы генетических горизонтов. Диагностические горизонты в формуле почвенного профиля индексируются заглавными буквами латинского алфавита. Для верхних гумусовых горизонтов широко используются сочетания с буквой А, а для большинства срединных горизонтов сочетания с буквой В (Полевой определитель почв, 2008).

На территории Южного Урала горно-лесные серые почвы доминируют в почвенном покрове. Почвы этого типа наиболее распространены под березовыми, сосновыми, березово-сосновыми фитоценозами, а также березовыми лесами с примесью широколиственных пород. В новой Классификации и диагностике почв России (2004) темно-серые почвы потеряли составную часть названия «лесные», что связано с субстантивно-профильным характером классификации. Тем не менее, они в подавляющем большинстве случаев приурочены к лесам.

Профили темно-серых почв Южного Урала характеризуются морфологической сложностью организации, не значительной мощностью профиля, повышенным содержанием гумуса, кислой реакцией среды. Это обусловлено спецификой почвообразующей породы (невысокой мощностью рыхлого чехла и низкой степенью выветренности пород) и сложными геоморфологическими условиями. Некоторые профили изученных почв осложнены исходной литологической неоднородностью склоновых отложений, играющей определенную роль в вертикальной дифференциации профиля.

Подзолистые почвы являются зональным типом почв таежной зоны, для которых характерны: текстурная дифференциация, горизонт ВТ сочетается с ВЕL и ЕL, кислая реакция почвенной суспензии.

Темногумусовые почвы из отдела органо-аккумулятивных почв развиваются на элювии и делювии карбонатных пород. Эти почвы сменяют литоземы когда мощность рыхлой толщи превышает 30 см, соответственно распространены в микропонижениях и нижних частях склонов.

1.3. Некоторые аспекты географии горных почв

Полноразвитые климатические почвы, как правило, мало распространены в горах. Они наблюдаются лишь на склонах, достаточных для обеспечения хорошего дренажа, но не очень крутых, чтобы вызвать эрозию. Рельеф является важными факторами в омоложении почв: на крутом склоне обнаруживаются только первичные рендзины и литосоли; на коллювиях, осыпях, выходах плотных пород трещиноватых известняков – гумусовые карбонатные почвы, часто кислые с поверхности. Экспозиция на известняковых породах играет еще большую роль, чем на силикатных, так как здесь контрастность по значению рН и типу гумуса при разных экспозициях проявляется резче. На холодных экспозициях образуется кислый, грубый гумус, а на сухих и теплых обычен гумус типа мюль или модер, насыщенный кальцием (Дюшофур, 1970).

В данном случае таксономическая единица рендзина соответствует отделу *Литоземы* в Классификации и диагностике почв России 2004 года. Дюшофур (1970) составил схему поступательного развития рендзин (рисунок 8), где изображена эволюция лесных почв на глинисто-известковой материнской породе.

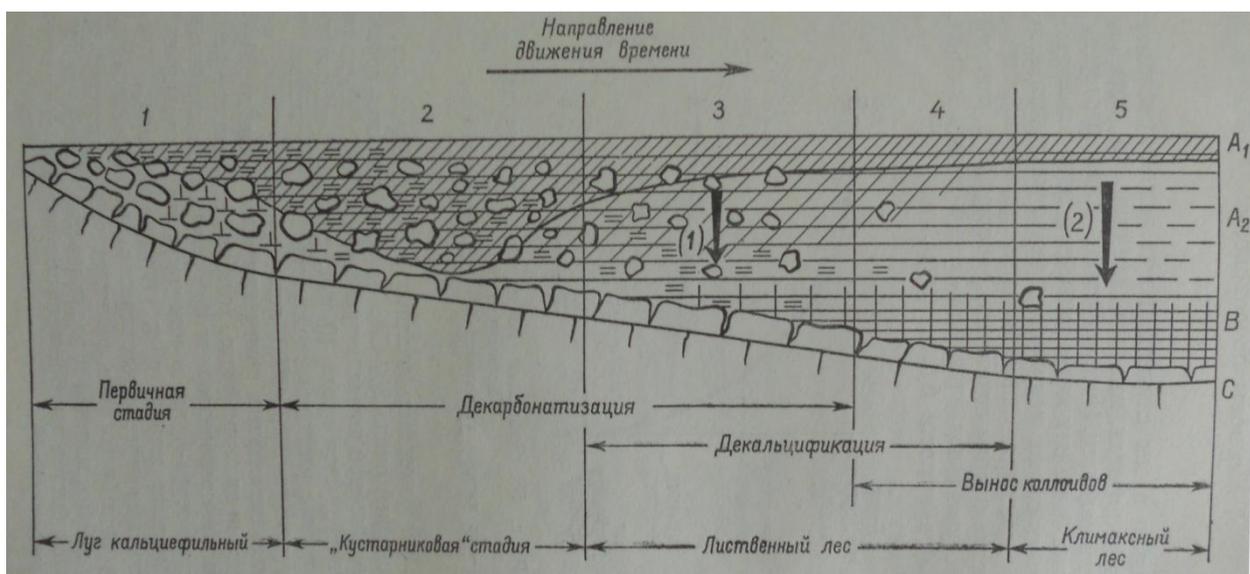


Рисунок 8. Эволюция лесных почв на глинисто-известковой материнской породе.

1-первичная рендзина, 2-типичная рендзина, 3-брюнифицированная рендзина, 4-бурая лесная кальциеморфная почва, 5-бурая лесная лессивированная почва. Стрелки: 1-выщелачивание Ca^{++} , 2-вынос коллоидов.

Также представлен схематичный график эволюции почвы на известняке (рисунок 9), на этом графике видно, что рендзины устойчивы на чистых известняках и лес на них не поселяется.

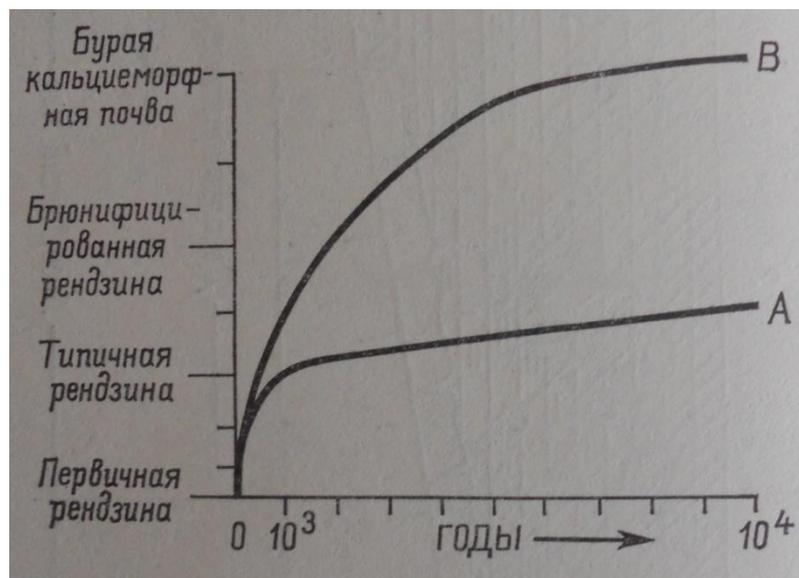


Рисунок 9. Схематичный график эволюции почвы на известняке (Дюшофур, 1970).

А – на твердом известняке, В – на мергелистом известняке.

Автор составил таблицу, показывающую развитие горных почв на известняках (рисунок 10).

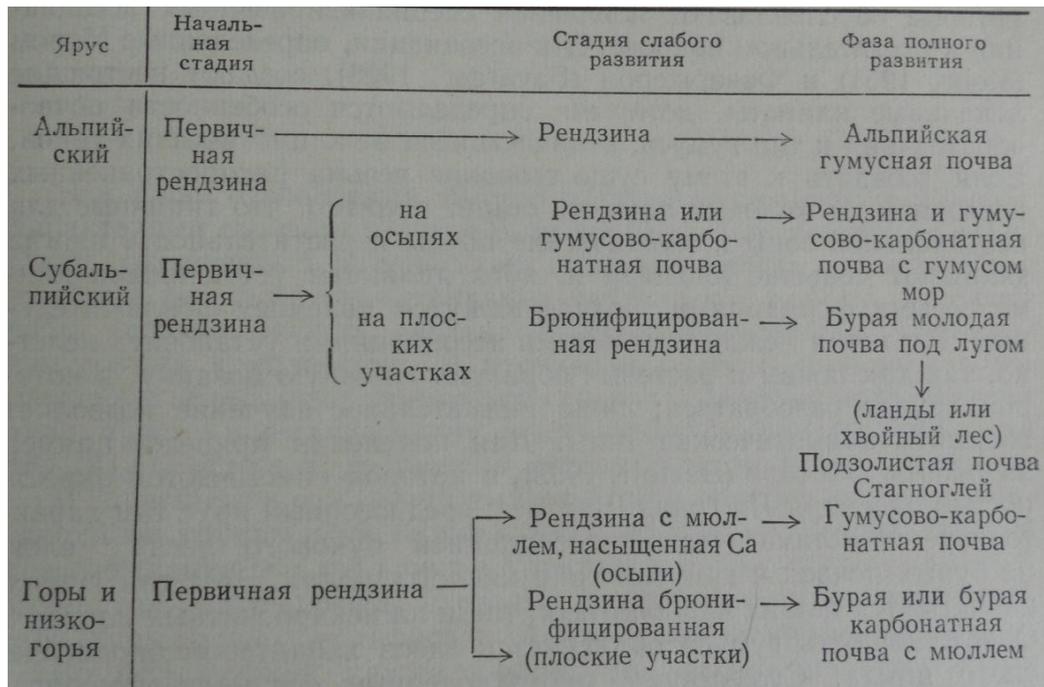


Рисунок 10. Развитие горных почв на известняках (Дюшофур, 1970).

Эти схемы вполне подтверждают диагностику дерново-карбонатных и литоземных почв как тождественных в новой классификации почв России 2004 года.

Ниже представлен рисунок 11, где отображено распределение почв на склоне, сложенного твердыми известняками.

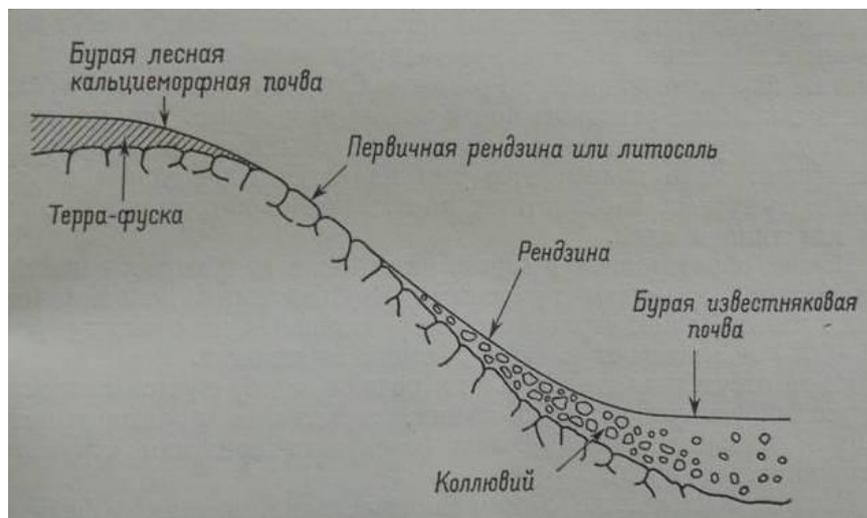


Рисунок 11. Распределение почв на склоне, сложенном твердыми известняками.

Следует отметить, что лес поселяется только на тех карбонатных почвах, которые содержат достаточное количество суглинков и глин. В этом случае образуется рендзиноподобная, или бурая карбонатная почва, которая обычно превращается в бурую почву (Дюшофур, 1970). Так исследования горных темно-серых лесных почвах показали, что для произрастания липы мелколистной зависит от мощности почвенного профиля и глубины

залегания плотных горных пород (Чурагулова, 2003). Причем, гумусовый горизонт имеет небольшую мощность за счет недостатка увлажнения и высоких летних температур (Русанов, 2009).

На территории Башкортостана формирование горных почв происходит в особой физико-географической обстановке. Основными факторами изменения среды являлись тектонические движения земной коры и вызванная ими сложная дифференциация земной поверхности. На ход почвообразовательного процесса энергично влияют денудационные процессы. В местах интенсивного сноса, приуроченных к площадям активного проявлений тектонических движений, почвообразование протекает на элювии и маломощном делювии древних пород. Вследствие чего в Башкирии распространены маломощные, грубоскелетные и щебнистые почвы (Почвы Башкирии Т.1, 1973), (Сулейманов, 2013, 2015).

Почвы Среднего Урала (на примере заповедника "Басеги") представлены горно-тундровыми почвами в гольцовом поясе, на формирование почв откладывает отпечаток суровый климат за счет которого растительные остатки слабо разлагаются. Для подгольцового пояса характерны горно-луговые почвы, которые имеют уже развитый гумусовый горизонт. В горно-лесном поясе распространены бурые горно-лесные, горно-лесные, торфяно-глеевые почвы, в этом поясе климат уже не является ведущим фактором почвообразования, на распространение почв влияет рельеф, почвообразующие породы, растительность (Самофалова и др., 2013; 2014; 2014). Гумусовый горизонт данных почв характеризуются фульватным типом. Который является одним из агентов выветривания и проникает глубину профиля почвы (Самофалова и др., 2013). На Южном Урале бурые горно-лесные почвы формируются на более возвышенной части Южного Урала, профиль их развит, гумусовые соединения проникают вглубь профиля. В работе Фирсовой В.П. основным отличительным критерием от подзолистых почв является микробиологическая активность, в горно-лесных бурых почвах она в 3 раза выше чем в равнинных подзолистых (Фирсова, 1977). На полярном Урале за счет суровых климатических условиях и особенностей рельефа создаются условия для криогенных процессов, где распространены подбуры, глееземы, торфяно-глееземы, светлоземы, буроземы (Дымов и др., 2013, 2014), (Почвы и почвенный покров ..., 2013)

Таким образом, почвы Башкортостана активно изучаются со второй половины 20 века. В результате накопленных данных была создана Национальная почвенная классификация. Описаны условия почвообразования, изучены физические, химические, биологические свойства. Однако, не достаточно освещены вопросы географии и минералогии горных почв Башкортостана

1.4. География и генезис серых и темно-серых почв

Проблема генезиса серых почв остается не до конца решенной. В.В. Докучаев считал, что серые лесные почвы формируются в лесостепной зоне под широколиственными лесами и являются самостоятельной почвенной разностью. В.Р. Вильямс рассматривал эти почвы как переходные образования, эволюция которых целиком связана со сменой растительных формаций. Он утверждал, что степь вытесняет лесную растительность и подзолистые почвы под воздействием дернового процесса почвообразования превращаются в серые лесные и черноземы. Н.Н. Розов пришел к выводу, подтверждающему идею В.В. Докучаева, о том, что серые лесные почвы являются независимым генетическим почвенным типом. По Н.Н. Розову сложный процесс, формирующий серые лесные почвы, складывается из следующих процессов: гумусоаккумуляция, изменение минеральной фазы почвы корневыми выделениями, разложение мертвого органического вещества на поверхности почвы и на глубине, перемещение органических и минеральных веществ по профилю почвы и их аккумуляция в различных горизонтах с образованием органо-минеральных соединений (Ахтырцев, 1979).

Из приведенного обзора следует, что взгляды на генезис серых лесных почв сильно различаются. Нужно отметить, что специфика почвообразования под широколиственными травянистыми лесами Южного Урала еще не раскрыта полностью и в этой проблеме существует ряд дискуссионных вопросов. Так, известно, что за счет влияния лесных массивов возможна локальная инверсия почвенных подзон (Русанов, 2007, 2008). Причем, лесной массив перераспределяет и сохраняет влагу, тем самым изменяя микроклимат прилегающих биогеоценозов (Русанов, 2012).

Наиболее полное обобщение всех материалов по вопросу о генезисе серых лесных почв Центральной лесостепи было дано Б.П. Ахтырцевым (Ахтырцев, 1979), который рассмотрел вопрос о формировании таких почв с позиции проявления основных почвообразовательных процессов. По его мнению, серые лесные почвы формируются под влиянием следующих процессов: поступление органического вещества в почву, гумусонакопление и связанная с ним биогенная аккумуляция зольных веществ, выщелачивание карбонатов и легкорастворимых солей, миграция гумусовых веществ и продуктов распада минералов, лессиваж и оглинивание (Болдырев, 1993).

1.5. Микроморфологическая изученность серых и темно-серых почв

Б.П. Ахтырцев (Ахтырцев, 1979) описал особенности микроморфологического строения серых лесных почв Центральной России. Белесую присыпку, он характеризует как вынос ила из верхних горизонтов вследствие развития лессиважа, который приводит к относительному

накоплению в их составе кварца и полевых шпатов, пылеватые частицы которых создают белесый налет разной густоты на структурных отдельностях. Интенсивность белесой окраски находится в тесной зависимости от содержания кварца и полевых шпатов. Яркая белесоватость присуща почвам, сформировавшимся на легко- и среднесуглинистых породах, обогащенных этими минералами. Серые лесостепные почвы на глинах, содержащих значительно меньше кварца и полевых шпатов, отличаются меньшей интенсивностью белесой присыпки, и появляются она в элювиальном горизонте только после выноса большого количества ила и относительного накопления первичных минералов.

В настоящее время микроморфологические исследования наряду с макро- и мезоморфологическими полевыми и лабораторными наблюдениями стали необходимым звеном в изучении почв в их естественном ненарушенном состоянии. Каждому типу почв свойственно определенное микростроение горизонтов профиля, отражающее направление развития почв. Оно дает представление о протекающих в почвах микропроцессах и, прежде всего, о взаимодействии между минералами почвообразующих пород и организмами. Микроморфология помогает разрешить многие сложные вопросы генезиса почв (например, о моно- или полигенетичности почвенного профиля, о специфичности микростроения различных наносов и др.). Итак, морфологические методы существенно дополняют наши сведения о почвообразовательных процессах. На данный момент актуален вопрос классификации микростроения почв. Первым, кто начал проводить микроморфологические исследования почв, был австрийский ученый В. Кубиена. В 1938 г. им опубликована монография «*Mircopedology*», в которой микроморфология представлена уже как самостоятельная отрасль почвоведения. Наиболее крупная монография «*Fabric and Mineral Analysis of Soils*» по изучению строения почв с рядом новых понятий, терминологией и классификацией частей строения принадлежит Брюеру (1964). Есть и другие работы по систематизации отдельных частей микростроения: классификация форм и пустот, агрегатов, а также микроструктур представлена в работе Бекмана и Гейгер. Система Брюера широко известна почвоведом-микроморфологам и используется почти в каждой микроморфологической работе. Система построена таким образом, что позволяет изучать почвенный материал в масштабе любых размеров – от почвенного профиля с его горизонтами при исследованиях в поле до изучения в шлифах микроскопических составляющих его частей. В качестве единиц организации Брюер выделяет основу (s-matrix), педы (peds), «почвенные образования» (pedological features) и поры, распознавание и определение которых является первым шагом структурного анализа почв (Парфенова, Ярилова, 1977).

В России эталонным учебным пособием является «Схематическая группировка частей микростроения почв» и «Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении» Е.И. Парфеновой и Е.А. Яриловой. В первом учебном пособии представлены схемы микростроения почв минеральной и органической природы в иерархическом порядке, где в последующей схеме каждая часть подразделена более подробно по видам (вещественному составу и по формам).

Кратко разберем классификационную группировку микростроения почв (рисунок 12), используя «Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении» и учебному пособию «Схематическая группировка микростроения почв» (Парфенова, Ярилова, 1977).

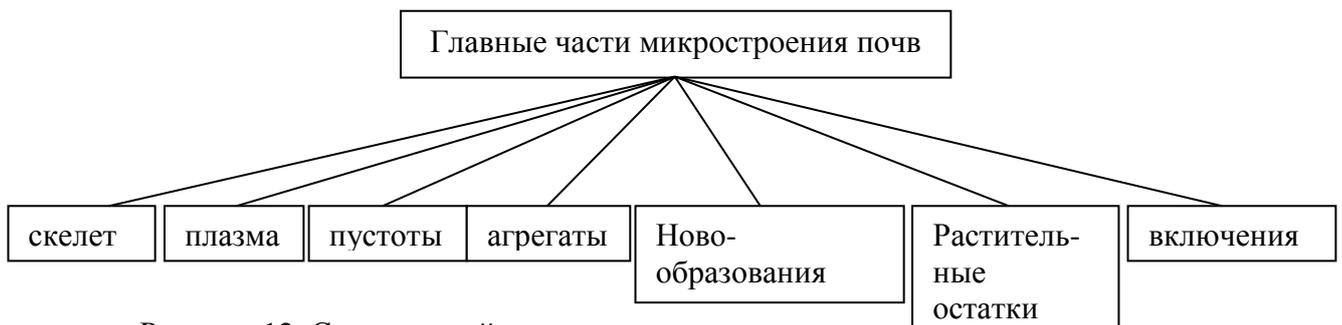


Рисунок 12. Схема частей микростроения почв.

Скелет представлен зернами первичных минералов крупнопылевой и песчаной фракций. Плазма – это тонкодисперсный материал, состоящий в основном из глинистых минералов и включающий в зависимости от типа почв разные количества окислов железа, гумуса, карбонатов и мельчайших зерен скелета. Пустоты – пространство между твердыми частицами, которое может быть заполнено воздухом, газом, водой. Скелет и плазма, вместе с пустотами, образуют «основу» («S-matrix»). Агрегаты – естественные обособления материала основы, ограниченные пустотами; среди них различают простые и составные. Новообразования – отложения подвижных веществ из солевых, коллоидных растворов и суспензий. Растительные остатки фигурируют в схеме как частицы (обрывки) тканей, сохранивших в той или иной мере клеточное строение и находящихся на разных стадиях разложения. Включения – материал, инородный для данного горизонта почвы.

Обобщенный материал по изучению микроморфологии почв природных зон России был опубликован в информационно-справочных материалах «Микроморфология почв природных зон СССР» (Герасимова и др., 1992). В данной работе даны общие представления об организации почвенной массы, элементов микростроения, их диагностическое значение и генетическая интерпретация. В микроморфологической диагностике почв лесостепи предоставляются данные об основных микроморфологических признаках типа серых лесных почв. Авторы отмечают, что микроморфология серых лесных почв на тяжелых глинах

практически неизвестна, как и характеристики некоторых подзональных и фациальных подтипов (Герасимова и др., 1992). С этой позиции серые лесные почвы Южного Урала можно также охарактеризовать, только с дополнением провинциальных и фациальных особенностей почвообразования.

1.6. Структура слоистых силикатов

На сегодняшний день собрано множество данных о минералогическом составе почв (Гинзбург и др., 1954), (Горбунов и др., 1963), (Горбунов, 1974), (Градусов 1970, 1971, 1972, 1974, 1976, 1978, 1982), (Дриц и др., 1976, 1980), (Иванова и др., 1974), (Геннадиев и др., 1977), (Григорьева и др., 1986), (Бызова и др., 1989), (Водяницкий и др., 1998), (Соколова и др., 2005). Основные работы по минералогии почв основываются на оптических методах определения (Жангуров и др., 2014), рентгендифрактометрических и химических (Соколова и др., 2010, 2013). Так как в данной работе рассматривается минералогический состав почв и горной породы и приводится диагностика минеральных фаз вплоть до расчета формульных коэффициентов, ниже приводится характеристика основных групп минералов класса слоистых силикатов.

Дисперсные слоистые силикаты – одна из наиболее широко распространенных в природе групп породообразующих минералов. Они распространены в осадочных, метаморфических породах, глинах, почвах, донных осадках. Структуру слоистых силикатов можно рассматривать как плотную упаковку анионов (O^{2-} , OH^-) (Соколова и др., 2005).

Одним из основных элементов структуры является кремнекислородная двумерная сетка состава $[Si_{2n}O_{5n}]^{-2n}$ с заселением тетраэдрических позиций по гексагональному мотиву (рисунок 13). В зависимости от изоморфных замещений в тетраэдрах различают силикаты $[SiO_4]^{-4}$ и алюмосиликаты $[(Si,Al)O_4]^{(4+x)-}$ встречаются минералы с замещением (Fe, Ti, Mg, Si) (Франк-Каменецкий и др., 1983).

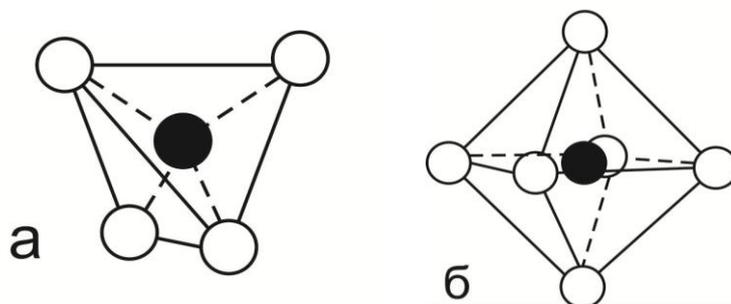


Рисунок 13. Типы пустот в плотнейших упаковках: а – тетраэдрическая, б – октаэдрическая. Подробнее описание в тексте.

Октаэдр — восьмигранник, имеющий 6 вершин. Грани октаэдров (рис. 13б) имеют форму равносторонних треугольников. В вершинах октаэдров находятся гидроксильные группы и (или) ионы кислорода, в центре — различные катионы. Октаэдры, сочленяясь в пространстве через 2 общие вершины, т. е. через общие ребра, также дают двумерную структуру — гексагональную октаэдрическую сетку. В зависимости от характера заполнения октаэдров, все слоистые силикаты делятся на диоктаэдрические и триоктаэдрические структуры. Тетраэдр (рис. 13а) представляет собой четырехгранник, имеющий 4 вершины. В вершинах тетраэдров находятся ионы кислорода, в центре — ионы Si, которые в некоторых минералах изоморфно замещаются Al или другими ионами. Грани тетраэдра по своей форме близки к равносторонним треугольникам. Сочленяясь в пространстве через общие вершины, в которых находится кислород, тетраэдры образуют двумерную гексагональную тетраэдрическую сетку. Она называется гексагональной, поскольку пустоты этой сетки имеют довольно правильную форму шестиугольников — гексагонов и представляет собой один из важнейших блоков кристаллической структуры глинистых минералов. Меньшие по размеру катионы (Si, Al) размещаются в тетраэдрических позициях, а более крупные (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+}) в октаэдрических (Соколова и др., 2005).

В октаэдрическом слое катионы могут размещаться двумя способами (рисунок 14) в зависимости от их валентности. Например, катионы Mg и Fe^{2+} заселяют октаэдрические позиции по бруситовому мотиву. Катионы Al и Fe^{3+} (трехвалентные) для компенсации отрицательных зарядов могут занять только 2/3 всех октаэдрических пустот по гиббситовому мотиву (Рентгенография основных типов ..., 1983).

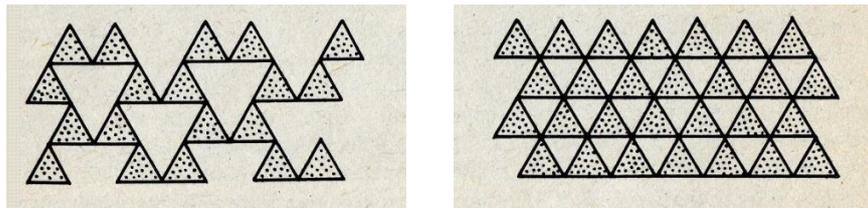


Рисунок 14. Типы октаэдрических сеток: слева диоктаэдрическая, справа триоктаэдрическая.

Таким образом, происходит чередование тетраэдрических и октаэдрических слоев, эти слои образуют пакеты – комплексы с частичной или полной нейтрализацией электростатических сил связи, пространство между пакетами называется межпакетными промежутками. Кристаллические решетки многих слоистых силикатов несут отрицательный заряд, возникающий за счет гетеровалентного изоморфизма в тетраэдрах и (или) октаэдрах. Заряд компенсируется катионами, находящимися в межпакетных позициях (Рентгенография основных типов ..., 1983).

Типы пакетов (Соколова и др., 2005):

- Двуслойные (1:1). Кристаллическая решетка состоит из двухслойных пакетов (рисунок 15), в которых на одну сетку октаэдров приходится одна сетка кремнекислородных тетраэдров. Тетраэдрическая и октаэдрическая сетки сочленяются друг с другом через общие вершины, в которых находятся ионы кислорода, таким образом, что ионы Si не находятся непосредственно над или под ионами Al. Двуслойными являются минералы группы каолинита, талька, серпентина.

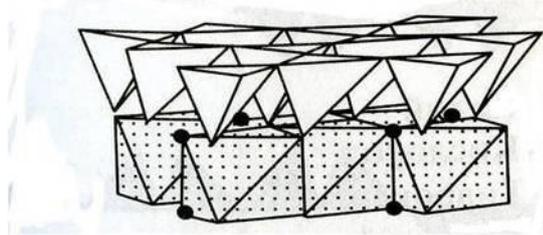


Рисунок 15. Структура двуслойных пакетов.

- Трехслойные (2:1) (рисунок 16). В кристаллической решетке на одну сетку октаэдров приходится 2 тетраэдрические сетки, обращенные своими вершинами навстречу друг другу. Трехслойными являются минералы групп смектита, вермикулита, слюд.

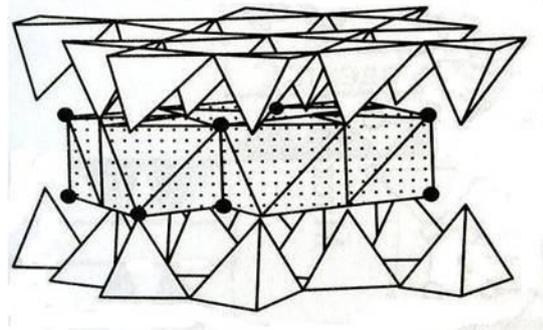


Рисунок 16. Структура трехслойных пакетов.

- Четырехслойные (рисунок 17). Хлориты относятся к четырехслойным слоистым силикатам и обозначаются индексом 2:1:1. В их кристаллической решетке трехслойные пакеты 2:1 чередуются с еще одним добавочным октаэдрическим слоем. Состав основного октаэдрического слоя (в трехслойном пакете) всегда отличается от состава добавочного октаэдрического слоя.

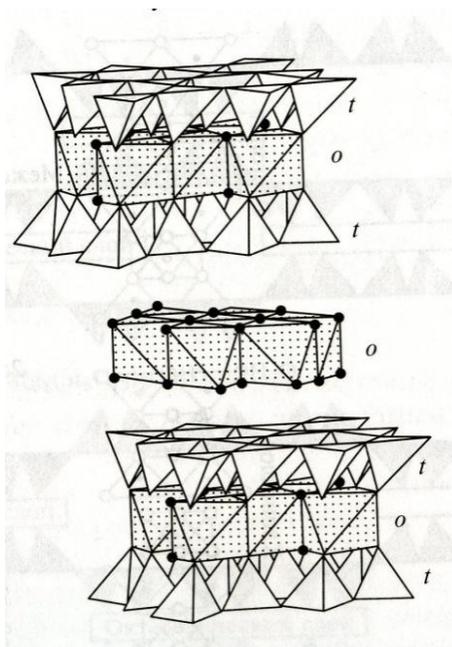


Рисунок 17. Структура четырехслойных пакетов:
t – тетраэдрическая сетка, o – октаэдрическая сетка.

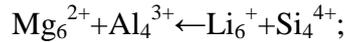
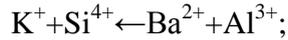
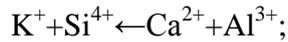
Изоморфизм. Структурный тип соединения влияют на пределы замещений: в группе каолинита изоморфизм практически отсутствует, но широко проявлен в группах слюд, смектита и хлорита. Замещения в одной сетке также сильно зависят от степени замещения и упорядоченности в другой сетке. Участие воды в структурах глинистых минералов определяет специфический для них изоморфизм в анионной части. Вода может находиться в четырех состояниях: структурная – в форме групп OH^- , межслоевая H_2O , обменная и сорбционная (Франк-Каменецкий и др., 1983).

Рассмотрим основные типы изоморфных замещений на примере минералов группы слюд (Рентгенография основных типов ..., 1983):

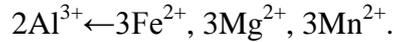
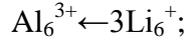
Изовалентный изоморфизм – замещение ионов одной валентности:

- Замещение межпакетных катионов $\text{K}^+ \leftarrow \text{Na}^+, \text{Rb}^+, \text{Cs}^+, \text{NH}_4^+$;
- Замещение межпакетных катионов $\text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Co}^{2+}, \text{Ni}^{2+}, \text{Cu}^{2+}$; $\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Ti}^{3+}$;
- Замещение октаэдрических катионов $\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}, \text{Ga}^{3+}, \text{B}^{3+}, \text{V}^{3+}$; $\text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Ti}^{4+}, \text{Ge}^{4+}$;
- Замещение анионов $\text{OH}^- \leftarrow \text{F}^-$.

Гетеровалентный изоморфизм – замещение ионов разной валентности с сохранением баланса зарядов. При гетеровалентном изоморфизме отклонения в зарядах и геометрии, вызываемые изоморфными замещениями в одних сетках, компенсируются отклонениями, связанными с изоморфными замещениями в других сетках, оставляя стабильной всю структуру в целом:



Усложненное замещение с добавлением или вычитанием:



Политипия – особый случай полиморфизма, когда структуры построены из одних и тех же элементарных слоев и различаются только последовательностью их чередования (Франк-Каменецкий и др., 1983). Ниже представлены возможные политипные модификации слюд (таблица 3, рисунок 18).

Таблица 3. Шесть возможных теоретических политипных модификаций слюд

Политип	1M	2M1	2M2	3T	6H	2O
Угол разворачивания слоев	$\pm 120^0$	$\pm 60^0$	$\pm 120^0$	$+120^0$	$+60^0$	180^0

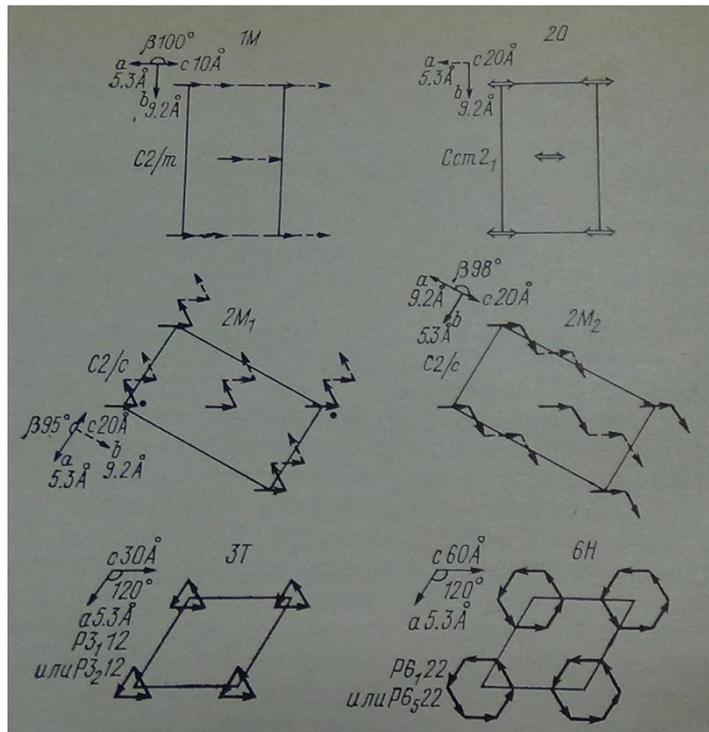


Рисунок 18. Шесть простых политипных модификаций слюды (Рентгенография основных типов ..., 1983).

При описании различных политипов структура рассматривается как некоторая последовательность слоев, связанных с друг другом постоянным поворотом, либо постоянными трансляциями последовательных слоев вдоль осей a и b . Для обозначения политипов слоистых силикатов используются обозначения Л.С. Рамсделла. Где на первом месте стоит цифра,

обозначающая количество слоев содержащихся в элементарной ячейке, а следующая за ней буква – тип ячейки, подстрочный индекс (1 или 2) указывает, с какой осью (с 1-й или 2-й) третья ось составляет угол, не равный 90^0 (Рентгенография основных типов ..., 1983).

Упорядоченность – разупорядоченность. В результате изменений слоистых силикатов (окислительно-восстановительные условия, стрессовые давления, выветривание) образуются различные дефекты структур. Которые влияют на структурную упорядоченность. Условно можно выделить три основных типа упорядоченности: 1) переслаивание химически однородных слоев; 2) переслаивание химически неоднородных слоев; 3) переслаивание атомов в слое (Франк-Каменецкий и др., 1983).

Первый тип связан с проблемой полиптипии, где структурный контроль, управляющий определенной комбинацией слоев, в результате ослабленной связи между пакетами способствует нарушению «пакетной» упорядоченности структур при их образовании и преобразовании. Такие упорядоченные структуры широко распространены в минералах групп каолинита, слюды и хлорита. Второй тип проявляется в смешаннослойных образованиях. Выявлены различные типы упорядоченного переслаивания пакетов: слюда-монтмориллонит 1:1; хлорит-монтмориллонит 1:1. Однако в природных условиях устанавливаются неупорядоченные смешаннослойные образования. Третий тип имеет ограниченное использование (Франк-Каменецкий и др., 1983). Ниже представлена характеристика некоторых групп минералов.

Основные группы минералов

Силикаты с пакетами типа 2:1

Минералы группы слюды

Выделяются триоктаэдрические и диоктаэдрические слюды. Структурные элементы двух типов соединяются друг с другом в трехэтажные пакеты (рисунок 19), представляющие сочетание октаэдрической сетки с примыкающими к ней сверху и снизу двумя тетраэдрическими сетками и обозначаемые отношением 2:1 (Минералы, 1992).

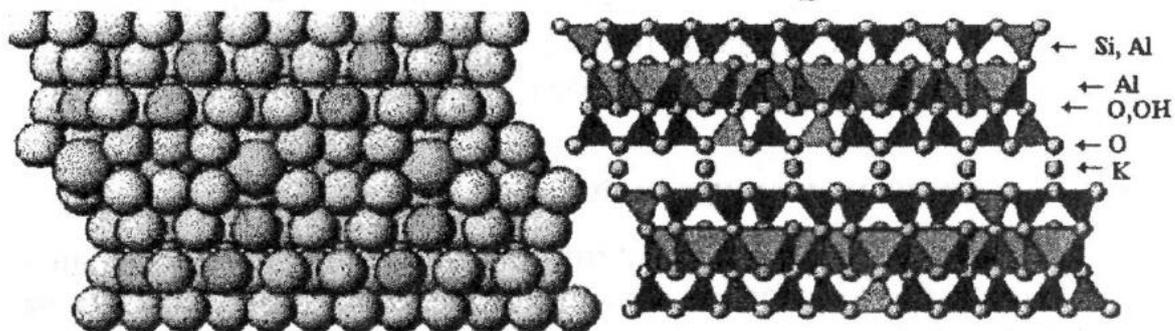


Рисунок 19. Строение кристаллической решетки слюды (Соколова и др., 2005, цит. по Dixon, 1989). Изображение в виде сочетания сфер и в виде сочетания полиэдров.

Типовая формула слюд: $XY_{2-3}[Z_4O_{10}](OH,F)_2$.

- X – межслоевые катионы (K, Na, NH_4 , Ca, Ba, Rb, Cs).
- Y – октаэдрические катионы (Al, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , Ti^{4+}).
- Z – тетраэдрические катионы (Si, Al, Fe^{3+} , Ti^{4+}).

Кристаллы слюд почти всегда пластинчатые по (001), псевдогексагональные. В зоне гипергенеза слюды переходят в каолинит или монтмориллонит в зависимости от условий выветривания. Железистые слюды переходят в вермикулит (Минералы, 1992). Важнейшей характеристикой кристаллической решетки является наличие гетеровалентного изоморфизма, который проявляется в замещении ионов Si в тетраэдрической сетке на ионы Al, что приводит к возникновению высокого положительного заряда. В большинстве собственно слюдистых минералов каждый четвертый ион Si в тетраэдрах замещен Al, и величина заряда достигает одной единицы на элементарную ячейку. Поэтому слюды относятся к самым высокозарядным трехслойным силикатам. Среди слюд широко распространены как диоктаэдрические, так и триоктаэдрические структуры. Диоктаэдрические слюды с Al в октаэдрических пустотах называются мусковитами. Триоктаэдрические слюды представлены чаще всего членами изоморфного ряда флогопит – аннит. В слюдах заряд, возникший за счет гетеровалентного изоморфизма в тетраэдрической сетке, компенсируется катионом, который располагается в межпакетных позициях. Чаще всего таким катионом является калий, хотя встречаются слюды с Na, Li и другими катионами в межпакетных позициях. Синонимом термина «иллиты» является термин «гидрослюды», хотя последний отдельными авторами используется для обозначения определенной группы смешанослойных минералов. В иллитах, в отличие от собственно слюд, некоторое количество K в межпакетных промежутках обычно замещено какими-либо гидратированными катионами (Соколова и др., 2005).

Подгруппы слюд, в каждой подгруппе выделяются ди- и триоктаэдрические слюды (Булах и др., 2008):

- Собственно слюды.
- Хрупкие слюды.
- Слюды с дефицитом межслоевых катионов.

В таблице 4 представлены рентгенографические признаки минералов группы слюд.

Таблица 4. Рентгенографические признаки минералов группы слюд (Горбунов, 1974)

Минерал, набухание	Исходный образец, значение d в Å и индексы плоскостей	Насыщенный магнием и этиленгликолем, d (001).	Нагретый при 550 ⁰ С, в течении 3-4 часов, d (001).	Дополнительные признаки
Мусковит, не набухает	9,98 (001) 4,98 (002) 3,33 (003) 2,49 (004) 1,48-1,50 (060)	Не изменяется	Не изменяется	У слюд и гидрослюд отражения (001) и (003) сильный. Слюды дают больше четких рефлексов чем гидрослюды.
Гидрослюда диоктаэдрическая, не набухает	10,0-10,2 (001) 5,0 (002) 3,33 (003) 2,49 (004) 1,48-1,51 (060)	Не изменяется	Не изменяется	MgO в диоктаэдрических слюдах и гидрослюдах: 4-5%; в триоктаэдрических: ~10%.
Биотит и флогопит, не набухают	9,98 (001) 4,98 (002) 3,33 (003) 2,49 (004) 1,53 (060)	Не изменяется	Не изменяется	Отражение (002) слабее чем у мусковита.
Гидрослюда триоктаэдрическая, не набухает	10,0-10,2 (001) 5,0 (002) 3,33 (003) 2,49 (004) 1,53 (060)	Не изменяется	Не изменяется	Отражение (002) слабее чем у гидрослюды диоктаэдрической.

d – межплоскостное расстояние.

Диоктаэдрические собственно слюды

Мусковит



Один из самых распространенных минералов группы слюд. Как правило, мусковит почти чисто алюминиевая слюда с незначительной примесью железа. В мусковите возможно частичная замена калия на барий, алюминия на хром. Мусковит встречается в таблитчатых, листоватых агрегатах. В тонких спайных пластинках он бесцветен (Булах и др., 2008).

Слюды имеют негипергенное происхождение и являются обязательным компонентом многих изверженных и метаморфических пород (Соколова и др., 2005).

Слюды с дефицитом межслоевых катионов

Средняя формула слюд серии иллита $K_{0,65}Al_{2,00}(Al_{0,65}Si_{3,35}O_{10})(OH)_2$. В иллитах меньше чем в мусковите алюминия и соответственно имеется дефицит калия в межпакетном

пространстве, который компенсируется молекулами воды. Они образуют тонкозернистые массы и являются наиболее распространенными минералами глин (Булах и др., 2008).

Минералы группы монтмориллонита

Минералы монтмориллонитовой группы широко распространены в почвах, глинах, морских осадках, взвесах рек. Они встречаются в смеси со слюдами, гидрослюдами, кварцем и другими минералами или образуют смешаннослоистые минералы. В кристаллической решетке смектитов на два тетраэдрических кремнекислородных слоя приходится один алюмо-кислородно-гидроксильный октаэдрический слой. Состав этих слоев вследствие изоморфных замещений непостоянен. Кремний тетраэдров может частично замещаться на алюминий и железо, а в октаэдрах могут быть алюминий, магний и другие (Горбунов, 1974). Соотношение образующих слоев тетраэдрических и октаэдрических сеток равно 2:1. В межслоевых промежутках находятся обменные катионы и молекулы воды (рисунок 20). В результате поглощения воды происходит расширение решетки (Минералы, 1992).

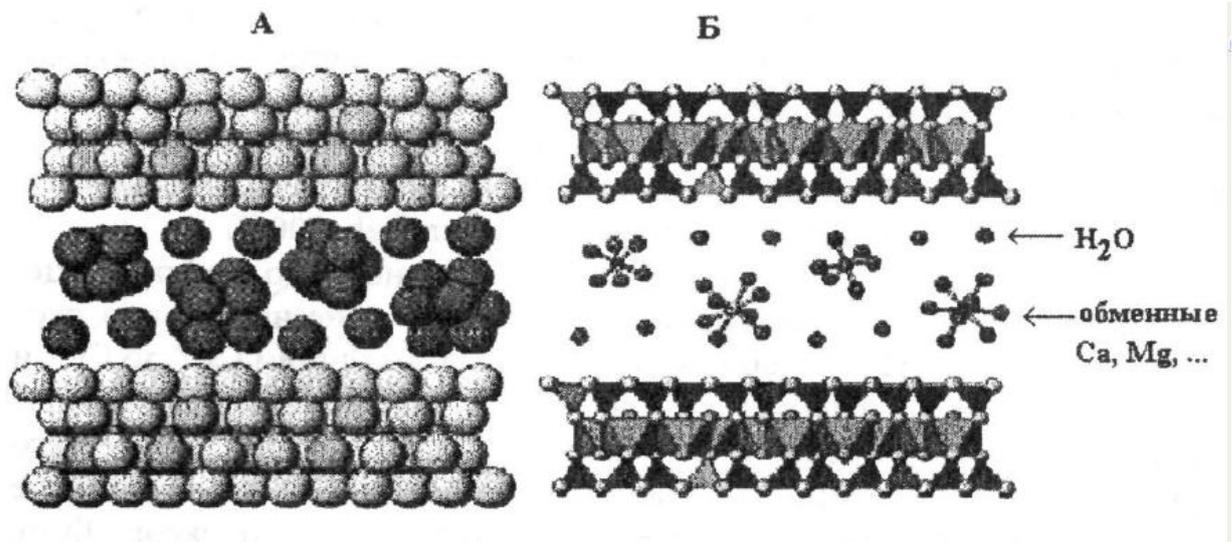


Рисунок 20. Строение кристаллической решетки смектитов (Соколова и др., цит. по Dixon, 1989). Изображение в виде сочетания сфер (А) и в виде сочетания полиэдров (Б).

Изучение состава, расчет формул и номенклатура смектитов в значительной степени осложнены тем, что они образуют между собой трудноразделяемые смеси, а также смешаннослойные образования (Булах и др., 2008).

Смектиты по кристаллохимическому признаку разделяются на две подгруппы (Горбунов, 1974):

1. Диоктаэдрические: монтмориллонит, нонтронит, волконскоит, бейделлит.
2. Триоктаэдрические: сапонит, соконит, гекторит, стивенсит.

В почвах преимущественно распространены диоктаэдрические смектиты – монтмориллонит и бейделлит. Минералы этой группы имеют заряд пакета $\sim 0,2-0,6$ на единицу

формулы (Лесовая и др., 2007) Триоктаэдрические монтмориллониты неустойчивы и в составе тонкодисперсных фракций почв встречаются сравнительно редко. В составе илистых фракций почв и почвообразующих пород минералы монтмориллонитовой группы представлены наиболее тонкодисперсным материалом, состоящим в основном из частиц коллоидных размеров (Соколова и др., 2005).

Для различия диоктаэдрических и триоктаэдрических смектитов обычно используют d_{060} : у диоктаэдрических разностей $d_{060}=1,453-1,503 \text{ \AA}$, у триоктаэдрических $d_{060}=1,503-1,543 \text{ \AA}$ (Минералы, 1992). В таблице 5, указаны Рентгенографические признаки минералов группы монтмориллонита.

Таблица 5. Рентгенографические признаки минералов группы монтмориллонита (Горбунов, 1974)

Минерал, набухание	Исходный образец, значение d в \AA и индексы плоскостей	Насыщенный магнием и этиленгликолем, d (001).	Нагретый при 550°C , в течении 3-4 часов, d (001).	Дополнительные признаки
Монтмориллонит, набухает	14,0 (001) 7,0 (002) 4,7 (003) 3,5 (004) 1,48-1,51 (060)	Увеличивается до $17,8 \text{ \AA}$	Сокращается до 10 \AA	d (001) широкая и сильная линия.
Нонтронит, Бейделлит, набухают	14,0 (001) 7,0 (002) 4,7 (003) 3,5 (004) 1,48-1,51 (060)	Увеличивается до $17,8 \text{ \AA}$	Сокращается до 10 \AA	Насыщение Li, продолжительное нагревание при 300°C и обработка глицерином позволяют отличить монтмориллонит $d(001)=10 \text{ \AA}$, от бейделлита и нонтронита $d(001)=17-18 \text{ \AA}$

d – межплоскостное расстояние.

Смектиты диагностируются по положению рефлекса d_{001} $12,5-14,0 \text{ \AA}$ в воздушно-сухом состоянии, смещающегося до $17,0 \text{ \AA}$ после насыщения этиленгликолем, а также появлению выраженного отражения d_{002} $8,6-8,9 \text{ \AA}$ (Лесовая и др., 2007).

Монтмориллонит

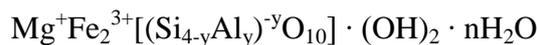


M^{+} – обменные катионы, компенсирующие заряд, который составляет от 0,25 до 0,6 на формульную единицу. Назван по местности Монтмориллон во Франции. Разновидности выделяются по главному обменному катиону: Са-монтмориллонит, Na-монтмориллонит и по

повышенному содержанию октаэдрического катиона (железистый монтмориллонит). Характерные выделения: землистые скопления, прослои, прожилки, гнезда и спутанно-волоконистые агрегаты. Структура состоит из трехэтажных слоев или пакетов. Два внешних этажа образованы связанными между собой в псевдогексоальную сетку тетраэдрами SiO_4 . Структурные слои непрерывны в направлениях осей a и b и наложены друг на друга в направлении оси c . Отрицательный заряд слоев компенсируется межслоевыми катионами (Ca , Na), которые могут легко обмениваться. Помимо катионов в межпакетное пространство входит вода. Различается адсорбция ионных и полярных молекул. Предполагается, что первые удерживаются с помощью ионных связей. Полярные молекулы образуют собственные слои в межпакетном пространстве (Минералы, 1992).

Мессбауэровский спектр состоит из двух наложенных друг на друга дублетов: первый – более интенсивный с изомерным сдвигом $\delta=0,33$ мм/с и квадраупольное расщеплением $E_Q=0,74$ мм/с; 2 – менее интенсивная с $\delta=0,55$ мм/с и $E_Q=1,62$ мм/с (Минералы, 1992).

Нонтронит

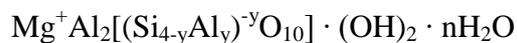


Назван Бертье в 1827 году по месту находки в Нонтроне (Франция). Среди нонтронитов выделяются три группы с различной координацией и валентностью железа (Минералы, 1992):

1. Содержащие ионы Fe^{3+} в октаэдрической позициях.
2. Содержащие ионы Fe^{3+} в октаэдрах и тетраэдрах.
3. Содержащие ионы Fe^{3+} , Fe^{2+} в октаэдрах.

Под электронным микроскопом частицы имеют форму листочков, лент и волокон. Размеры частиц до 40 мкм, ширина лент 0,1-0,6 мкм. В шлифах в проходящем свете имеет желтую, желто-зеленую, ярко-зеленую окраску (Минералы, 1992).

Бейделлит



M^+ – обменные катионы Na , K , $0,5\text{Ca}$, компенсирующие заряд тетраэдрического слоя. Назван по местности Бейделл в штате Колорадо (США). Большое содержание алюминия (до 36%), который занимает октаэдрические позиции. Характерны землистые выделения агрегатов, выполняет трещинки и пустоты. Под электронным микроскопом типичный бейделлит сложен тонкими удлиненными пластинками длиной от 30 до 0,1 мкм. В шлифах в проходящем свете имеет бурую окраску (Минералы, 1992). Экспериментально было установлено, что бейделлит может образоваться в альфегумусовых подзолах за счет преобразования триоктаэдрических слюд, при условии кислой реакции среды (Соколова и др., 2005).

Силикаты с пакетами типа 2:1:1

Минералы группы хлоритов

Хлориты относятся к четырехслойным слоистым силикатам и обозначаются индексом 2:1:1. В их кристаллической решетке (рисунок 21) трехслойные пакеты 2:1 чередуются с еще одним добавочным октаэдрическим слоем. Отрицательный заряд в трехслойном пакете возникает за счет изоморфного замещения Si на Al или Fe^{3+} в тетраэдрах. Он уравнивается положительно заряженным октаэдрическим слоем (Соколова и др., 2005).

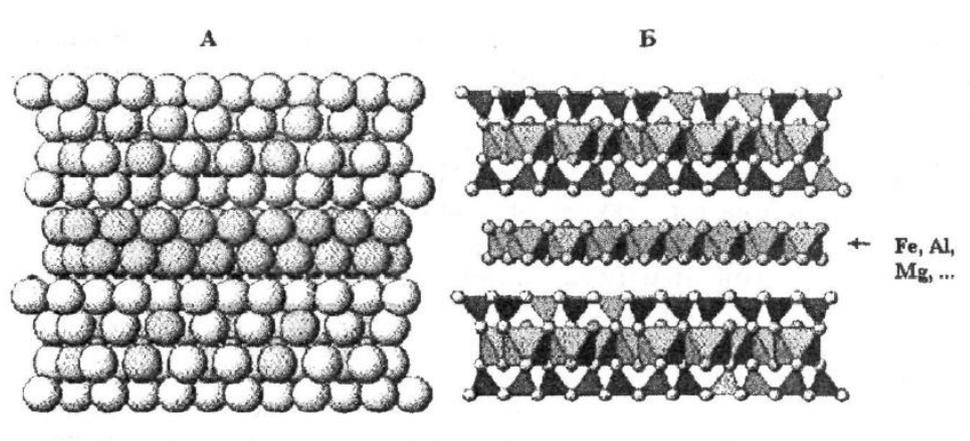


Рисунок 21. Строение кристаллической решетки хлорита (Соколова и др., цит. по Dixon, 1989). Изображение в виде сочетания сфер (А) и в виде сочетания полиэдров (Б).

В составе тонкодисперсных фракций почв и почвообразующих пород встречаются триоктаэдрические и диоктаэдрические хлориты, в которых в основном и добавочном октаэдрических слоях преобладают трехвалентные катионы — Fe^{3+} и Al^{3+} . Триоктаэдрические хлориты с преобладанием Mg называются клинохлорами, а с преобладанием Fe^{2+} — шамозитами (Соколова и др., 2005).

Железистые хлориты связаны постепенными переходами с магнезально-железистыми. Граница между ними проводится условно. Характерные выделения: агрегаты от микрочешуйчатых фарфоровидных до крупночешуйчатых и листоватых. В шлифах в проходящем свете наблюдается сильный плеохроизм (Минералы, 1992). Ниже представлена таблица 6 диагностики минералов группы хлорита.

Таблица 6. Рентгенографические признаки минералов группы хлорита (Горбунов, 1974)

Минерал, набухание	Исходный образец, значение d в Å и индексы плоскостей	Насыщенный магнием и этиленгликолем, d (001).	Нагретый при 550 ⁰ С, в течении 3-4 часов, d (001).	Дополнительные признаки
Хлориты, не набухает	14,2 (001) 7,1 (002) 4,74 (003) 3,54 (004) 1,53 (060)	Не изменяется	Не изменяется или иногда усиливается	У магниевых хлоритов отражения (001), (002), (003) и (004) сильные и четкие. У железистых сильные лишь отражения четных порядков. Среди хлоритов возможны набухющие.

d – межплоскостное расстояние.

Для хлоритов диагностическим является рефлекс d_{003} 4,75 Å. В зависимости от состава хлориты в почвах по-разному ведут себя после прокаливания при 550⁰С (Лесовая и др., 2007).

Дитриоктаэдрические хлориты

Судоит



Назван по имени японского минералога Т. Судо. Параметры элементарно ячейки: $a_0=5,21-5,24$, $b_0=9,02-9,08$, $c_0=14,00-14,29$ Å, $\beta=97^{\circ}02' - 97^{\circ}27'$. Диагностический рефлекс $d_{060}=1,500-1,513$ Å. В отличии от триоктаэдрических хлоритов порошковая рентгенограмма характеризуется повышенной интенсивностью рефлексов 003, 020 и 060. На кривых ДТА – два эндотермических эффекта: более интенсивного с максимумом от 600⁰ до 660⁰ и менее интенсивный при 800⁰-840⁰. Экзотермический эффект 910⁰-920⁰ (Минералы, 1992).

Триоктаэдрические хлориты

Магнезиальные хлориты

Клинохлор



Один из самых распространенных хлоритов. В шлифах в проходящем свете бесцветный или слабо плеохроирует в зеленоватых, желтоватых тонах. На кривых ДТА два эндотермических эффекта с максимумами 630⁰-675⁰ и 830⁰-850⁰ и экзотермический эффект при 850⁰-920⁰ (Минералы, 1992).

Железистые хлориты

Гидроферрихлорит



Параметры элементарно ячейки: $a_0=5,35-5,49$, $b_0=9,29-9,37$, $c_0=14,06-14,22$ Å; $\beta=97^\circ 20' - 97^\circ 53'$. На кривых ДТА фиксируются два интенсивных эндотермических эффекта: 130^0-200^0 выделение гигроскопической и слоевой воды, 520^0-630^0 выделение воды из межслоевых сеток (Минералы, 1992).

2. Объекты и методы исследования

В ходе выполнения исследований, нами были изучены почвы хребта Кибиз, Олотау и горного массива Иремель, Южный Урал (рисунок 22). Диагностика почв проводилась с помощью Классификации и диагностики почв России (2004) и Полевого определителя почв России (2008).

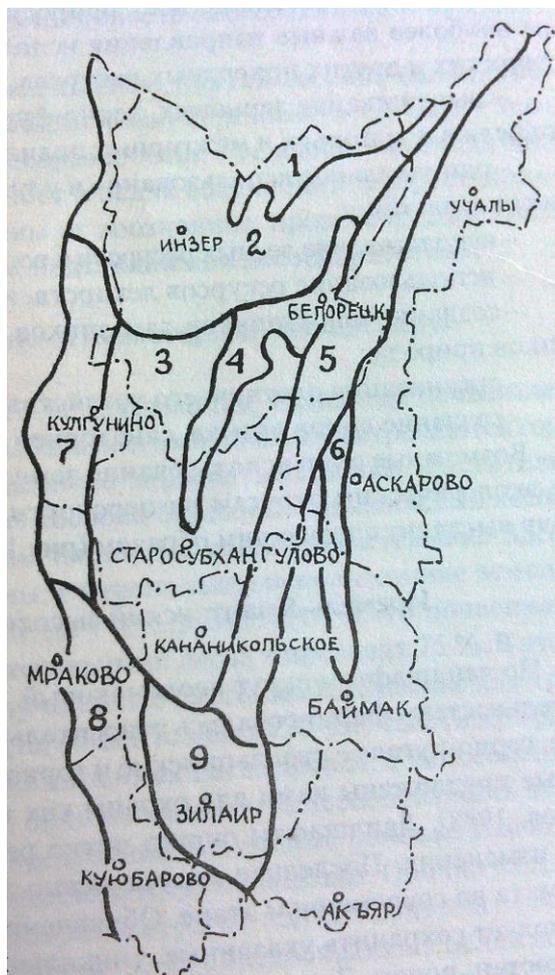


Рисунок 22. Почвенно-экологические округа Южно-Уральской горно-лесной провинции.

Хребты Кибиз и Олотау находятся в Калужском округе (7), горный массив Иремель в Иремель-Ямантауском округе (1).

Хребет Кибиз находится в охранной зоне Национального парка "Башкирия". Хребет Олотау (местное название) располагается на левом берегу охранной зоны Юмагузинского водохранилища, близ деревни Мряушле.

В тектоническом отношении хребет Кибиз и Олотау представляют собой антиклиналь, сложенную докембрийскими терригенными образованиями. Вершины хребтов сглажены. Абсолютные высоты колеблются в пределах 500-700 м. Данная территория входит в нижнюю зону денудационных ступеней Южного Урала. Почвообразующие породы представлены элюво-

делювиальными отложениями известняка. Хребты покрыты широколиственными дубово-кленово-липовыми лесами (Якупов, 2007), (Почвы заповедников ..., 2012).

Горный массив Ирмель входит в полосу центральных наиболее высоких возвышенностей Южного Урала. Различают Большой и Малый Ирмель, которые поднимаются на общем основании горного массива (рисунок 23). Природный парк «Ирмель» находится в ведении Республики Башкортостан и располагается на землях Белорецкого и Учалинского районов Республики Башкортостан. Общая площадь земель в границах Природного парка составляет 49338 га (Почвы заповедников ..., 2012).

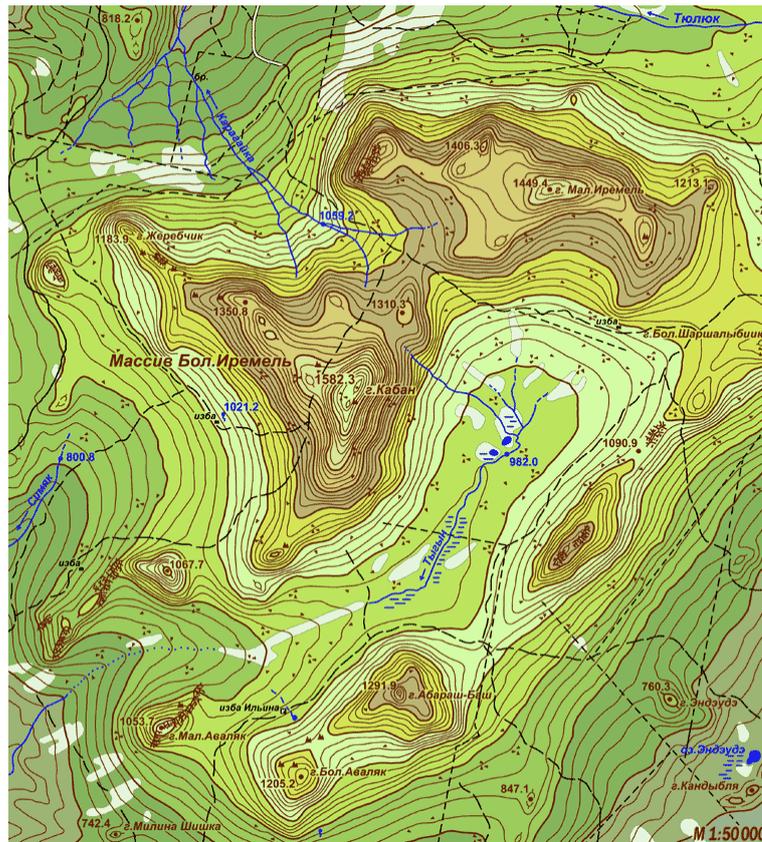


Рисунок 23. Карта-схема горного массива Ирмель.

Большой Ирмель венчается платообразной вершиной, называемой «Кабан» и достигающей высоты 1586 м. От центральной части Б. Ирмеля отходят два отрога: один на северо-запад под названием «Жеречик», и другой на юго-запад, заканчивающийся скалами «Синяк». На северо-восток от «Кабана» идет длинная седловина, являющаяся продолжением основной оси Ирмельского массива и связывающая Большой Ирмель с Малым. Малый Ирмель несет на себе 5 сопковидных каменистых вершин со стенообразными скалистыми останцами. М. Ирмель к востоку понижается крутыми террасированными склонами. В целом, вся горная группа Ирмеля имеет форму овала, вытянутого по главной оси с северо-востока на юго-запад на 20 км (Цветаев, 1960).

В исследованиях мы использовали катенарный метод исследования почв. В результате двойного процесса – эрозии и внутрипочвенного склонового стока – устанавливается правильная смена почв от верха склона к подножию. Эта последовательность почв, идентичных вдоль горизонтали, но различающихся по падению склона, называется цепочкой почв или катеной (Дюшофур, 1970).

Пробы почв отбирали погоризонтально с каждого горизонта. Пробы доставляли в лабораторию, где проводили пробподготовку, отделяли мелкозем просеиванием через сито диаметром ячеек 1 мм.

В пробах почв было определено содержание общего органического углерода (бихроматный метод), рН водной и солевой вытяжки. Для темно-серой почвы хребта Кибиз были также определены валовой азот (метод по Къельдалю), гранулометрический состав (вариант Почвенного института им. В.В. Докучаева), гидролитическая кислотность, емкость поглощения почвы, сумма обменных оснований (Аринушкина, 1949, 1970), (Растворова и др., 1983, 1995).

Мезоморфологические признаки текстурно-дифференцированных почв изучены с использованием электронной лупы Webbers F2CN Deep Viewer. Объекты исследования: структурные отдельности и новообразования. Агрегаты, или педы (Герасимова и др., 1992) представляют собой естественные обособления почвенного материала, отделенные от других такого же рода обособлений поверхностями с ослабленными связями. Новообразования отличаются повышенной концентрацией вещества, иной его организацией (взаимной ориентацией компонентов, расположением их по отношению к вмещающей массе и друг к другу) и, как правило, четкими границами. Эти морфологические параметры помогают диагностировать аспекты отдельных почвообразовательных процессов.

Для почв и горной породы массива Иремель были выполнены следующие исследования: содержание общего органического углерода (бихроматный метод), рН водной и солевой вытяжки, рентгенофазовый анализ, электронно-зондовый микроанализ, рентгенофлюоресцентный химический анализ.

Рентгенофазовый анализ

С помощью рентгенофазового анализа, в нашем случае, мы можем диагностировать минералы на уровне группы, получить сведения о структуре кристаллической решетки. Этот метод заключается в получении дифракционной картины, возникающей при прохождении рентгеновских лучей через изучаемый объект и сопоставлении положения и интенсивности дифракционных эффектов с таковыми для стандартных минералов. Основной задачей фазового рентгеновского анализа является идентификация входящих в исследуемый образец

кристаллических веществ на основании набора межплоскостных расстояний (Соколова и др., 2005).

Учебно-научный комплекс (СПбГУ) на базе настольных дифрактометров Rigaku «MiniFlex II» (рисунок 24) с кобальтовым анодом для определения качественного и количественного фазового состава поликристаллических материалов. Для расшифровки рентгенограмм использовался программа PDXL. (<http://xrd.spbu.ru/equipment/miniflex-ii.html>).



Рисунок 24. Настольные дифрактометры Rigaku «MiniFlex II».

Подготовка образца для рентгенофазового анализа

Среднюю пробу почвы помещают на лист пергамента и с помощью пинцета отбирают растительные остатки (Химический анализ ..., 1995). Для выделения илистой фракции берут 25-50 г суглинистой почвы, просеянной через сито с диаметром отверстий 1 мм (Соколова и др., 2005). Ниже описывается метод подготовки почв по Горбунову (1971):

1. Образец испытывают на содержание в нем карбонатов, гипса, сульфатов и других солей. Если происходит вскипание при добавлении 10%-ной HCl, то в почве присутствуют карбонаты. Присутствие гипса обнаруживают по реакции на сульфаты и кальций или с помощью микроскопа.
2. Если карбонаты или гипс обнаружены, то их надо разрушить, обрабатывая почву сначала 1 н. HCl до прекращения кипения, а затем 0,1-0,2 н. HCl.
3. После разрушения карбонатов образцы с помощью воды переносят в вегетационные стеклянные стаканы (№1) емкостью 1,0-2,0 л. На каждом стакане делают карандашом три метки: первую на высоте 3-4 см от дна, вторую на 7 см выше первой, третью на 7 см выше второй. Метки нужны для погружения сифона для отмучивания фракции <math><0,001</math>

мм. Нужно приготовить стаканы-приемники (№2), которые должны иметь емкость большую, чем вегетационные стаканы (№1).

4. В стакане №1 надо продолжить отмывание образцов от солей и кислоты. Для этого доливают дистиллированную воду до третьей метки, палочкой с резиновым наконечником взмучивают образец и оставляют на 6-12 часов для отстаивания. Когда твердая часть почвы осядет, а над ней остается прозрачная жидкость, то последнюю удаляют сифоном. Вновь наливают дистиллированную воду и повторяют операцию до тех пор, пока суспензия не останется во взвешенном состоянии.
5. В стакан №1 наливают дистиллированную воду до верхней метки, перемешивают, через 24 часа погружают сифон на глубину 7 см (при температуре суспензии 20⁰С) и с его помощью переливают суспензию в стакан-приемник. Отмучивание продолжается почти до просветления суспензии.
6. В стакан-приемник №2 добавляют 3-4 капли концентрированной соляной кислоты для коагуляции суспензии и осаждения. Седиментация обычно наступает через 2-3 часа.
7. Когда отмучивание фракции <0,001 мм закончено, то ее следует отмыть водой от соляной кислоты и высушить на водяной бане. Далее образец поступает на минералогические и другие анализы.

Органическое вещество удаляют обработкой навески илистой фракции (2-3 г) 10 %-ным раствором H₂O₂ в фарфоровой чашке на водяной бане при нагревании до посветления образца (если в образце содержится большое количество органического вещества, обработку повторяют несколько раз). После обработки навеску многократно промывают дистиллированной водой и высушивают на воздухе. Несиликатные соединения железа удаляют из образца илистой фракции по методу Мера и Джексона. После обработки по методу Мера и Джексона приступают к насыщению образцов илистых фракций определенными катионами. Обычно рентгеновский анализ выполняют для образцов, насыщенных Mg²⁺. Некоторые определения выполняются при насыщении илистых фракций K⁺ и Li⁺. Насыщение можно проводить диализом в целлофановых пакетиках, помещаемых в большие сосуды (стеклянные стаканы на 3-4 л или большие кристаллизаторы), наполненные 1М растворами MgCl₂, KCl или LiCl (Соколова и др., 2005).

Микроморфологическая характеристика почв проводилась в шлифах с помощью Микроскопа "Leica" на кафедре минералогии СПбГУ. Полированные петрографические шлифы были изготовлены в шлифовальной мастерской Института геологии и геохронологии докембрия РАН (<http://www.ipgg.ru/>). Для описания шлифов использовали «Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении» (Парфенова, Ярилова, 1977) и учебное

пособие: микроморфологический метод исследования почв (Гагарина, 2002).

Главные минералы породы и почв массива Ирмель были исследованы с помощью настольного растрового электронного микроскопа-микроанализатора HITACHI TM 3000 в ресурсном центре СПбГУ: «Центр микроскопии и микроанализа» (<http://roscmm.spbu.ru/>). Образец представляет собой полированный петрографический шлиф (без покровного стекла). Образцы должны быть покрыты тонкой пленкой напыленного в вакууме углерода или металла, чтобы избежать образования заряда на образце, способного отклонить электронный пучок (Минералогическая энциклопедия, 1985). В нашем случае, образцы были напылены углеродом. Прибор оснащен приставкой энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) фирмы «OXFORD». Принцип работы спектрометра заключается в следующем: пучок электронов падает на поверхность образца и взаимодействует с материалом, в результате чего возникает, в том числе, характеристическое рентгеновское излучение, которое регистрируется полупроводниковым детектором ЭДС. Система обработки сигнала затем разделяет рентгеновские фотоны по энергиям и, таким образом мы получаем полный спектр, по которому судим об элементном составе образца-мишени. Расчет формул минералов производился по полученным спектрам ЭДС. С помощью практического руководства и справочнику: «Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии» (Булах и др., 1995).

Рентгеновская компьютерная микротомография почв проводилась в ресурсном центре СПбГУ: «Геомодель», прибор Skyscan 1172 (<http://bruker-microct.com/home.htm>).

Для определения основных петрогенных оксидов в породе и в почвах массива Ирмель был использован рентгенофлуоресцентный химический анализ. Анализ проб был выполнен на геологическом факультете СПбГУ на спектрометре «ARL Advant`X» фирмы «ThermoFisher Scientific» по программе полуколичественного анализа QuantAs (оператор Л.Л. Бедерова). Потери после прокаливания определены по методике Химического анализа почв (1995).

Ниже представлена общая таблица 7, где показано, какие исследования были проведены.

Таблица 7. Перечень проведенных исследований

Горный массив	№ разреза	Сорг, %	pH	N, %	рентгено-фазовый анализ	электронно-зондовый микроанализ	рентгено-флюоресцентный химический анализ
Хребет Кибиз	1	+	+	+	+	+	
	2	+	+	+			
	3	+	+	+			
	4	+	+	+			
	5	+	+	+			
Хребет Олотау	1	+	+				
	2	+	+				
	3	+	+				
	4	+	+				
Иремель	1	+	+		+	+	+
	2	+	+		+	+	+
	3	+	+		+	+	+
	4	+	+		+	+	+
	5	+	+		+	+	+

+ - наличие проведенного исследования.

Из таблицы следует, что минералогическая характеристика представлена только для почв горного массива Иремель. Для почв хребтов Кибиз и Олотау проводились основные химико-аналитические исследования.

3. Условия почвообразования

3.1. Геология и рельеф

В истории Уральской складчатой области выделяются крупные протерозойский и палеозойский тектонические циклы, начинавшиеся растяжением, раскалыванием континентальной коры и образованием бассейнов с океанической и переходной корой и закончившиеся континентальной коллизией и орогенезом в позднем венде. В конце кембрия – начале ордовика континент вновь раскололся и образовался Уральский палеоокеан. В западных структурах Урала сохранились реликты окраины Восточно-Европейского континента. Позднепалеозойская (варисская) складчатая область Урала возникла в результате поглощения земной коры Уральского палеоокеана в зонах субдукции, что привело к коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов, образованию сложных шарьяжно-складчатых (надвиговых) структур, возникновению гор и краевого прогиба. Предуральский краевой прогиб заполнен толщей ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений мощностью 3-7 км, перекрытых пермско-триасовой молассой. Внутренняя зона прогиба характеризуется надвигами и складками. Предуральский краевой прогиб сложен близким с платформой комплексом осадочных пород (Путеводитель ..., 1957).

На всей территории республики в строении верхних горизонтов земной коры принимают участие геологические образования широкого возрастного диапазона (от архея до кайнозоя), формировавшиеся на протяжении более 2,6 млрд. лет. На рисунке 25 представлен геолого-геофизический разрез на широте г. Стерлитамак и пос. Аскарново (Башкортостан). В пределах Уральского складчатого пояса архей-протерозойские и палеозойские формации подвергнуты интенсивным складчато-разрывным деформациям и неравномерно глубоко метаморфизованы (Башкортостан: краткая энциклопедия, 1996).

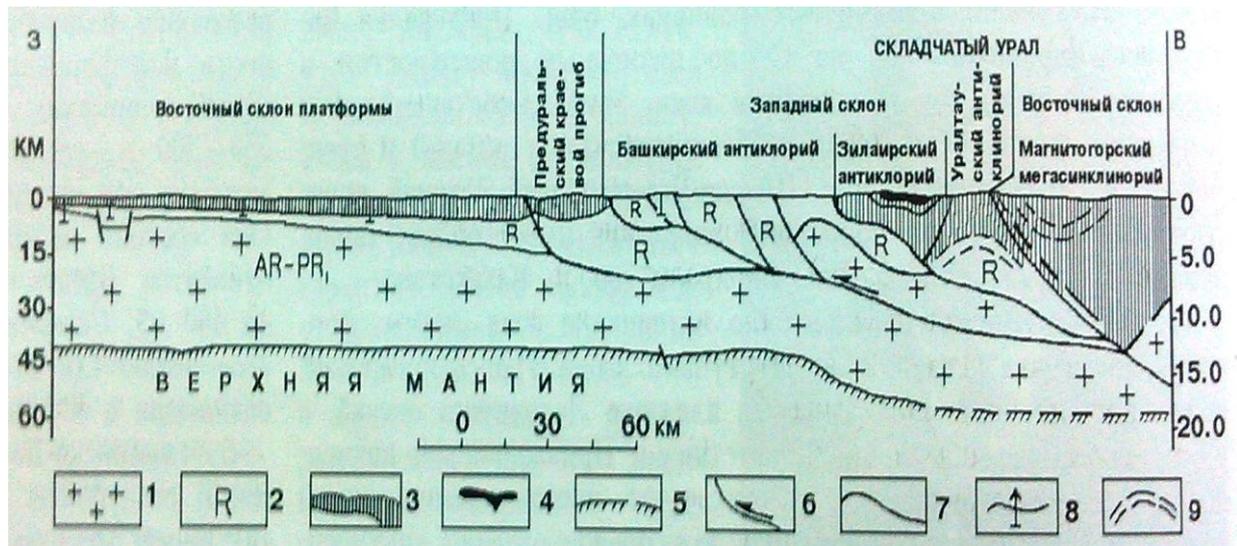


Рисунок 25. Геологическое строение земной коры Башкортостана.

1 – кристаллический фундамент, 2 – рифейский комплекс, 3 – венд-палеозойские (на платформе) и палеозойские (на Урале) отложения, 4 – гипербазиты, 5 – поверхность Мохоровича (пунктиром – нечетко выраженная), 6 – крупнейшие надвиги и сбросы (на платформе), стрелки показывают направления перемещений, 7 – стратиграфические границы, 8 – наиболее глубокие скважины, 9 – структурные линии.

На Южном Урале элювиальные образования формируются на различных плотных породах, осадочных и массивно-кристаллических. Элювий горных пород имеет малую мощность, обогащен щебнем, а местами представляет собой грубообломочную кору выветривания. Свообразным типом грубообломочного элювия являются каменные россыпи, покрывающие верхние части высоких хребтов Южного Урала. Россыпи состоят из крупных обломков кварцитов, кварцито-песчаников, диабазов и сланцев (Почвы Башкирии Т.1., 1973).

Республика Башкортостан является уникальным физико-географическим регионом, где широтная зональность сложно переплетается с высотной поясностью, площадь территории Башкортостана составляет около 14,3 млн. га. (Мукатанов, 2004; Чибилев, 2017). Протяженность Южного Урала с севера на юг составляет около 650 км. Ширина меридионального расположения горных хребтов составляет около 200 км. Площадь горного Южного Урала в пределах территории Башкортостана около 4 млн. га. На территории представлены западные, центральные, восточные хребты, Южно-Уральское плоскогорье и высокогорья Ирмель-Ямантауского узла (Почвы Башкортостана, 1995).

Почвообразование происходит на самых разнообразных по возрасту и генезису породах (рисунок 26). Преобладающими горными породами на горах Южного Урала являются метаморфические сланцы (кремнистые и глинистые), доломитизированные известняки, кварциты и кварцевые песчаники (Гарифуллин и др., 1987; Чурагулова, 2003). Рельефообразующими породами горной части Башкортостана служат сильно дислоцированные допалеозойские и палеозойские осадочные, магматические и метаморфические породы (с. 16, Башкортостан, 1996).

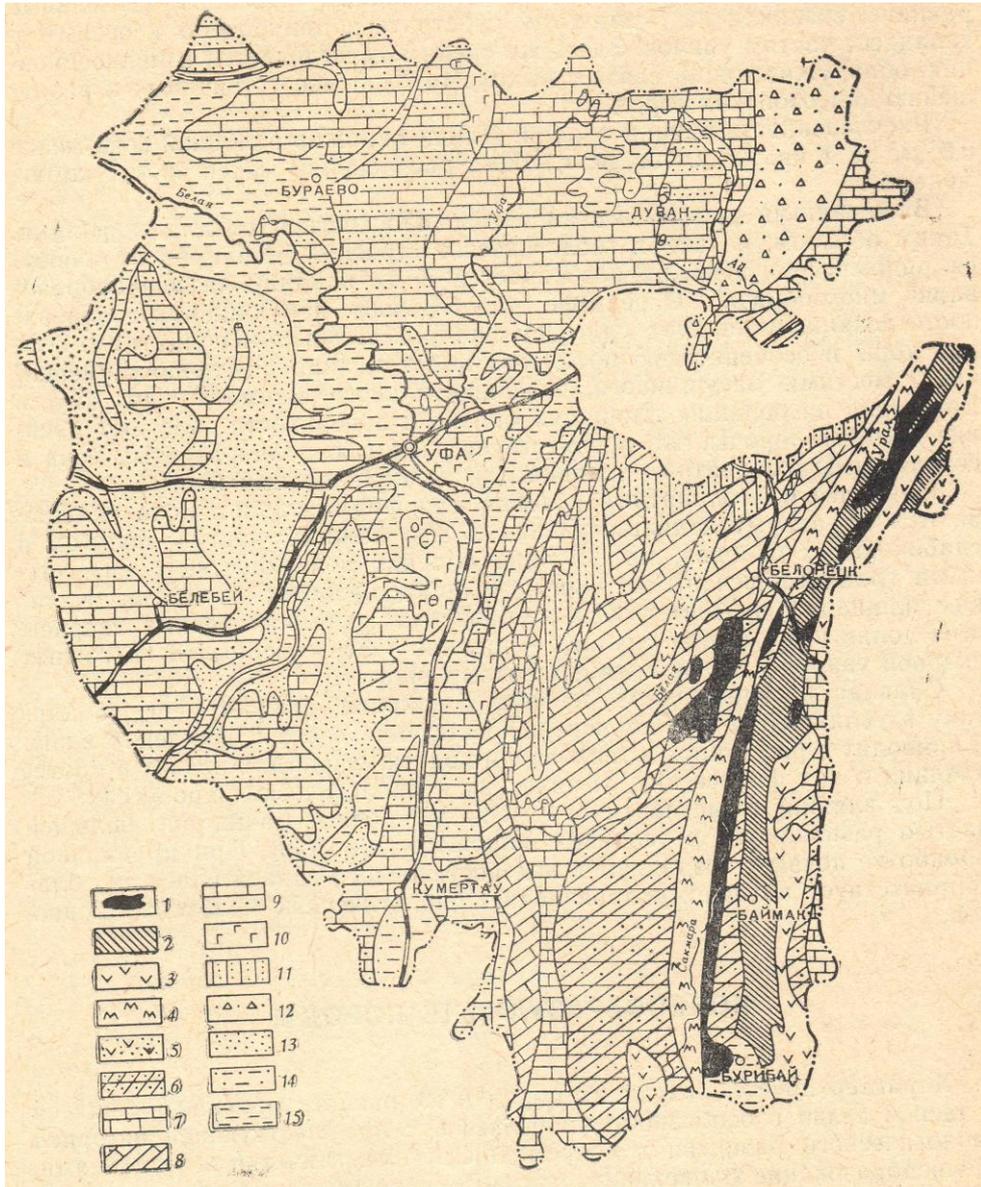


Рис. 26. Схема распространения почвообразующих пород (Почвы Башкирии Т.1., 1973).

1 – ультраосновные изверженные породы (перидотиты, пироксениты, серпентениты), 2 – основные изверженные породы, 3 – изверженные породы разного состава, 4 – протерозойские метаморфические породы, 5 – плотные обломочные породы с участием протерозойских изверженных пород, 6 – плотные обломочные породы местами с участием палеозойского вулканогенного материала, 7 – известняки, доломиты и другие палеозойские карбонатные породы, 8 – карбонатные в сочетании с плотными обломочными протерозойские и палеозойские, 9 – песчанистые и глинистые среднеуплотненные в сочетании с карбонатными верхнепермские, 10 – гипсы нижнепермские, 11 – кварцито-песчаники и плотные песчаники протерозойские нижнепалеозойские, 12 – конгломераты с гипсами и песками нижнепермские, 13 – песчаники и глины с участием карбонатных пород и гипсов верхнепермские, 14 – песчанистые и глинистые слабууплотненные породы мезозойские и кайнозойские, 15 – рыхлые песчанистые и глинистые породы кайнозойские.

Зональная складчато-глыбовая структура сформировалась в конце палеозоя и представляла собой горную область, возникшую в результате складкообразования и общего поднятия. Затем к концу мезозоя в результате эрозии горная страна превратилась в плоскую равнину с мягкими очертаниями хребтов и широкими речными долинами. Сформировались древние карстовые образования. С конца палеогена под влиянием движений земной коры

начинается формирование современного облика структуры и рельефа. Окончательное формирование рельефа относится к ледниковому периоду и воздействия вечной мерзлоты, сформировавшей нагорные террасы (Почвы Башкирии, 1973).

В краткой энциклопедии Башкортостана (1996) указывается, что горная часть Башкортостана по строению рельефа разделяются на северные и южные районы. Граница проходит по широтному отрезку реки Белой. В северном районе распространены горные цепи меридионального простирания с абсолютными высотами от 550-600 до 1000-1400 м. Наибольшую высоту имеют горные массивы Ямантау (1640 м) и Иремель (1584 м). К востоку от хребта Уралтау (водораздел рек Урала и Белой) находится последняя горная цепь Башкортостана, состоящая из хребтов Ирендык, Крыктытау и Куркак. Южный горный район простирается до южной границы республики. Она представляет собой плоскогорье, глубоко расчлененное сетью речных долин (Башкортостан: краткая энциклопедия, 1996).

Согласно путеводителю по Башкирской АССР, Южный Урал принято подразделять на следующие части: Центральный хребет Урал-Тау, Урало-Тобольский водораздел, восточный и западный склон. В свою очередь западный склон можно подразделить на следующие зоны: Ямантауское поднятие, восточную приуральскую зону и зону окраинных хребтов западного склона (Путеводитель ..., 1957).

Рельеф Южного Урала в палеогеновом и миоценовом периоде, в общем, выглядел как относительно выровненная страна с пологими увалами и холмами, вытянутыми, в большинстве случаев, в меридиональном направлении, соответственно основным тектоническим элементам. Абсолютные отметки преобладающих форм рельефа не превышали 400-500 м в центральной части и 150-200 м на ее окраинах. По широким межгорным понижениям медленно текли крупные реки, а некоторые впадины были заняты озерами. В долинах средних и нижних участков крупных рек наблюдается до семи террас, не считая поверхности (днищ) межгорных впадин, в которые долины врезаются. Верхние четыре террасы – эрозионные. Высоты их над уровнем рек изменяются в следующих пределах: у VII террасы – от 90 до 100 м, VI – от 70 до 80 м, V – от 40 до 50 м, и у IV – от 20 до 30 м. Ширина VII террасы местами достигает нескольких километров, а у VI, V и IV террас она обычно не превышает нескольких десятков, реже сотен метров. На всех эрозионных террасах сохранились хорошо окатанные галечники, а на VII террасе встречена пестроцветная кора выветривания. Нижние три террасы являются эрозионно-аккумулятивными (Вахрушев, 1949).

В пределах орографически выраженных хребтов Южного Урала (Вахрушев, 1959). ясно выделяются три зоны развития современного рельефа: верхняя – гольцовой денудации, средняя

– денудации и аккумуляции, с преобладанием последней, и нижняя – речной эрозии и аккумуляции, с преобладанием первой.

Верхняя зона расположена в центральной, более приподнятой тектонически и орографически части Южного Урала. Нижняя граница колеблется на отметках 900-1100 м, а верхняя поднимается до 1584-1639 метров над уровнем моря (Иремель, Б. Яман-Тау). Выше указанной границы вершины всех гор представляют собой гольцы в виде скалистых останцов. По склонам гор распространены каменистые потоки – курумы («каменные реки»). Местами курумы достигают несколько сотен метров в ширину и более одного километра в длину. Для гольцовой зоны характерна относительная выравненность вершин гор, террасированность их склонов, носящая название «гольцевых террас». Гольцевые террасы присутствуют как на коренных породах, так и на каменных россыпях и осыпях. Рыхлые продукты выветривания горных пород все время удаляются с гольцовых вершин под действием собственной силы тяжести, наземных вод и ветра. Крупнообломочный материал задерживается в понижениях гольцовой зоны.

В рельефе современной гольцовой зоны ясно выделяются три подзоны. Верхнюю из них составляют остроконечные останцы кварцитов, поднимающиеся над платообразными вершинами гор до 400-500 м. Среднюю подзону образуют платообразные вершины гор, которые находятся на высоте 1100-1200 метров над уровнем моря. Нижней подзоне соответствуют гольцовые террасы и каменные россыпи с абсолютными отметками 900-1100 метров. Верхняя подзона предположительно является реликтом древней поверхности выравнивания, приподнятой на 500-600 метров выше нижней границы современного пояса морозного выветривания. Средняя подзона соответствует более молодой поверхности планации. Весь остальной материал сносится вниз и отлагается в виде делювиальных и пролювиальных шлейфов непостоянной мощности на пологих склонах гор и в межгорных понижениях средней зоны. Таким образом, верхняя зона в настоящее время является областью интенсивного разрушения горных пород и сноса продуктов их разрушения в среднюю зону (Вахрушев, 1959).

Развитие рельефа на средних и нижних склонах в современную эпоху определяется процессами эрозии. Средние склоны на высоте 100-800 м прорезаны горными ручьями с каменистым руслом. Ниже 700 м узкие долины ручьев расширяются, превращаясь в речные долины, появляются речные террасы (Цветаев, 1960).

Иремельско-Авалякское поднятие является обширным и высоким водоразделом. В границах описываемого поднятия находится горный массив Иремель и хребет Аваляк. Описываемое поднятие сложено кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками. Мощная

толща указанных пород относится к древней свите западного склона – Зигальгинской (Путеводитель ..., 1957).

В другом источнике (Путеводитель ..., 1965) указывается, что горный массив сложен кварцитовыми песчаниками и глинистыми сланцами.

По схеме геологических отложений Южного Урала территория сложена метаморфическими кристаллическими породами докембрия Ирмель-Ямантауского узла (Мукатанов, 1982).

По классификации метаморфических пород (Здорик и др., 1970) кварцитовые песчаники формируются при низкой и средней степени метаморфизма. Ведущие минералы: кварц, хлорит, серицит, альбит, эпидот. Песчаники – это средне- и мелкообломочная осадочная горная порода, состоящая из сцементированных частиц размером от 0,1 до 0,2 мм (Самойлова, 1983).

Минеральный состав обломочных зерен крайне разнообразен, в связи с чем выделяют:

- Олигомиктовые – кварцевые песчаники, более 90% которых составляет кварц, а также полевошпатово-слюдисто-глауконитовые пески.
- Полимиктовые – аркозовые песчаники, в которых преобладает полевой шпат над кварцем.

Количество цемента в песчаниках колеблется от единиц до десятков процентов. Цементирующим веществом может быть известь, доломит, глина, кремнезем в виде кварца, опала, халцедона, гипс и другие вещества. Известковый цемент характерен для песчаников морского происхождения, глауконитовый – мелководного морского, гипсовый – озерного или лагунного, железистый – континентального. Состав цемента определяет физические свойства песчаника: опаловый и халцедоновый цемент – высокую твердость и прочность, процессы выветривания развиваются медленно. Гипсовый, известковый и мергелистый цемент – среднюю твердость, сравнительно легко растворяется, обеспечивая быстрое выветривание песчаника и превращению его в песок. Глинистый цемент обуславливает малую прочность песчаника, который легко поддается выветриванию (Самойлова, 1983).

Вопросы геотектоники Южного Урала и, в частности, Ирмельского района остаются спорными. Горы Ирмель, Аваляк и Зигальза сложены породами древних немых свит – Зигальгинской и Комарово – Авзянской: кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и подчиненными им темносерыми и черными (углистыми) сланцами, в настоящее время их относят к верхнему протерозою. Породы дислоцированы, фауны в них нет, почему они и называются «немыми», встречаются кембрийские водоросли. Наблюдаемые на глыбах кварцевых песчаников волноприбойные знаки или рябь волнения указывают на то, что этот материал накопился в мелководном бассейне (Цветаев, 1960).

По тектонике горный массив Ирмель представляют собой сложную бранхиантиклиналь, сильно перемятую и размытую в средней и западных частях. Из-за чего горный массив Ирмель напоминает фигуру двойной подковы, вытянутой с северо-востока на юго-запад (Путеводитель ..., 1965).

Горный массив Ирмель входит в район сопочно-хребтового рельефа.

Вертикальные ландшафтные ряды горного массива Ирмель:

- нижний ряд (600-700 м) – долины рек Юрюзани, нижнего Тюлюка и верхней Белой.
- средний ряд состоит из нижнего (700-900 м) и верхнего (900-1100 м) яруса елово-пихтового леса.
- верхний ряд включает в себя террасы подгольцового пояса (1100-1300 м), гольцовый пояс (1300-1400 м) и вершину Б. Ирмеля – «Кабан».

Для всех склонов в разной степени характерны курумы, каменные россыпи и осыпи.

Каменистые россыпи представляют собой элювиально-делювиальные образования крупнообломочных продуктов распада коренных пород: глыб кварцевого песчаника величиной от нескольких кубических дециметров до 2-3 м³. Происхождение и развитие их связано с неровностями поверхностями, выступающими в виде боковых хребтов, невысоких гребней, валов не прикрытых почвенно-растительным покровом (Цветаев, 1960).

Самыми характерными чертами в геоморфологическом облике горного массива Ирмель являются плоские поверхности на вершинах и ступенчатые склоны (нагорные террасы), которые распространены соответственно в гольцовом и подгольцовом поясах. Эти формы представлены: водораздельными поверхностями в виде горизонтальных или слабо наклоненных площадок и нагорных террас, плоскими горными вершинами и усеченными сопками с возвышающимися стенообразными скалистыми останцами, ступенчатыми склонами, которые покрыты подвижными каменными россыпями – «курумами». Из форм микрорельефа характерны глинистые пятна, каменные котлы на террасах, небольшие лога, карообразные понижения и промоины. Склоны (ниже 1000 метров) горного массива Ирмель постепенно выполаживаются и имеют вогнутую форму. Бровки и уступы террас на нижних склонах выражены менее четко, так как они задернованы и покрыты лесом (Цветаев, 1960).

Своеобразная орография горного массива Ирмель обусловлена тектоникой и денудацией, которая проявлялись по-разному на различных этапах геологического развития и на различных участках гор в зависимости от устойчивости слагающих пород и от климатических особенностей (Цветаев, 1960).

Хребты Кибиз и Олотау относятся к западной провинции – Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Согласно ландшафтному районированию Башкортостана территория входит

в горно-лесную провинцию Инзерско-Бельской низкогорной широколиственной подпровинции, части Инзерско-Бельского лесного хребтово-увалистого и Лемезинско-Инзерско-Нугушского лугово-лесного увалисто-хребтового округов Нугушско-Бельского районов. Данный район входит в карстовую провинцию внешней зоны складчатого Урала. Карст отличается поверхностными и глубинными формами. В рельефе карст представлен воронками, котловинами, рвами, понорами, колодцами и другими формами.

Изучением процессов выветривания обломков карбонатных пород в почве на территории распространения ледниковых отложений занималась Э. И. Гагарина (1968). Автор отмечает, что характерной особенностью известняка является большая примесь железосодержащих минералов: мелкозернистых кристаллов гематита, гидрогематита и округлых мелких пятнистых выделений гидрогетита. Такое обилие красящего вещества придает своеобразный красноватый цвет породе. Основными процессами выветривания являются растворение и выщелачивание карбонатов. Песчаные и крупнопылеватые частицы, оставаясь на месте, переходят в состав минеральной части почвы и подвергаются воздействию тех процессов, которые протекают в почвенных горизонтах. Более же тонкая пыль и особенно ил не остаются на месте, а по мере выщелачивания обломков, в зависимости от интенсивности промывания, переходят в подвижное дисперсное состояние и перераспределяются внутри горизонта, что, по-видимому, не исключает возможности перемещения их по профилю. Наблюдаемое в почве оглинивание обломков карбонатных пород происходит за счет того, что карбонатные частицы в почве являются очагами осаждения веществ, переносимых почвенными растворами и суспензиями, в результате чего по мере растворения карбонатов происходит метасоматическое замещение частиц глинисто-железистым материалом. Интенсивность процесса зависит от местных почвенных условий и прежде всего от тех, которые способствуют пептизации и переводу в подвижное состояние высокодисперсной части в верхних горизонтах почвы, а также от интенсивности промывания почвенного профиля (Гагарина, 1968). На горном хребте Ямантау, нами был описан краснопрофильный литозем, который, по нашему мнению, сформировался на полигенетических карбонатных породах.

3.2. Климат

Особенности климата Башкортостана связаны с географическим расположением в умеренных широтах, в глубине материка, под действием различных воздушных масс. Южный Урал подвержен воздействию различных воздушных масс: атлантического воздуха, арктического континентального воздуха, приносящего холодную ясную погоду, арктического морского воздуха, вызывающего холодную сырую погоду и тропический воздух (Почвы

Башкирии Т.1., 1973). В целом Южный Урал характеризуется неравномерным увлажнением от 300 до 750 мм в год и величиной поверхностного стока от 3 до 15 л/сек/км² (Чибилев, 2011).

Объекты наших исследований расположены в Уральской горной провинции (рисунок 27), ниже подробное описание провинций:

- 4 – зона умеренно холодного и влажного климата занимает северную и более возвышенную часть Южного Урала до широты г. Белорецка, причем на горных вершинах становится типично холодным. Средняя температура января $-16-17^{\circ}$, июля $16,5-17,5^{\circ}$; на горных вершинах она ниже 10° . Сумма активных температур менее 1600° . Продолжительность безморозного периода 60-90 дней. Средняя мощность снежного покрова 50-80 см. Сумма осадков за год колеблется в пределах 550-750 мм. Испарение достигает около 350 мм в год.

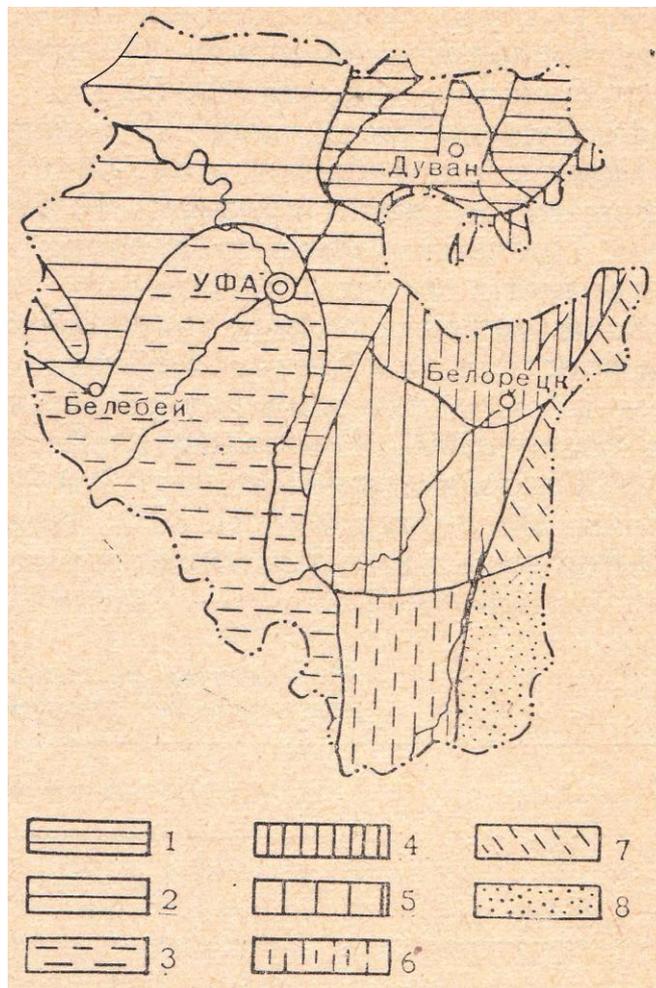


Рисунок 27. Климатические провинции и зоны Башкирской АССР
(Почвы Башкирии Т. 1., 1973).

Зоны: 1 – умеренно-холодного влажного климата, 2 – умеренно холодного полувлажного климата, 3 – умеренно теплого полусухого климата, 4 – умеренно холодного влажного климата с поясом холодного, 5 – умеренно холодного полувлажного климата, 6 – умеренно теплого полусухого климата, 7 – умеренно холодного полусухого климата, 8 – умеренно теплого сухого климата.

- 5 – зона умеренно холодного полувлажного климата выделяется южнее предыдущей зоны, от широты г. Белорецка до водораздела реки Белой и Сакмары. Средняя температура января -15° , июля $17-18^{\circ}$. Сумма активных температур $1600-1800^{\circ}$. Продолжительность безморозного периода 80-120 дней. Средняя мощность снежного покрова 40-80 см. Сумма осадков за год колеблется в пределах 450-650 мм.
- 6 – зона умеренно холодного полусухого климата охватывает Южно-Уральское плоскогорье. Средняя температура января -15° , июля $18-19^{\circ}$. Сумма активных температур $1800-2000^{\circ}$. Продолжительность безморозного периода 80-130 дней. Средняя мощность снежного покрова 40-60 см. Сумма осадков за год колеблется в пределах 400-500 мм.

Таким образом, климат горно-лесной зоны умеренно холодный. Многие показатели (сумма активных температур, продолжительность безморозного периода) уменьшаются в ряду: низко-, средне-, высокогорный рельеф.

Климат на территории Природного парка «Иремель» континентальный. Важнейшим климатообразующим фактором является рельеф и гидрографическая сеть. Горные хребты влияют на циркуляцию атмосферы и создают большую гамму микроклиматических особенностей.

На горном массиве Иремель около 50% годовой суммы осадков выпадает в летние месяцы и около 25% за три осенних месяца, июль самый дождливый месяц. На восточных подветренных склонах осадков выпадает до 400—450 мм в год. На западных наветренных склонах осадков выпадает 700—1100 мм в год. Здесь снежный покров более мощный и доходит до 80—100 см. Основная масса снега тает в конце мая, в отдельные годы снежки-перелетки лежат все лето. По средним статистическим данным средняя температура января -16°C , июля $+14^{\circ}\text{C}$. Сумма температур выше 10°C в нижнем поясе составляет 1400°C . Ландшафты подвержены закономерностям высотной поясности. Весенние оттепели начинаются в первых числах апреля, температуры повышаются до второй половины июля. Осень начинается во второй половине августа, зима на нижних склонах продолжается 5 месяцев, на высокогорьях снежный покров сохраняется до 200 дней (Цветаев, 1960).

Климат на территории НП «Башкирия» (хребет Кибиз и Олотау) континентальный. Среднегодовая температура воздуха составляет $+0,1^{\circ}$ - $+4,5^{\circ}$ C. Средняя температура воздуха в июле на равнинной части $+19,7^{\circ}$ C и в горах $+13,6^{\circ}$ C. Среднегодовое количество осадков в восточной части составляет 582 мм, в западной 404 мм. Преобладающими ветрами являются южные и юго-западные. В горных частях господствует особый режим ветров, обусловленный рельефом и ориентацией горных хребтов и долин (<http://npbashkiria.ru>).

3.3. Описание гидрографической сети

На территории Южного Урала протекают следующие горные реки: Белая, Нугуш, Иргизла и другие; сооружены Юмагузинское и Нугушское водохранилища. Основной водной артерией является р. Белая – приток второго порядка р. Волги. Протяженность Белой 1420 км, протяженность речной сети на 1 км² водосборной площади – 570 м (Чурагулова и др., 2011). Река Белая пересекает на своем пути горные хребты и образует глубокие каньоны. Другой значительной водной артерией является река Нугуш (235 км) – правый приток р. Белой (<http://www.npbashkiria.ru>).

Горный массив Ирмель является важным гидроцентром Южного Урала с радиальным стоком. Массив питает собой многочисленные ручьи и речки — притоки Агидели, Урала, Юрюзани. У подножья начинают свою жизнь многие реки: Тыгын, Синяк, Большой Авняр, Тюлюк и другие. Атмосферные осадки, выпавшие в верхних зонах горного массива, сложенных каменными россыпями, просачиваются в расщелины по отдельным каналам, образуя «жилые» воды. Воды при выходе на поверхность межгорных понижений и террас средних склонов образуют обширные болота и ручья, сливающиеся ниже в узких руслах. Реки обладают снеговым и дождево-грунтовым питанием. Река Ирмель имеет ледовый режим, характеризуемый местными ледоставами и наледями. Отдельные участки не замерзают, в местах где скорость течения замедляется образуются местные ледоставы, а на других участках, где обнажаются камни – наледи. Реки освобождаются от наледей в конце апреля, ледоходов и заторов льда здесь не бывает (Цветаев, 1960).

3.4. Растительность

В распределении растительности на территории Республики Башкортостан (рисунок 28) проявляется широтная зональность и высотная поясность, которая осложнено местными условиями (Почвы Башкирии Т.1., 1973). Территория Башкортостана располагается в лесной, лесостепной и степной зонах. На севере произрастают темнохвойно-широколиственные леса подзоны Южной тайги, на юго-востоке зона сухой степи. На Южном Урале ясно выражена вертикальная зональность (Чурагулова, 2003).

Растительный покров горного массива Ирмель характеризуется проявлением закономерностей высотной поясности континентального типа умеренных широт в средневысотной горной стране. Пояса изменяются от лесостепей предгорных равнин, представлен на высотах от 300-350 метров до 650-700 метров поясом широколиственных и смешанных лесов на западных склонах и сосново-березовых лесов во внутренних долинах и на восточных склонах, а от 650-700 метров до 1100-1200 метров – поясом горной елово-пихтовой

тайги на более высоких хребтах центральной возвышенной полосы. Растительность подгольцового и гольцового поясов представлена мелколесьем, стланиковыми кустарниками, горными лугами и тундрами (Цветаев, 1960).

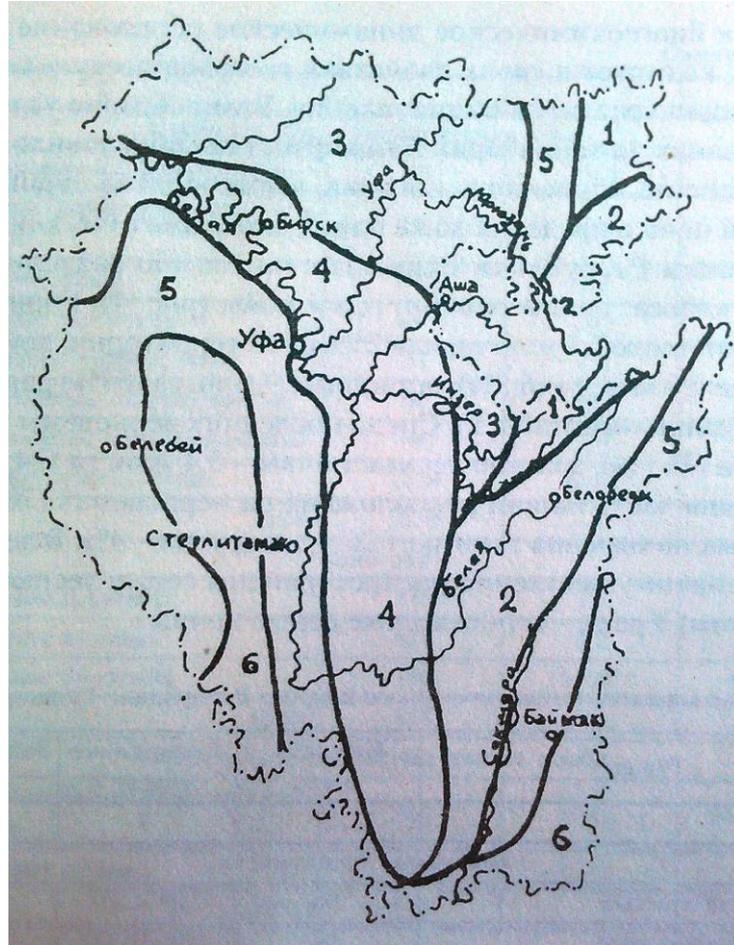


Рисунок 28. Растительные зоны Республики Башкортостан.

1 – бореально-лесная с подзоной южной тайги, 2 – бореальная лесная с подзоной сосновых и березовых лесов, 3 – широколиственно-лесная с подзоной широколиственных-хвойных лесов, 4 – широколиственно-лесная с подзоной широколиственных лесов, 5 – лесостепная, 6 – степная.

Елово-пихтовый лес – основа геоботанического комплекса горного массива Ирмель. Кроме ели и пихты, количество которой с поднятием в горы постепенно уменьшается, также присутствуют береза, осина и лиственница. В подлеске растут рябина, ольха серая, черемуха, малина, шиповник. Травяной покров состоит из ежи сборной, чемерицы, папоротника и также скерда, чина лесная, герань, плевел, кислица, костяника, таволга, манжетка, мятлик и другие. Выше 900 м преобладают густые ельники зеленомошники и кисличники на глинистых породах.

Разнородность растительных ассоциаций зависит и от горных пород. Так первичные насаждения лиственницы приурочены обычно к склонам, сложенным углистыми сланцами. Ель преобладает на песчаных породах (Цветаев, 1960).

На высоте 1100-1150 м (подгольцовый пояс) лес становится ниже и разрежается. Растительные ассоциации представлены парковыми высокотравными ельниками, горными лугами и осоко-пушицевым болотом. Парковый высокотравный лес состоит из ели, березы и лиственницы. Травянистый покров состоит из горца лесного и альпийского, полевицы, лисохвоста, черерицы, борца, дудника, сныти, смолевки, герани и другие (Цветаев, 1960).

На высоте 1300-1400 м начинается гольцовый пояс горного массива Ирмель. Все растения здесь приспособлены к переживанию суровых малоснежных зим, а генетическое большинство из них связано с кустарниковыми и лесными формациями. Главное место в растительном сообществе принадлежит мхам и лишайникам, которые покрывают большую часть поверхности нагорных террас, образуя горные тундры. Из мхов наиболее распространен кукушкин лен. Из лишайников – накипные и листоватые на камнях, кустистые и различные виды кладонии (олений мох) между камнями и на почвах (Цветаев, 1960).

Экологические типы травянистых растений гольцового пояса (Цветаев, 1960):

- Опушенные психрофиллы - растения, имеющие особые приспособления к обитанию во влажных и холодных условиях. Они имеют войлочное опушение листьев с обеих сторон или одной стороны (ива пушистая, лапчатка снежная, дриада).
- Неопушенные психрофиллы имеют для защиты от охлаждения воздухоносные полости в стеблях и листьях (сверция, лаготис, козлец голый). К ним также относятся высокогорные суккуленты: радиола ирмельская.
- Психрофильная группа узколистных злаков с плотными жесткими листьями и стеблями: осоки, овсяница приземистая, пушица.

Типы Ирмельских тундр:

- Травяно-моховая тундра (1300-1400 м). Мхи составляют основу растительного покрова и придают буровато-зеленую окраску ландшафту. Преобладает кукушкин лен, образующий мощную подушку до 10-15 см. Из трав наиболее характерны овсяница, осока, анемона, чемерица, раковая шейка, колокольчик. Из кустарников больше ивы пушистой.
- Овсяница-лишайниково-моховая тундра. Преобладает овсяница, образующая плотную дерновину, осока, анемона, лаготис, келерия алтайская. Из кустарников много ивы пушистой, которая образует куртины заросли. Лишайниково-моховой покров представлен кладонией.
- Пятнисто-осоково-ритидиевая тундра. Она по своему виду и флористическому составу схожа с предыдущим типом, в связи с суровыми климатическими условиями и развитием каменных россыпей покрытие растительностью составляет не более 0,6

поверхности. Травянисто-кустарниковый ярус на задернованных участках довольно густой. Преобладает осока и анемона, меньше овсяницы и дриады. Из кустарников – ива пушистая.

Растительность каменных россыпей и скал представлена накипными лишайниками желтовато-зеленого и темно-серого цвета и листоватыми лишайниками темно-серого цвета. Между камнями и в понижениях, где накапливается мелкозем, растут кустистые лишайники (Цветаев, 1960).

Преобладающим зональным типом растительности на территории низкогорного рельефа Южного Урала (хребет Кибиз и Олотау) являются широколиственные леса. По долинам рек распространены остепненные сосняки и реликтовые липово-еловые леса. Согласно ландшафтному районированию Башкирии, территория входит в Инзерско-Бельскую широколиственную лесную зону горно-лесной области Южного Урала. (Якупов, 2007).

Во флоре выявлено 40 редких и исчезающих видов, включенных в «Красную книгу Республики Башкортостан», 15 из них занесены в Красную книгу России. В труднодоступных районах сохранились массивы старовозрастных лесов (Красная книга ..., 2001).

Смешанные липовые и кленовые леса представляют основной тип сообществ в междуречье рек Белой и Нугуша. Они образуются при нормальном увлажнении. В травяном ярусе распространены мезофильные и теневыносливые виды растений, которые характерны для европейских широколиственных лесов. Местами встречаются остепненные сосняки. В этих экосистемах произрастают такие редкие виды как дендрантема Завадского, дремлик темно-красный, шиверекия подольская занесенных в Красную книгу РБ (Красная книга ..., 2011).

4. Результаты исследования

4.1. Морфологическая и морфометрическая характеристика почв

Катена восточного склона была выполнена на хребте Кибиз (рисунок 29), всего было заложено 5 разрезов (таблица 8): в верхней, средней и нижней части склона; в центральной части поймы ручья Кутук и на противоположной стороне берега. В полевых условиях проводили морфологическое описание: разрез №1,3 – перегнойно-темногумусовая почва, №2 – литозем перегнойно-темногумусовый, разрез №4 – аллювиальная серогумусовая глеевая почвы, разрез №5 – темно-серая почва.

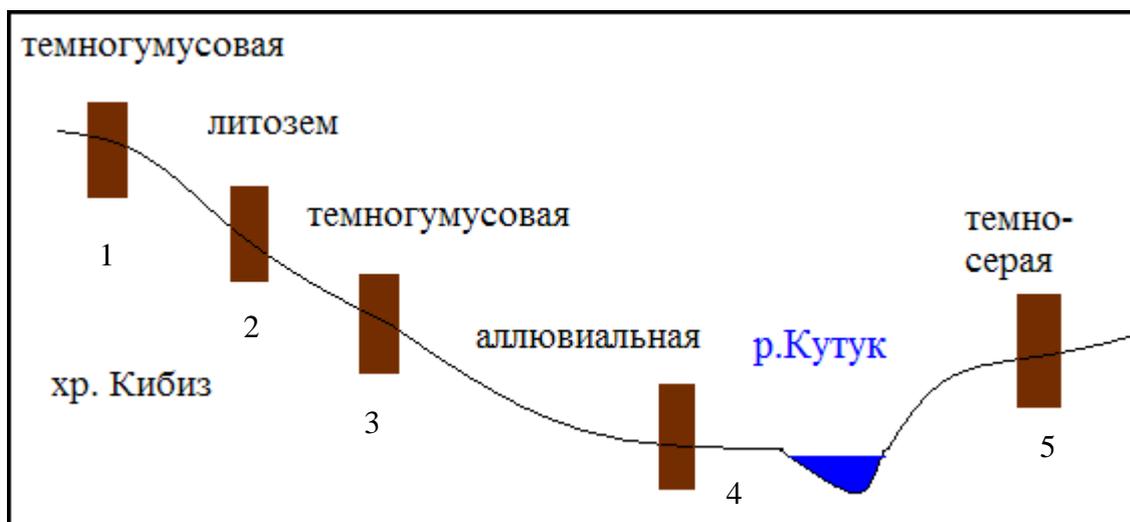


Рисунок 29. Схема катены на хребте Кибиз.

Разрез перегнойно-темногумусовой почвы описан в верхней части склона хребта Кибиз (рисунок 30) под березняком кленово-липовым, растительность изрежена. Координаты N 53°03'835'' E 56°48'082'' H (н.у.м.) 605м.

Морфологическое описание разреза:

О (0-2)- слаборазложившиеся листовые пластинки липы, березы, клена, ветки деревьев.

АН (2-22) – темно-серый, свежий, рыхлый, мелкозернисто-пылеватый, легкий суглинок, обильные корни трав, мелкие обломки известняка и хорошо окатанной гальки. Переход по плотности, граница ровная.

АС (22-34) – светло – палевый, свежий, уплотнен, пылеватый, легкий суглинок, обильные включения окатанных камней и обломков известняка. Переход постепенный, граница волнистая.

С (34-↓) – плотный, светло – палевый элювий известняка, перемешанный с окатанной галькой (рисунок 31).

Таблица 8. Морфометрическая характеристика почв хребта Кибиз и их диагностика

Разрез	Местоположение	Формула профиля (мощность в см)	Название почвы
1	53°03'835'' сш 56°48'082'' вд h= 605 м. н.у.м.	О (0-2) –АН (2-22) –АС (22-34) –С (34-↓)	перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на элювии известняка перемешанного галькой.
2	53°03'826'' сш 56°48'197'' вд h=570 м. н.у.м.	О (0-2) –АН (2-11) –АС (11-26) –R (26-↓)	литозем перегнойно- темногумусовый легкосуглинистый на элювии известняка.
3	53°03'799'' сш 56°48'398'' вд h=510 м. н.у.м.	О (0-2) –АН (2-18) –АС (18-42) –С (42-↓)	перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на склоновом делювии
4	53°03'774'' сш 56°48'440'' вд h=480 м. н.у.м.	О (0+10) –AU (0-21) – Gox(21-83)	аллювиальная темногумусовая глеевая легкосуглинистая на пойменном аллювии.
5	53°03'739'' сш 56°48'446'' вд h= 500 м. н.у.м.	О (0-3) –AU(3-32) – AU2(32-46) –BEL (46-70) –BT (70-95) – BC (95-113)	темно-серая легкосуглинистая на делювиальных глинах.



Рисунок 30. Перегнойно-темногумусовая почва



Рисунок 31. Галечник.

Наличие в профиле почвы галечника связано с тем, что почва формируется на древней эрозионной террасе. Древние эрозионные террасы описал Вахрушев Г.В. (Вахрушев, 1949). Автор указывает, что на эрозионных террасах сохранились хорошо окатанные галечники, а на самой высокой террасе встречена пестроцветная кора выветривания.

Нами был описан карболитозем темногумусовый краснопрофильный, который предположительно сформировался на коре выветривания. Образование карбонатных кор

выветривания является длительным и сложным процессом, включающего в себя разные явления: выщелачивание, подтягивание вверх, растворение, выпадение в осадок, кристаллизацию. Таким образом, развитые в этих условиях почвы очень древние и полигенетичные.

Разрез литозема темногумусового краснопрофильного описан на вершине хребта Ямантау (рисунок 32) под кленово-березовым лесом со слабым травянистым покрытием. Координаты N53°00'732'' E 56°41'875'' Н(н.у.м.) 515м.

Морфологическое описание разреза:

О (0-2) – слаборазложившиеся листовые пластинки дуба и вяза, сухой, веточки деревьев, желуди.

AU (2-8) – темно-буровато-серый, рыхлый, легкий суглинок, сухой, порошистый, обильные корни трав и деревьев. Переход постепенный.

АС (8-20) – буро-палевый, сухой, легкий суглинок, комковато-порошистый, рыхлый, обильные корни деревьев, редкие мелкие угловатые камни. Переход постепенный по плотности.

С (20-25) – плотный элювий известняка, светло-буро-палевый, легкий суглинок, плотный, щебнистый.

Почва: карболитозем темногумусовый краснопрофильный легкосуглинистый на элювии известняка.



Рисунок 32. Литозем темногумусовый краснопрофильный.

Разрез карболитозема перегнойно-темногумусового описан в средней части западного склона хребта Кибиз (рисунок 33) под кленово-березовым лесом со слабым травянистым покрытием. Координаты N53°03'826'' E 56°48'197'' Н(н.у.м.) 570м.

Морфологическое описание разреза:

О (0-2) – слаборазложившиеся листовые пластинки вяза, березы, клена. Слаборазложившиеся веточки деревьев.

АН (2-11)- темно-серый, рыхлый, свежий, порошистый, легкий суглинок, обильные корни трав. Переход по цвету и плотности, граница ровная.

АС (11-26)- серо-палевый, свежий, уплотнен, мелкоплитчатая-комковатая, легкий суглинок, включения мелких обломков камней (40 % объема), редкие корни. Переход по плотности, граница ровная.

Р (26-↓)- серо- палевый элювий известняка, плотный, сильнощебнистый, имеет горизонтальную делимость.

Почва: литозем перегнойно-темногумусовый легкосуглинистый на элювии известняка.



Рисунок 33. Литозем перегнойно-темногумусовый.

Разрез темногумусовой почвы описан в нижней части склона (рисунок 34) на опушке березового леса. Ниже расположена пойма ручья. Травянистый ярус представлен вейником. Координаты: 53°03'799'' сш 56°48'398'' вд h=510 м. н.у.м.

Морфологическое описание разреза:

О (0-2) – ветошь травянистой растительности, сухая.

АН (2-18) – темно-серый, рыхлый, свежий, порошистый, легкий суглинок, обильные включения корней трав. Переход заметный по плотности, граница ровная.

АС (18-42) – серо- палевый, свежий, уплотнен, среднекомковатый, легкий суглинок, редкие корни трав, включения камней. Переход по плотности.

С (42-↓)- плотный, светло-серый делювий, включения камней с горизонтальной делимостью.

Почва: перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на склоновом делювии.



Рисунок 34. Темногумусовая почва.

Разрез аллювиальной темногумусовой глеевой почвы был описан в центральной части поймы ручья Кутук (рисунок 35, 36), под осоково-таволговым лугом. Координаты N 53°03'774'' E 56°48'440'' Н 480м.



Рисунок 35. Аллювиальная глеевая почва Рисунок 36. Монолит аллювиальной глеевой почвы

Морфологическое описание разреза:

O (0+10) – слаборазложившаяся ветошь осоки.

AU (0-21) – буровато-серый, легкий суглинок, рыхлый, свежий, порошисто-мелкозернистый, густо пронизан корнями. Переход постепенный по плотности и цвету, граница ровная.

Gox(21-83) – неоднородный, буро-сизо-охристый, плотный, местами уплотнен, свежий в верхней части, ниже сырой, местами влажноватый, средний суглинок, многочисленные железистые прожилки по ходам корней растительности.

Почва: аллювиальная темногумусовая глеевая легкосуглинистая на пойменном аллювии.

Разрез темно-серой почвы (рисунок 37) был описан на останце в межгорной долине, опушке березового леса, зарастающая осиной. Координаты 53°03'739'' сш 56°48'446'' вд h= 500 м. н.у.м.

Морфологическое описание разреза:

O (0-3) – слаборазложившиеся листовые пластинки березы, осины. Сухие веточки деревьев.

AU (3-32) – темно-серый, мелкокомковатый, сухой, рыхлый, легкий суглинок, корни древесной и травяной растительности. Переход по цвету и плотности.

AU2 (32-46) – буровато-серый, свежий, легкий суглинок, уплотнен, мелкокомковатый, корни древесной растительности. Переход по цвету, граница ровная.

BEL (46-70) – неоднородной окраски, на буром фоне светло-палевые и темно-серые тона, свежий, ореховато-призматический, средний суглинок, уплотнен. Переход по цвету, граница слабоволнистая.

T (70-95) – бурый, свежий, средний суглинок, глыбисто-крупнопризматический, одно и двухслойные кутаны, плотный. Переход заметный по плотности, граница ровная.

BC (95-113) – палево – бурый, свежий, средний суглинок, глыбисто-призматический, уплотнен.

Почва: темно-серая легкосуглинистая на делювиальных глинах.

На склонах хребта Кибиз встречаются литоземы перегнойно-темногумусовые на элювиях коренных пород. На аккумулятивных надпойменных террасах распространены темно-серые почвы на делювиальных глинистых отложениях. В долинах межгорных рек преобладают аллювиальные и глеевые почвы.



Рисунок 37. Темно-серая почва.

Следующая catena была заложена на хребте Олотау (рисунок 38). Были описаны: литозем перегнойно-темногумусовый, перегнойно-темногумусовая глинисто-иллювирированные почва, темно-серая почва на северной экспозиции и на склоне южной экспозиции чернозема глинисто-иллювирированный (таблица 9).

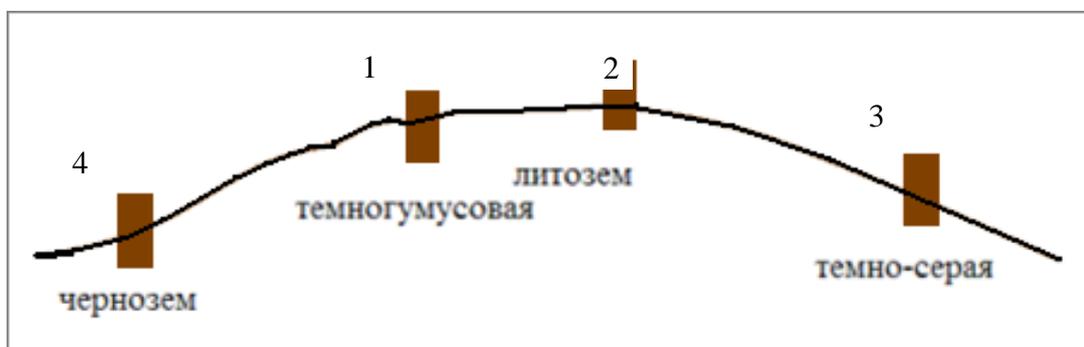


Рисунок 38. Схема разрезов на хребте Олотау.

Разрез карболитозема перегнойно-темногумусового (рисунок 39) описан на вершине хребта на опушечной поляне. Растительность представлена луговым разнотравьем. Координаты N 52°56'056'' E 56°36'152'' H 512м.

Морфологическое описание разреза:

АН (0-20) – черный, свежий, рыхлый, в нижней части уплотнен, зернисто-крупитчатый, средний суглинок, много корней, граница ровная, переход заметный.

Р (20-↓)- плотный элювий известняка, плитки горизонтально распределенные, корни трав.



Рисунок 39. Карболитозем перегнойно-темногумусовый.

Таблица 9. Морфометрическая характеристика почв хребта Олотау и их диагностика

№	Местоположение	Формула профиля (мощность в см)	Название почвы
1	N 52°56'056'' E 56°36'152'' H 512м	АН (0-20) – R 20↓	карболитозем перегнойно-темногумусовый легкосуглинистый на плотном элювии известняка
2	N 52°55'978'' E 056°35'994'' H 492м	O(0+2) – АН(0-18) – АU (18-32) – АСi(32-50) – С(50-60)	перегнойно-темногумусовая глинисто-иллювирированная среднесуглинистая на элювии известняка
3	N 52°56'619'' E 056°37'673'' H 410м	O(0+2) – АU(0-12) – АUe(12-23) – АUe2(23-31) – ВЕL(31-46) – ВТ(46-72) – ВС(72-80)	темно-серая среднесуглинистая на склоновом тяжелосуглинистом делювии
4	N 52°55'863'' E 056°34'071'' H 405м	AU(0-37) – Vi(37-52) – С(52-60)	чернозем глинисто-иллювирированный среднесуглинистый на делювии известняка

Разрез темногумусовой почвы описан на хребте Олотау (рисунок 40) под дубово-кленовым мертвопокровным лесом. Координаты: N52°55'978'' E 056°35'994'' H 492м.

Морфологическое описание разреза:

O(0+2)- листья дуба, клена, желуди, веточки, хвоинки сосны.

AU1(0-18)- темно-серый, зернистый, уплотнен, свежий, средний суглинок, корни трав, граница слабоволнистая, переход заметный по окраске.

AU2 (18-32)- темно-серый до черного, свежий, комковато-зернистый, средний суглинок, граница слабоволнистая, переход по окраске.

АСi(32-50)- светло-серый с бурыми пятнами, свежий, средний суглинок, включения известняка, редкие однослойные кутаны, переход заметный по окраске.

С(50-60)- серо-палевый, плотный, свежий, много включений известняка, редкие корни.

Почва: темногумусовая маломощная глинисто-иллювирированная маломощная среднесуглинистая на элювии известняка.



Рисунок 40. Темногумусовая почва.

Разрез темно-серой почвы был описан в средней части северо-восточного склона хребта Олотау (рисунок 41), под липово-кленовым лесом (рисунок 42). Координаты: N 52°56'619'' E 056°37'673'' H 410м.

Морфологическое описание разреза:

O(0+2)- листья липы, клена, вяза.

AU(0-12)- свежий, темно-серый, мелкокомковатый, рыхлый, средний суглинок, корни трав, граница слабоволнистая, переход заметный по окраске.

AUe(12-23)- свежий, серый с темно-серыми пятнами, мелкокомковатый, рыхлый, корни трав, средний суглинок, граница волнистая, переход заметный по окраске и плотности.

AUe2(23-31)- светло-серый с серыми пятнами, комковатый, слабовыраженные скелетаны, средний суглинок, уплотнен, редкие корни, граница волнистая, переход заметный по окраске.

BEL(31-46)- неоднородной окраски от светло-серой до серой, ореховатый, свежий, много скелетан, редкие корни, средний суглинок, граница волнистая, переход резкий по цвету.

BT(46-72)- бурый, свежий, крупнокомковато-ореховатый, много скелетан, глинистые кутаны, плотный, тяжелый суглинок, граница волнистая, переход по смене структуры.

BC(72-80)- бурый, плотный, склоновый делювий, редкие кутаны, тяжелый суглинок.

Почва: темно-серая среднесуглинистая на склоновом тяжелосуглинистом делювии.



Рисунок 41. Темно-серая почва

Рисунок 42. Лес липово-кленовый
разнотравный

Разрез чернозема глинисто-иллювирированного был описан на южном склоне хребта Олотау (рисунок 43), под луговой степью (рисунок 44). Координаты: N 52⁰55'863'' E056⁰34'071'' Н 405м.

Морфологическое описание разреза:

AU(0-37)- темно-серый, свежий, зернистый, уплотнен, рыхлый, обильные корни, граница волнистая, переход заметный по цвету.

VI(37-52)- неоднородной окраски буро-палевый, комковатый, свежий, средний суглинок, плотный, граница волнистая, переход заметный по цвету.

C(52-60)- элювий известняка, желто-серый, включения горизонтальных плиток.

Почва: чернозем маломощный глинисто-иллювирированный среднесуглинистый на делювии известняка.



Рисунок 43. чернозем



Рисунок 44. Луговая степь

Итак, на хребте Олотау на плотных породах известняка распространены слабообразованные почвы (литоземы и темногумусовые почвы). На склонах северной экспозиции, под древесной растительностью распространены темно-серые почвы. Напротив, на склонах южной экспозиции под степной растительностью развиваются горные типы черноземов миграционно-мицелярных.

В результате морфологических исследований были диагностированы почвы, которые относятся к следующим отделам: литоземы, слабообразованные, темногумусовые, темно-серые, аккумулятивно-гумусовые и аллювиальные почвы. Эти почвы следует считать основными компонентами почвенного покрова меридионально-ориентированных хребтов восточной области гор низкогорного рельефа Южного Урала. Таким образом, разнообразие почв этой территории в целом относится к типичному лесостепному, с некоторыми фациальными особенностями, характерными для восточно-европейских территорий, которое осложнено специфическими геогенными условиями западного склона Южно-Уральского низкогорья.

Всего на горном массиве Ирмель описано 5 почвенных разрезов (рисунок 45), от подножия до вершины. Названия почв приведены в соответствии с Классификацией и диагностикой почв РФ 2004 г и Полевым определителем почв России 2008 г. В распространении почв горного массива Ирмель прослеживается вертикальная зональность. В поясе широколиственных и смешанных лесов преобладают тип темно-серых почв. В горном поясе елово-пихтовых лесов распространены подзолистые почвы. Подгольцовый пояс (1150-1300 м) представлен литоземами перегнойно-темногумусовыми. В гольцовом поясе в понижениях развиты темногумусовые почвы (таблица 10).

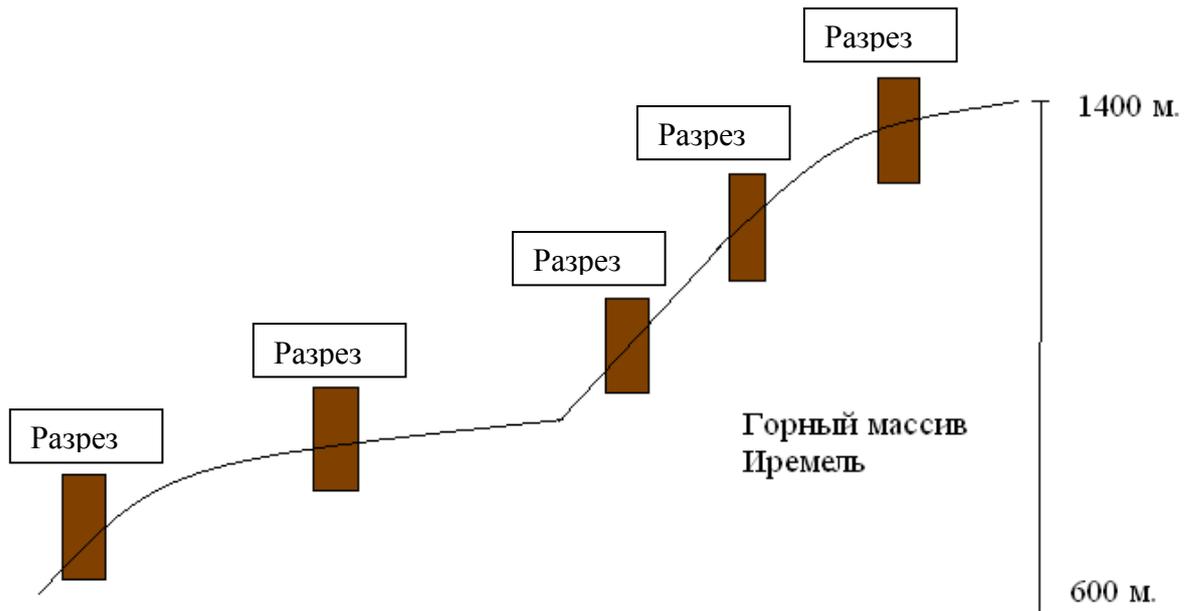


Рисунок 45. Профиль заложения разрезов на горном массиве Ирмель.

Таблица 10. Морфометрическая характеристика почв горного массива Ирмель

Разрез	Местоположение	Профиль (мощность в см)	Название почвы
5	54°33,142' сш 58°53,229' вд h= 1377 м. н.у.м.	О (0-3) –AU (3-18) –AC (18-32) –С (32-65)	Перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на элювии коренных пород.
4	54°33,121' сш 58°52,524' вд h=1330 м. н.у.м.	АН (0-12) – АС (12-32)	Перегнойно-темногумусовый литозем легкосуглинистый на элювии коренных пород.
3	54°33,116' сш 58°52,787' вд h=1349 м. н.у.м.	Т (0-16)	Торфяно-литозем
2	54°33,018' сш 58°52,235' вд h=1286 м. н.у.м.	О (0-5) –AU (5-22) – АС (22-29)	Перегнойно-темногумусовый литозем легкосуглинистый на элювии коренных пород.
1	54°35,678' сш 58°47,630' вд h= 607 м. н.у.м.	О (0-5) –EL (5-10) –BEL (10-41) –BT (41-80) – BC (80-90)	Торфянисто-подзолистая легкосуглинистая почва на суглинистом делювии.

Разрез №1 торфянисто-подзолистой почвы (рисунок 46) был описан под елово-пихтовым лесом.

Морфологическое описание разреза:

О – (0-5) - мох, хвойные иголки, мелкокомковатые агрегаты ассоциированы с многочисленными корнями растений и слаборазложившимися растительными остатками.

EL – (5-10) – светло-серый, мелкокомковатый, легкий суглинок, слабоуплотнен, влажноватый, включения маленьких угольков и породы. Переход заметный по цвету, граница слабоволнистая.

BEI – (10-41) - светло-бурый, влажноватый, среднекомковатый, среднеуплотнен, тяжелосуглинистый, при высыхании белесый. Переход заметный по цвету и плотности.

BT – (41-80) - серый с буроватым оттенком, влажноватый, ореховатый до призмовидного, плотный, тяжелосуглинистый, глинистые кутаны, переход постепенный.

BC - (80-90) – бурая глина с обломками породы.

Почва: торфянисто-подзолистая легкосуглинистая почва на суглинистом делювии.



Рисунок 46. Торфянисто-подзолистая почва.

Далее приведено описание почвенных разрезов №2 и №4:

Разрез №2 перегнойно-темногумусового литозема (рисунок 47) описан на разнотравном лугу, присутствуют отдельно стоящие ели высотой 7-10м, и березы до 5м.

Морфологическое описание разреза:

O – (0-5) – дерново-моховая подстилка.

AU - (5-22) - серовато-бурый, влажноватый, мелкокомковатый, легкий суглинок, слабоуплотнен, пронизан корнями, переход заметный по цвету, граница слабоволнистая.

AC – (22-29) – светло-бурый, порошистый, легкий суглинок, влажноватый, включения мелких и средних обломков породы, корни растительности.

Почва: перегнойно-темногумусовый литозем легкосуглинистый на элювии коренных пород.



Рисунок 47. Перегнойно-темногумусовый литозем.

Разрез №4 перегнойно-темногумусового литозема описан на разнотравном лугу, множество кустов можжевельника, вокруг стоят отбельные ели высотой 3-7м, и березы до 4м.

Морфологическое описание разреза:

О – (0-5) - моховый очес.

АН – (5-12) - буровато-серый, мелкокомковатый, легкий суглинок, агрегаты густо оплетены корнями.

АС - (12-32) - бурый, влажный, порошистый, сильно пронизан конями, супесчаный.

Почва: перегнойно-темногумусовый литозем легкосуглинистый на элювии коренных пород.

Разрез №3 торфяно-литозема (рисунок 48) описан в межгорном понижении. Растительность представлена осокой и мхом.

Морфологическое описание разреза:

Т – (0-26) - Сфагновый Торф средне разложившийся, в верхней части мокрый пересыпан мелкоземом, обломки породы, переход резкий.



Рисунок 48. Торфяно-литозем.

Разрез №5 перегнойно-темногумусовой почвы (рисунок 49) описан на пологом платообразном склоне горного массива Иремель, в тундровой зоне. Встречаются одиночные низкорослые ели и березы, также голубика, брусника и можжевельник.

Морфологическое описание разреза:

О – (0-3) – дернина, состоящая из слаборазложившихся растительных остатков мха, злаков.

AU - (3-18) – темно-серый, влажный, рыхлый, мелкокомковатый, легкий суглинок, корни трав, редкие мелкие обломки породы. Переход заметный по цвету, граница слабоволнистая.

АС – (18-32) – серо-буроватый, плотнее вышележащего, влажный, охристые пятна и полосы по ходу корней, крупнокомковатый, средний суглинок, корни растительности, мелкие обломки породы. Переход постепенный.

С (32-65) - бурый, сырой, мелкокомковатый, средний суглинок, многочисленные обломки породы. Переход резкий, граница слабоволнистая.

Почва: перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на элювии коренных пород.



Рисунок 49. Перегнойно-темногумусовая почва.

Географическое распределение почв связано с физико-географическими условиями почвообразования. На горном массиве Иремель происходит вертикальная смена природных зон в последовательности лесостепная-таежная-горно-луговая-тундровая. Почвы горно-луговой и тундровой зоны являются уникальными для территории Республики Башкортостан и Южного Урала. Выявлено, что западный склон Южного Урала в плане почвенного покрова представляет контрастную смену почвенных разностей, отличающуюся от равномерных смен в пределах предгорных экотонном Предуральяского ландшафта и Сыртовых возвышенностей юга Башкирии. Это выражается в быстрой и контрастной смене почв типов, отличающихся друг от друга в высотном градиенте, что подтверждается выводами классификационной таксономической идентификации почв по субстантивно-морфологическим признакам.

4.2. Химико-аналитическая характеристика почв

Хребты Кибиз и Олотау

По результатам катенарных исследований было установлено, что в верхних частях склонах и на вершинах хребтов на карбонатных породах в автоморфных условиях распространены: литоземы темногумусовые и перегнойно-темногумусовые, петроземы темногумусовые. Основное различие между этими почвами заключается в мощности рыхлой части профиля. Она зависит от мощности элювия или делювия, на котором образуются почвы. На долинных террасах распространены темно-серые почвы. Эти почвы формируются на мощных делювиальных глинистых плотных суглинках. В долинах межгорных ручьев, где развиты пойменные заливные луга, преобладают аллювиальные темногумусовые глееватые почвы. На пологих склонах южной экспозиции, где произрастает степная растительность, развиваются маломощные глинисто-иллювирированные черноземы.

Первая катена, приуроченная к хребту Кибиз, включает следующие почвы: перегнойно-темногумусовую, литозем перегнойно-темногумусовый, темногумусовую, аллювиальную темногумусовую глеевую и темно-серую. Ниже приведены химические характеристики почв (таблица 11;12;13).

Таблица 11. Химическая характеристика почв хребта Кибиз

горизонт	ГВ %	ППП %	Плотность г/см ³	Сорг %	N %	C/N	Гумус	pH вод.	pH сол.
Разрез 1. перегнойно-темногумусовая почва									
АН	4,7	24,5	2,50	7,1	0,3	23,6	12,2	6,2	5,8
АС	2,0	Не опр.	2,80	1,5	0,2	7,2	2,6	5,6	4,9
С	1,4	Не опр.	2,70	0,8	0,1	8,0	1,4	5,3	4,4
Разрез 2. литозем перегнойно-темногумусовый									
АН	4,3	Не опр.	2,6	7,6	0,8	9,5	13,0	5,8	5,2
АС	2,3	Не опр.	2,8	1,7	-	-	2,9	5,7	4,5
Разрез 3. Перегнойно-темногумусовая почва									
АН1	3,7	Не опр.	2,6	6,2	0,5	12,4	10,7	5,3	4,4
АН2	3,1	Не опр.	2,6	5,3	0,5	10,6	9,1	5,1	4,1
АС	2,5	Не опр.	2,7	2,9	-	-	4,9	5,0	3,8

Результатам исследований показывают, что на плотном элювии известняка распространены перегнойно-темногумусовые почвы, с очень высоким содержанием гумуса в гумусовом горизонте, количество которого резко уменьшается по профилю. Высокое содержание обусловлено многочисленными корнями растений, которые пронизывают гумусовый горизонт. Данные по величинам по потери при прокаливании дают нам возможность

диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый. Величина рН солевой суспензии гумусового горизонта близкая к нейтральной, с глубиной значения уменьшаются до сильнокислой.

Таблица 12. Химическая характеристика аллювиальной почвы на пойменном аллювии

Горизонт	ГВ %	Плотность г/см ³	Сорг %	N %	C/N	Гумус	рН вод.	рН сол.
AU1	4,5	2,50	4,8	0,4	12,0	8,3	5,0	4,0
AU2	3,6	2,80	2,5	0,4	6,2	4,3	4,9	3,6
Gox	2,2	2,80	0,9	-	-	1,7	5,0	3,6
G	1,9	2,70	0,4	-	-	0,7	5,4	3,9

В долинах межгорных ручьев, где развиты пойменные заливные луга распространены аллювиальные темногумусовые глеевые почвы. Содержание гумуса высокое, также как и содержание азота. Величина рН солевой суспензии гумусового горизонта относится к категории сильнокислой. Почвы формируются при переменном увлажнении, за счет чего образуется глеевый горизонт. Эти почвы вполне типичны для пойм многочисленных рек и ручьев Южного Урала.

Таблица 13. Химическая характеристика темно-серой почвы

Горизонт	ГВ%	Плотность г/см ³	Сорг%	Сгк/Сфк	ЕКО	S	Нг	рН вод.	рН сол.
					(мг-экв)/ 100г				
AU1	3,4	2,60	3,1	2,5	39,5	35,6	3,7	4,9	4,1
AU2	3,3	2,60	2,0	1,4	21,7	17,6	3,8	4,7	3,9
AUe	3,4	2,90	2,0	1,2	20,1	15,8	3,7	4,8	3,8
BEI	3,2	2,80	0,3	1,4	32,3	28,2	3,1	4,8	3,6
BT	4,0	2,80	0,6	-	22,8	18,8	3,4	4,8	3,6
BC	3,9	2,80	0,58	-	33,6	30,8	2,6	4,9	4,0

На высокой пойме развиты почвы зонального почвообразования типа темно-серых почв, которые распространены на делювиальных отложениях. Степень кислотности почвы относится к категории сильнокислой. Распределение органического углерода по профилю, свидетельствует о его миграции и аккумуляции в горизонте BT. Органическое вещество темногумусового горизонта очень высоко обогащен азотом, также высокая емкость поглощения почвы и сумма поглощенных оснований. Ниже представлена таблица гранулометрического состава темно-серой почвы (таблица 14).

Таблица 14. Гранулометрический состав темно-серой почвы (%)

Горизонт	Фракции механических элементов, мм						
	1,0-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01
AU1	-	36	20	13	12	19	44
AU2	-	49	6	4	13	28	45
AUe	-	34	17	15	7	27	49
BEL	-	55	4	4	5	32	41
BT	-	43	4	5	7	41	53
BC	-	39	6	5	7	43	55

По классификации Н.А. Качинского (Качинский, 1965) почва относится к суглинкам тяжелым, песчано-иловатым. Ниже представлен график кумулятивной кривой (рисунок 50) и содержания илистой фракции (рисунок 51).

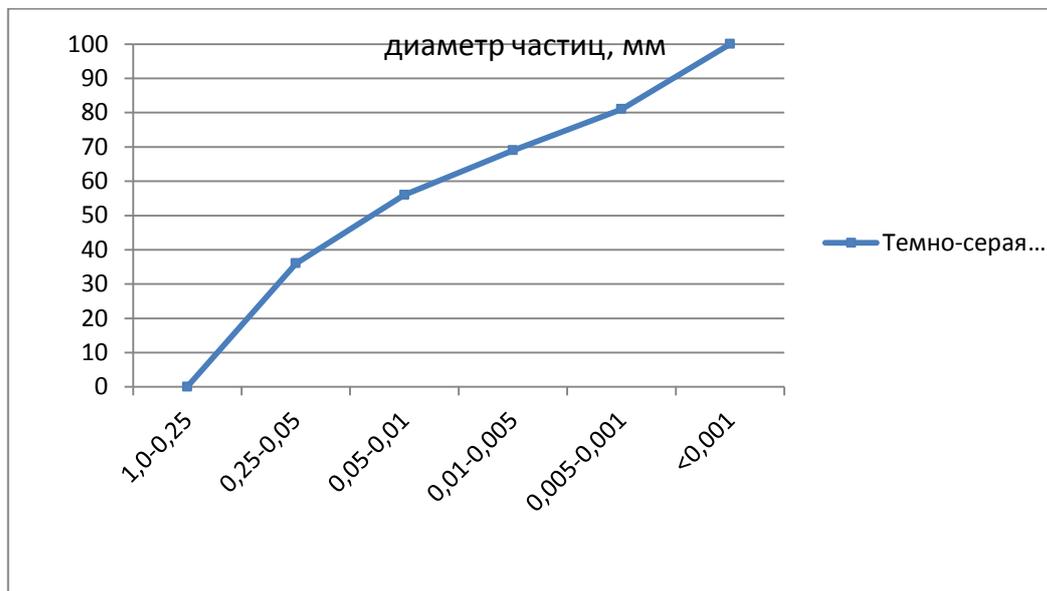


Рисунок 50. Кумулятивная кривая (Качинский, 1965). Темно-серая тяжелосуглинистая песчано-иловатая почва. Кривая постепенно увеличивается, что указывает на равномерность представления всех фракций, кроме крупного и среднего песка.

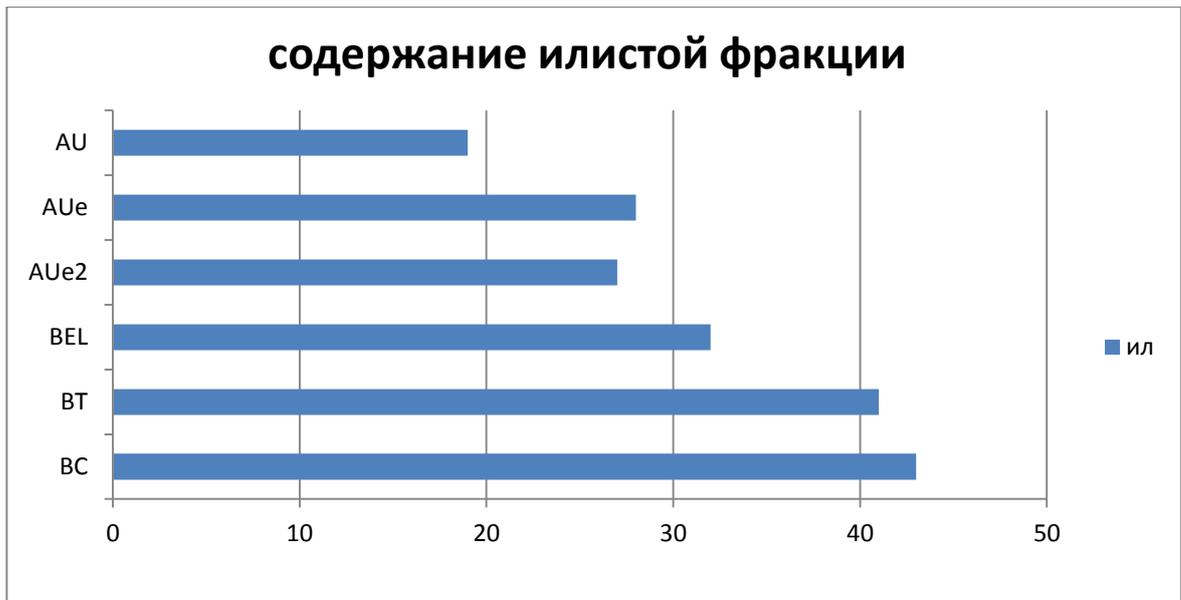


Рисунок 51. Содержание илистой фракции по профилю темно-серой почвы.

Коэффициент дифференциации темно-серой почвы между гумусовым и текстурном горизонтами больше 1,4.

Вторая катена была заложена на хребте Олотау. Были описаны следующие почвы: литозем темногумусовый, темногумусовая (таблица 15), темно-серая (таблица 16), чернозем глинисто-иллювирированный.

Таблица 15. Химическая характеристика темногумусовой почвы

Горизонт	ГВ %	Сорг %	Гумус	pH вод.	pH сол.
AU1	6,3	4,5	7,8	6,8	6,0
AU2	5,6	4,2	7,2	6,7	5,8
AU3	5,8	3,4	5,9	6,5	5,6

На выровненных участках без дополнительного приноса материала на плотных породах известняка формируются темногумусовые почвы. С высоким содержанием гумуса по всему профилю. Степень кислотности почвы относится к категории нейтральной.

Таблица 16. Химическая характеристика темно-серой почвы

Горизонт	ГВ %	Плотность г/см ³	Сорг %	Гумус	pH вод.	pH сол.
AU	5,2	2,40	4,6	7,9	5,8	5,2
AUe	4,5	2,70	2,7	4,6	5,4	4,6
AUe2	4,1	2,50	1,8	3,1	5,3	4,5
BEL	5,2	2,50	0,4	0,7	5,4	4,1
BT	6,1	2,40	0,3	0,5	5,1	3,7
BC	8,9	2,50	0,2	0,3	4,9	3,6

На склонах северной экспозиции за счет меньшей инсоляции солнца, большей влажности почвы и древесной растительности распространены темно-серые почвы. С высоким содержанием гумуса в гумусовом горизонте, и его равномерном распределении по профилю, это свидетельствует о процессах миграции органического вещества. Значение pH солевой суспензии гумусового горизонта относится к категории слабокислой, далее по профилю уменьшается до сильнокислой.

На хребте Ямантау описан карболитозем темногумусовый краснопрофильный (таблица 17) на плотном элювии известняка. Количество гумуса высокое, значение pH солевой суспензии в горизонте AU сильнокислая. По сравнению с описанными выше литоземами существуют различия: поверхностный горизонт темногумусовый, а не перегнойно-темногумусовый как было описано выше; значение pH солевой суспензии относится к категории сильнокислой. А литоземы, описанные на других хребтах имеет реакцию близкую к нейтральной. Эти факты свидетельствуют о том, что данная почва есть результат очень длительного процесса почвообразования. Данные краснопрофильные карболитоземы на плотном элювии известняка являются реликтами и отражают свойства (почва-память) почвообразующих факторов, которые воздействовали в период саморазвития почвы (данная почва не входит в объект исследования, но мы решили включить ее в работу так как в ней сохранились реликтовые признаки и мы предполагаем, что эти признаки помогут определить генезис почвенного покрова смежных массивов).

Таблица 17. Химическая характеристика карболитозема темногумусового краснопрофильного

Горизонт	ГВ %	Плотность г/см ³	Сорг %	Гумус	pH вод.	pH сол.
AU	2,8	2,5	4,4	7,6	5,0	4,4
AC	2,3	2,5	1,0	1,7	4,8	4,1

Таким образом, почти все изученные почвы характеризуются высоким содержанием гумуса. Степень кислотности перегнойно-темногумусового горизонта относится к категории

близкой к нейтральной, с содержанием органического углерода 7-17%. Темно-серые почвы характеризуются высокой поглотительной способностью и высоким количеством поглощенных оснований. В результате исследований гранулометрического состава темно-серой почвы, ей было дано название в соответствии с классификацией Н.А. Качинского (Качинский, 1965): тяжелый суглинок, песчано-иловатый; коэффициент дифференциации по илу больше 1,4.

Минералогический состав почвообразующей породы перегнойно-темногумусовой почвы хребта Кибиз

Перегнойно-темногумусовая почва зафиксировала и сохранила историю развития ландшафта. Для выяснения происхождения и развития данной почвы, сохранившую в себе результаты действия «былых» почвообразующих факторов, мы исследовали минералогический состав почвообразующей породы.

Предположительно, почвообразующая порода представлена скелетным галечным элювием, который образуется при выветривании пермских, триасовых и третичных конгломератов (Почвы Башкирии Т.1., 1973).

Для определения минералогического состава почвообразующей породы использовали рентгенофазовый анализ илистой фракции и локальные микронзондовые исследования.

Целью рентгенофазового анализа (таблица №18) является идентификация вещества в смеси по набору его межплоскостных расстояний (d) и относительным интенсивностям (I) соответствующих линий на рентгенограмме (рисунок 52). Для этого необходимо определение углов отражения 2θ .

Для определения химического состава минеральных фаз использовался безэталонный микронзондовый анализ. В результате такого анализа мы получаем приблизительное количественное соотношение основных химических элементов в отдельных минеральных фазах.

Почвообразующая порода представлена карбонатной породой, на которой сформировался цементированный конгломерат минералов, в состав которого входит хорошо окатанный галечник.

Таблица 18. Результаты рентгенофазового анализа (параметры диагностики минералов)

d	I _{отн.}	Минеральная фаза (группа минералов)
14.079	2,5	Хлорит
9.924	3,5	Слюда
7.040	3	Хлорит
6.360	0,5	Не идентифицирован
4.247	23	Кварц, Полевой шпат
4.019	1	Полевой шпат
3.772	0,8	Не идентифицирован
3.683	1,6	Полевой шпат
3.661	1,5	Не идентифицирован
3.536	1,7	Полевой шпат, хлорит
3.339	100	Кварц, Слюда
3.210	1,5	Полевой шпат
3.189	7,5	Слюда
2.700	1,7	Слюда, хлорит
2.454	6,3	Кварц
2.279	5,26	Кварц, слюда
2.234	2,75	Не идентифицирован
2.125	5,78	Кварц, Полевой шпат, Слюда
1.978	2,79	Не идентифицирован
1.82	10	Кварц
1.67	3	Не идентифицирован

d – межплоскостные расстояния, I_{отн.} – относительная интенсивность.

По результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удается идентифицировать только кварц и минерала группы слюды. Предполагается присутствие полевого шпата и минералов группы хлорита. Высокое содержание кварца вносило погрешность в идентификации минералов.

По результатам рентгенофазового анализа составлена рентгенограмма (рисунок 52).

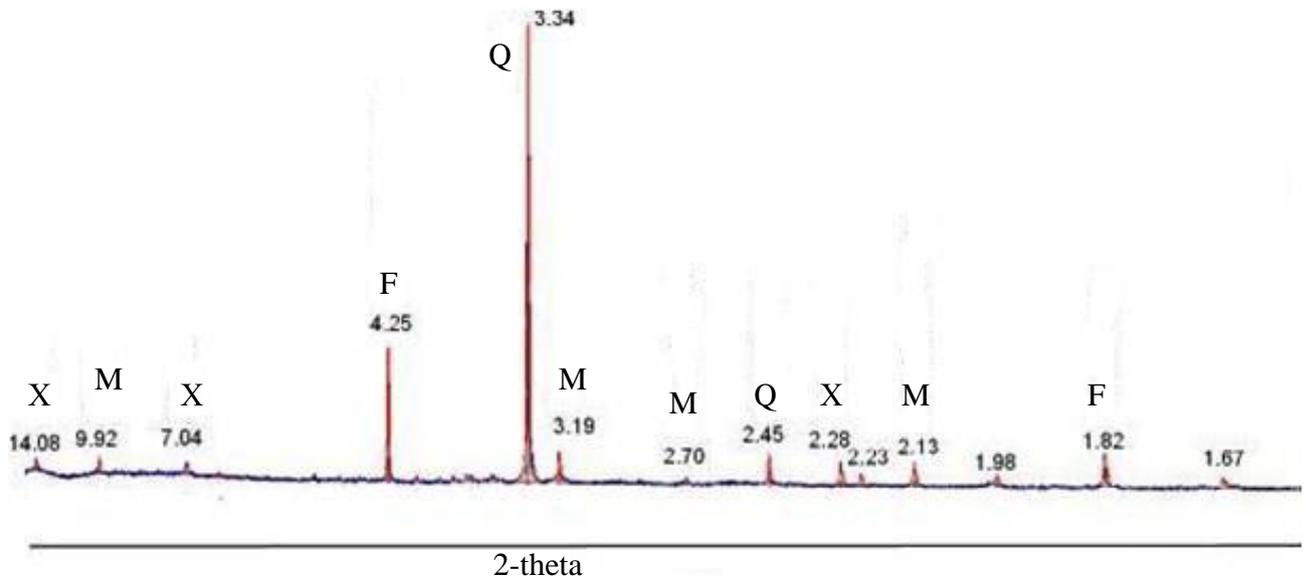


Рисунок 52. Рентгенограмма цемента галечника.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – минерал группы слюды, Q – кварц, F – минерал группы полевых шпатов.

Из данных приведенных рентгенограммы следует, что в исследованном образце содержится большое количество кварца. Это свидетельствует о том, что данная порода является древней и сильновыветренной. Происхождение слоистых силикатов связано с накоплением тонкодисперсных частиц в результате действия древних водных потоков.

По результатам микронзондового исследования были идентифицированы следующие группы минералов (таблица 19).

Таблица 19. Химический состав минеральных фаз

Минеральная фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	CaO	Сумма
Fe -хлорит	27,59	-	21,42	34,77	15,41	0,81	-	100,00
Слюда	43,22	-	29,75	12,39	5,66	8,99	-	100,01
Fe-Al слюда	47,67	1,88	21,58	19,38	2,61	4,75	2,12	100,00
КПШ	55,65	-	28,68	-	-	15,68	-	100,01

Таким образом, исследуемый образец состоит преимущественно из кварца, полевого шпата и слоистых алюмосиликатов. Предположительно присутствует каолинит, в качестве акцессорных минералов обнаружены рутил и пирит (рисунок 53).

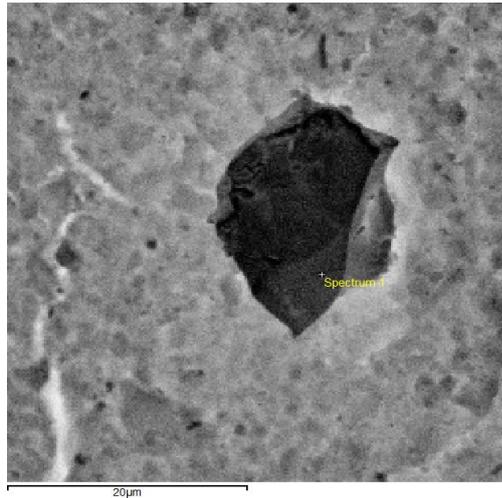


Рисунок 53. Изображение кристалла пирита.

Итак, проведя минералогический анализ почвообразующей породы темногумусовой почвы, выявлено значительное содержание кварца, полевых шпатов и слоистых алюмосиликатов. Происхождение данных минералов связано с действием древних речных потоков, что доказывает наличие хорошо окатанного галечника.

Химико-аналитическая характеристика почв горного массива Ирмель

По результатам катенарных исследований было установлено, что в верхних частях склонах и на вершинах хребтов, в автоморфных условиях, распространены: литоземы перегнойно-темногумусовые и темногумусовые почвы. Основное различие между этими почвами заключается в мощности рыхлой части профиля. Она зависит от мощности элювия или делювия, на котором образуются почвы. Подзолистые почвы формируются на мощных делювиальных глинистых отложениях. Химический состав почв отражает процесс дифференциации почвенного профиля, что в свою очередь связано с развитием почвы и влиянием на нее факторов почвообразования с учетом специфики горного климата, рельефа и почвообразующих пород. В результатах химического анализа железо представлено трехвалентным.

Почвообразующая порода горного массива Ирмель представлена сланцами мусковит-хлорит-кварцевого состава (таблица 20). Масса породы представлена пластинчатыми агрегатами с ясно выраженной спайностью по пинакоиду.

Таблица 20. Химический состав породы массива Ирмель, %

	ппп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
Порода	2,35	76,07	0,55	12,89	4,50	0,13	0,67	0,11	0,53	2,05	0,02	0,01

Порода характеризуется относительно высоким содержанием кремния, алюминия, железа и калия. Что связано с главными минералами породы: кварц, минерал группы хлорита, мусковит. Ниже представлены таблицы химического состава почв массива Ирмель (таблица 21; 22 ;23; 24; 25).

Таблица 21. Химический состав торфянисто-подзолистой почвы, %

Горизонт	Ппп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
EL	16,35	61,44	0,85	11,96	4,17	0,04	1,68	0,62	0,79	1,84	0,13	0,06
BEL	5,47	69,74	0,82	14,45	3,37	0,04	2,29	0,43	1,39	1,88	0,06	0,02
BT	5,83	64,23	0,85	16,39	5,25	0,07	3,15	0,58	1,38	2,13	0,04	0,01
BC	6,59	60,13	0,85	18,09	6,37	0,08	3,75	0,71	0,97	2,22	0,08	0,02

Результаты исследований показывают, что на делювиальных глинистых отложениях распространены торфянисто-подзолистые почвы. Эти почвы формируются за счет промывного водного режима и высокого количества осадков: 700-1100 мм в год. Количество органического вещества (C_{орг}, %) в горизонте EL высокое, о чем свидетельствуют данные по величинам по потери при прокаливании. Количество органического вещества (C_{орг}, %) в горизонтах BEL, BT и BC: 0,97; 1,35 и 0,83% соответственно. Величина pH солевой суспензии гумусово-элювиального (EL) горизонта сильноокислая (pH=3,6), вниз по профилю значения не значительно увеличиваются. Содержание SiO₂ увеличивается вверх по профилю, но в горизонте EL уменьшается, что связано с высоким содержанием органического вещества. Распределение содержания Al₂O₃ по профилю имеет аккумулятивный характер, а содержание Fe₂O₃ имеет минимум в горизонте BEL.

Таблица 22. Химический состав перегнойно-темногумусового литозема, %

Горизонт	п.п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
АН	24,72	51,20	0,87	12,00	6,78	0,05	1,45	0,21	0,35	1,84	0,32	0,10
АС	16,85	55,12	0,92	14,96	6,96	0,08	2,01	0,21	0,33	2,07	0,35	0,07

На выровненных участках без дополнительного приноса материала на плотной почвообразующей породе формируются перегнойно-темногумусовые литоземы. С высоким содержанием органического углерода по всему профилю. Данные по величинам по потери при прокаливании (п.п.п.) дают нам возможность диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый (АН). Количество органического углерода в горизонте АС – 4,1%. Величина pH солевой суспензии горизонта АН и АС сильноокислая (pH=3,2; 3,6 соответственно). Содержание SiO₂ связано с высоким содержанием органического вещества. Распределение содержания Al₂O₃ и Fe₂O₃ по профилю имеет аккумулятивный характер.

Таблица 23. Химический состав перегнойно-темногумусового литозема, %

Горизонт	ппп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
АН	39,43	38,93	0,85	11,44	5,55	0,10	0,95	0,23	0,20	1,74	0,43	0,19

В межгорных понижениях и террасах средних склонов горного массива образованы обширные болота, на которых формируются перегнойно-темногумусовые литоземы. С высоким содержанием органического углерода. Данные по величинам по потери при прокаливании (п.п.п.) дают нам возможность диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый (АН). Количество органического углерода в горизонте АС – 4,1%. Величина рН солевой суспензии горизонта АН сильноокислая (рН=3,4). Низкое содержание SiO₂ связано с высоким содержанием органического вещества.

Таблица 24. Химический состав перегнойно-темногумусового литозема, %

Горизонт	ппп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
АН	34,38	44,51	0,88	9,42	6,69	0,10	1,08	0,23	0,23	1,78	0,49	0,15
АС	21,86	52,81	0,87	14,38	5,38	0,04	1,76	0,16	0,35	1,86	0,36	0,10

Важнейшим климатообразующим фактором является рельеф и гидрографическая сеть. Горные хребты и их отроги, ущелья и водоемы усложняют циркуляцию атмосферы и создают большую гамму микроклиматических особенностей. Например, в отдельные годы в высокогорьях снежный покров сохраняется до 200 дней или вовсе не тает (Цветаев, 1960). На высокогорных террасах подгольцового пояса формируются перегнойно-темногумусовые литоземы, с высоким содержанием органического углерода. Данные по величинам по потери при прокаливании (п.п.п.) дают нам возможность диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый (АН). Количество органического углерода в горизонте АС – 5,1%. Величина рН солевой суспензии горизонта АН и АС сильноокислая (рН=3,4).

Таблица 25. Химический состав перегнойно-темногумусовой почва, %

Горизонт	ппп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	S _{общ}
АН	41,23	35,73	0,73	11,68	6,25	0,04	1,48	0,29	0,24	1,74	0,47	0,27
АС	15,90	53,89	0,84	17,41	6,59	0,07	1,93	0,21	0,67	1,95	0,37	0,08
С	13,54	54,47	0,80	18,83	6,39	0,06	2,53	0,22	0,56	2,09	0,34	0,08

В гольцовом поясе на высокогорных террасах горного массива формируются перегнойно-темногумусовые почвы. Данные по величинам по потери при прокаливании (п.п.п.) дают нам возможность диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый (АН). Количество органического углерода в горизонте АС – 3,8%, С – 3,9%. Величина рН солевой суспензии горизонтов АН, АС и С сильноокислая (рН=3,4; 3,7; 3,5 соответственно). Низкое содержание SiO₂ в горизонте АН связано с высоким содержанием органического вещества. Горизонт АН обеднен Al₂O₃.

4.3. Мезо- и микроморфологические свойства текстурно-дифференцированных почв

Мезоморфологические свойства темно-серых почв низкогорного рельефа

Мезоморфология входит в почвоведение в качестве отдела морфологии почв. Этот метод позволяет увидеть, как сложены структурные отдельности, из чего они состоят. Мезоморфология, помогает лучше понять процессы, происходящие в почве, выявить генезис структуры и новообразований, что в свою очередь позволяет более правильно диагностировать и классифицировать почву (Дылейко и др., 2012).

Скелет представлен зернами первичных минералов крупнопылеватой и песчаной фракций. Плазма – это тонкодисперсный материал, состоящий в основном из глинистых минералов и включающий в зависимости от типа почв разные количества окислов железа, гумуса, карбонатов и мельчайших зерен скелета. Пустоты – пространство между твердыми частицами, которое может быть заполнено воздухом, газом, водой. Скелет и плазма, вместе с пустотами, образуют «основу» («S-matrix»). Агрегаты – естественные обособления материала основы, ограниченные пустотами; среди них различают простые и составные. Новообразования – отложения подвижных веществ из солевых, коллоидных растворов и суспензий. Растительные остатки фигурируют в схеме как частицы (обрывки) тканей, сохранивших в той или иной мере клеточное строение и находящихся на разных стадиях разложения. Включения – материал, инородный для данного горизонта почвы.

Объекты нашего мезоморфологического изучения – текстурно-дифференцированные почвы низкогорного рельефа восточной области гор Южного Урала. Приведенные в данной работе материалы характеризуют диагностические признаки темно-серых почв, уточняют классификационное положение и особенности их генезиса при помощи мезоморфологических исследований.

Несмотря на небольшую мощность профилей темно-серых почв древних речных террас, мезоморфологические признаки элювиально-иллювиальных процессов прослеживаются до значительных глубин. Некоторые профили изученных почв осложнены исходной литологической неоднородностью склоновых отложений, играющей определенную роль в вертикальной дифференциации профиля. Мезоморфологическая характеристика темно-серых почв Южного Урала проводится впервые с целью изучения и диагностики почвообразовательных процессов.

Диагностика почв проводилась с помощью Классификации и диагностики почв России и Полевого определителя почв России. Мезоморфологические характеристики описаны с помощью руководства к микроморфологическим исследованиям в почвоведении.

Мезоморфологические свойства почв изучены с использованием электронной лупы Webbers F2CN Deep Viewer (до 200х, прямой свет). Объектами исследования являлись структурные отдельности и новообразования.

Агрегаты, или педы представляют собой естественные обособления почвенного материала, отделенные от других такого же рода обособлений поверхностями с ослабленными связями. Новообразования отличаются повышенной концентрацией вещества, иной его организацией (взаимной ориентацией компонентов, расположением их по отношению к вмещающей массе и друг к другу) и, как правило, четкими границами (Герасимова и др., 1992).

В результате морфологических исследований темно-серых почв, была составлена таблица 26, с модельным описанием морфологических признаков основных почвообразовательных процессов. Эти процессы накладываются друг на друга и достаточно проблематично выделение одного из них. Из таблицы следует, что макроморфологические признаки соответствуют мезоморфологическим; выявлены признаки микростроения почв, которые не диагностируются в макроморфологическим методом (например: микрозоны обеднения). Литологическая неоднородность склоновых отложений влияет на интенсивность проявления процессов элювиирования и лессиважа. Почвообразующие породы представлены глинами, выщелоченными от карбонатов. Глины образовались в течение длительного времени за счет выветривания известняков, которыми сложены вершины хребтов. Таким образом, переотложенный силикатный материал является почвообразующей породой для темно-серых почв, за счет чего процессы элювиирования и лессиважа выражены не так сильно как в аналогичных почвах Русской равнины на лессах и лессовидных суглинках.

Таблица 26. Морфологические особенности изученных темно-серых почв Южного Урала

Уровни исследования, увеличения.	Почвообразовательные процессы		
	Гумусо-накопление (горизонт AU)	Элювиальный (горизонт AUe, BEL)	Лессиваж (горизонт BT)
Макроморфологические признаки	Темно-серая окраска, мелкокомковатая структура, высокое содержание копролитов, большое количество корней трав.	Зона элювиальной деградации текстурного горизонта с неоднородной окраской, характеризуется сочетанием темных и светлых морфонов; ореховато-призматическая структура (формирование горизонта BEL). Элювиирование в пределах гумусового горизонта диагностируется по характеризуется белесой «присыпке».	Бурая окраска, призматическая структура, на гранях структурных отдельностей расположены кутаны иллювиирования.
Мезоморфологические признаки, ув. до 200х, прямой свет	Гумус ассоциирован с минеральной массой, встречаются слаборазложившиеся растительные остатки, значительная агрегированность почвенной массы.	Появляются признаки перемещения плазмы, диагностируются микрозоны обеднения гумуса. В горизонте BEL обнаружены многочисленные скелетаны. Резкий контраст между «срезом» и «изломом».	Бурая окраска, четко диагностируются многочисленные кутаны иллювиирования, локализованные в порах. Резкий контраст между «срезом» и «изломом»

Мезоморфологические исследования показали, аккумулятивно-гумусовый горизонт темно-серых почв относится к темногоумусовому, где органическое вещество ассоциировано с минеральной массой, наблюдается обилие копролитов и слаборазложившихся растительных остатков. Гумусово-элювиальный горизонт характеризуется неоднородной окраской, прослеживаются процессы выноса материала в нижележащие горизонты, что свидетельствует о вертикальной миграции вещества, характерной для большинства текстурно-дифференцированных почв. В субэлювиальном горизонте представлены некоторые морфологические фрагменты текстурного горизонта, обильные силтаны и скелетаны. В текстурном горизонте представлены многочисленные гумусово-глинистые кутаны, а также глинистые кутаны без примеси органического вещества, которые приурочены к поверхности агрегатов (локализуются в порах). В переходных к породе горизонтах прослеживаются многослойные кутаны иллювиирования, приуроченные к порам или трещинам.

Таким образом, изучение мезоморфологических свойств помогает диагностировать основные почвообразующие процессы в целях уточнения генезиса почв и их классификационного положения.

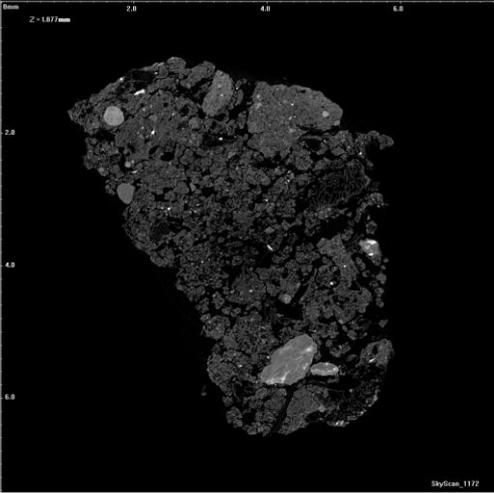
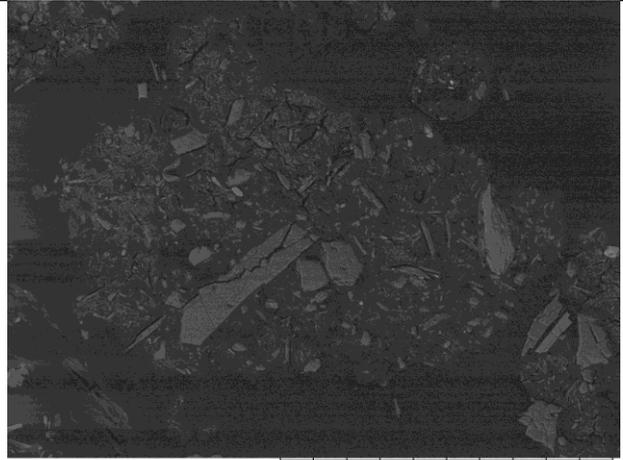
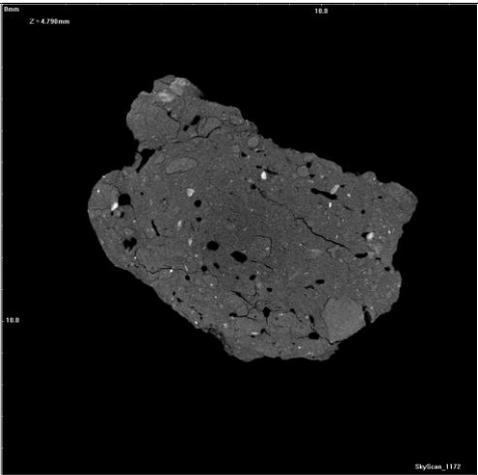
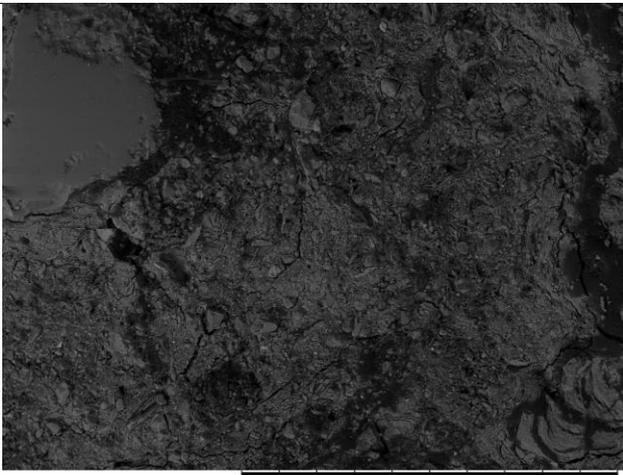
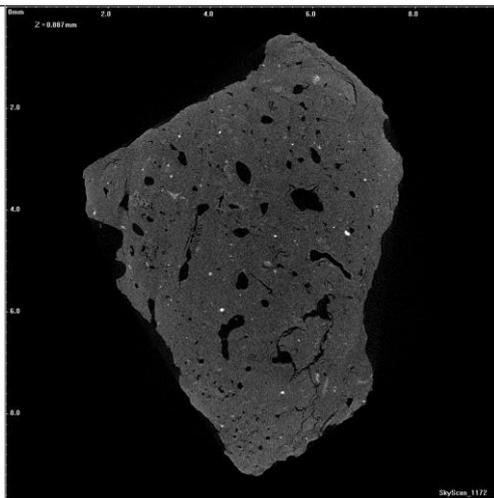
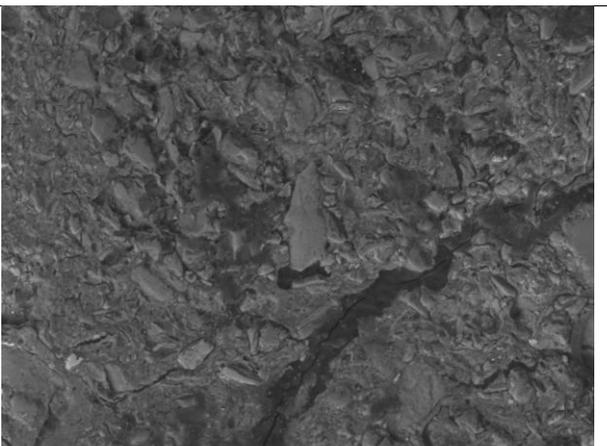
4.4. Микроморфологическая характеристика торфянисто-подзолистой почвы горного массива Ирмель

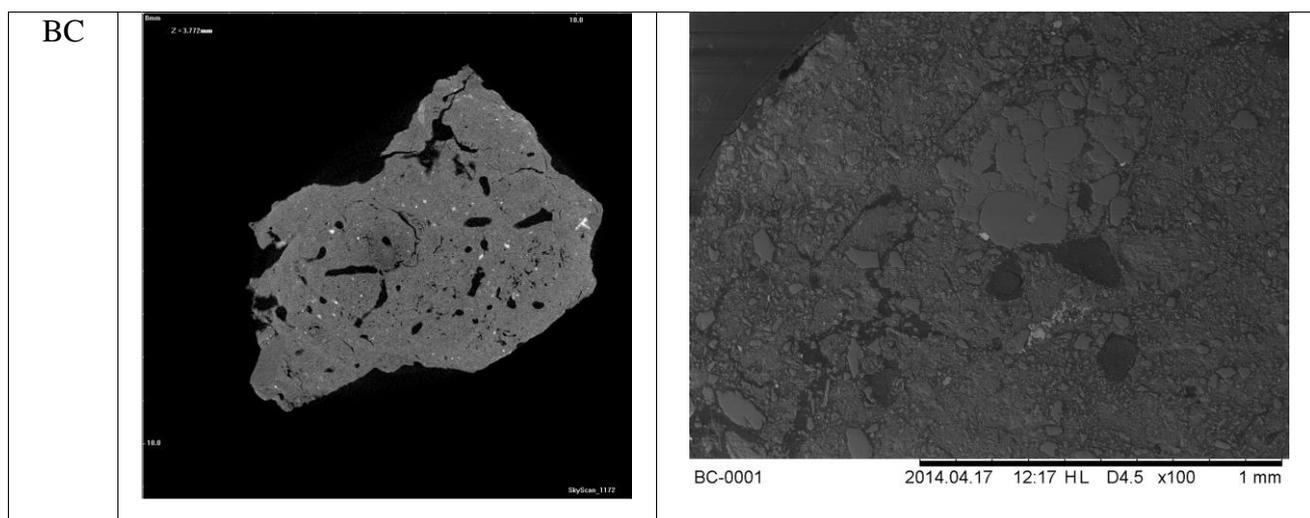
Микроморфология образцов почв определялась в шлифах с помощью бинокля и микроскопа “Leica” на кафедре минералогии СПбГУ. Шлифы для микроскопа были изготовлены из образцов породы в шлифовальной мастерской ИГГД РАН. При описании шлифов использовали Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении (Парфенова и др., 1977). Также образцы были исследованы с помощью настольного растрового электронного микроскопа-микроанализатора ТМ 3000 (НИТАСНИ, Япония) в ресурсном центре: «Центр микроскопии и микроанализа» СПбГУ (<http://rocmn.spbu.ru/index.php?mod=mod1>). Для изучения внутреннего строения почвенных частиц использовался микротомограф Skyscan 1172 (РЦ «Геомодель») (<http://geomodel.spbu.ru/>).

Объекты изучения – текстурно-дифференцированные почвы высокогорного рельефа восточной области гор Южного Урала. Приведенные в данной работе материалы характеризуют диагностические признаки подзолистых почв Южного Урала, уточняют классификационное положение и особенности их генезиса при помощи микроморфологических исследований. Микроморфологическая характеристика подзолистых почв проводится с целью изучения и диагностики почвообразовательных процессов. Объектами исследования являлись структурные отдельности.

В результате морфологических исследований торфянисто-подзолистой почвы, была составлена таблица 27. В таблице отображается сравнительный подход к изучению почв от макро- до микроморфологии с учетом структурных свойств.

Таблица 27. Микроморфология почвенных горизонтов торфянисто-подзолистой почвы

Гори- Зонт	Микротомография Skyscan 1172	Микроморфология РЭМ HITACHI TM 3000
Т		
EL		
BT		



В первом столбце представлены изображения почвенных агрегатов «в разрезе» по горизонтам торфянисто-подзолистой почвы сделанных с помощью микротомографа (изображения размером около 7x7 мм). На этих снимках самую темную окраску имеет воздух и, соответственно, поры в почвенных агрегатах. Напротив, самые светлые участки представлены фазами, которые состоят из химических элементов с наибольшим атомным весом. В следующем столбце представлены фрагменты изображений почвенных шлифов, сделанных с помощью электронного микроскопа. На них четко видно, что образцы представлены довольно пестрой массой, где минералы и органическое вещество почв находятся в тесной ассоциации. Соотношение органического материала и минеральных фаз меняется вверх по разрезу в пользу органического вещества. При этом видно, что количество минеральных фаз, содержащие тяжелые металлы практически не меняются в горизонтах BC-BT-EL, заметно уменьшаясь в горизонте T.

Ниже представлены изображения фаз торфянисто-подзолистой почвы (рисунок 54-57).

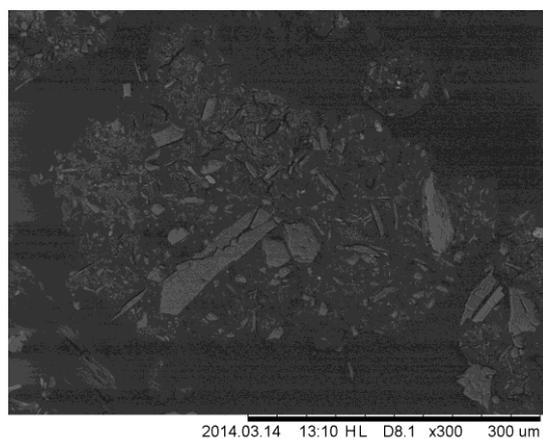


Рисунок 54. Почвенный агрегат (SEM-фото).

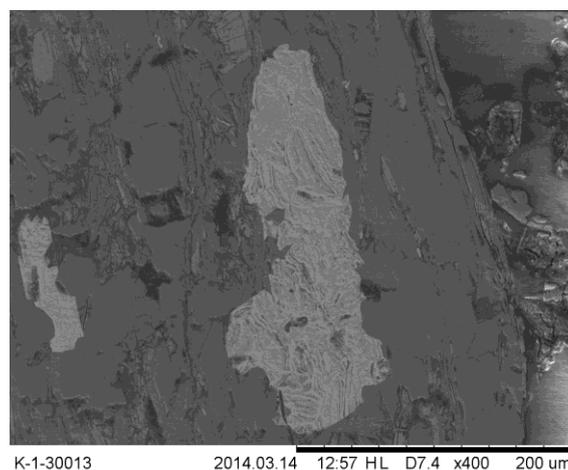


Рисунок 55. Пленки гематита на мусковите (SEM-фото).

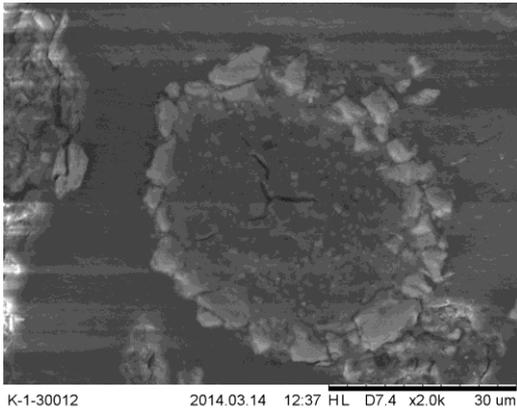


Рисунок 56. Почвенная частица (SEM-фото).

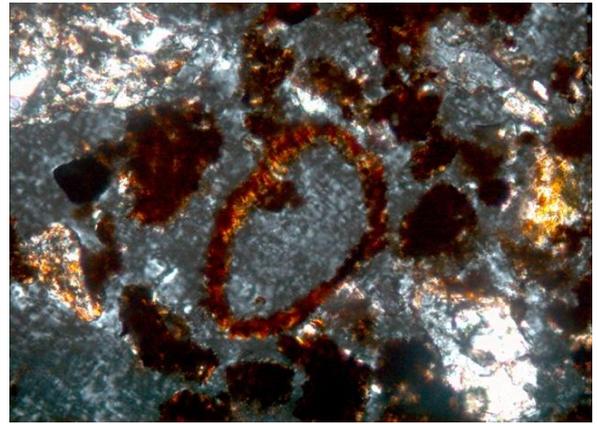


Рисунок 57. Ассоциированное органическое вещество (проходящий свет с анализатором).

Почвенные хлориты характеризуются выветренным призматическим строением (рисунок 58). В почвах представлены чешуйки (рисунок 60) и тонкодисперсные выделения (рисунок 61) мусковита. Высвобождаемое железо из мусковита и хлорита (рис. 62) далее преобразуется в гематит (рисунок 63; 65; 66).

Гематит в почвах также представлен индивидуальными зернами (рис. 64). Нередко в образцах наблюдались циркон (рис. 68) и ильменит (рис. 69).

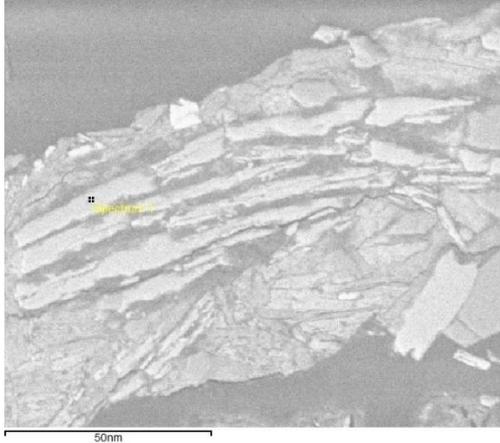


Рисунок 58. Призматические выделения хлорита (SEM-фото).

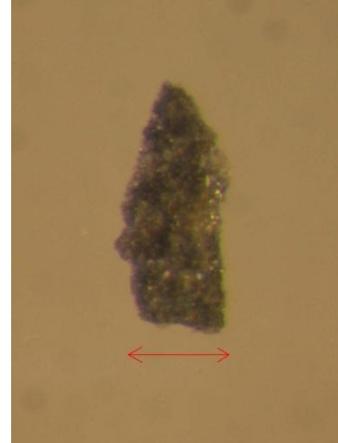


Рисунок 59. Хлорит (ширина 0,3 мм).



Рисунок 60. Мусковит (SEM-фото).

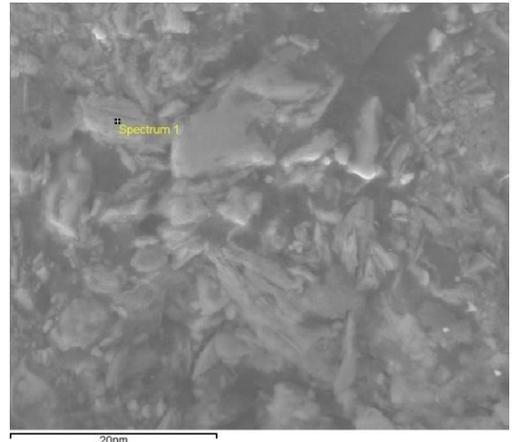


Рисунок 61. Тонкодисперсный мусковит (SEM-фото).

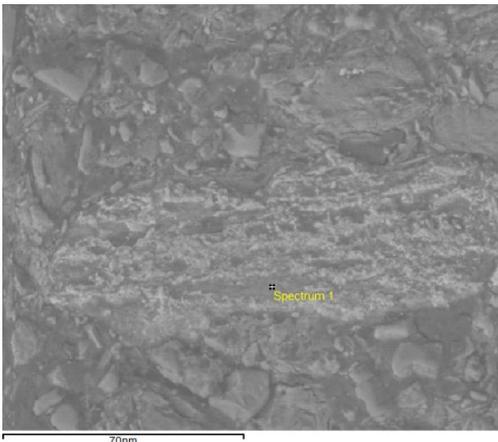


Рисунок 62. Выветривание мусковита (SEM-фото).

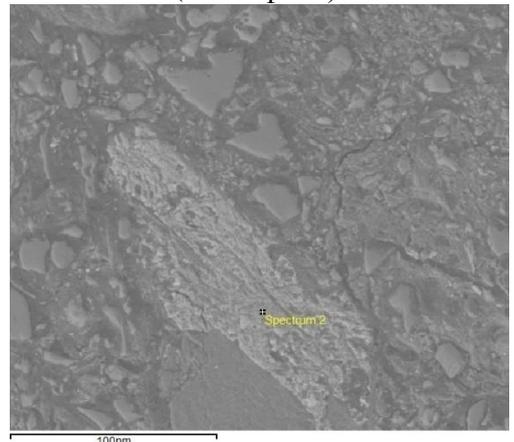


Рисунок 63. Образование натечных форма гематита на мусковите (SEM-фото).

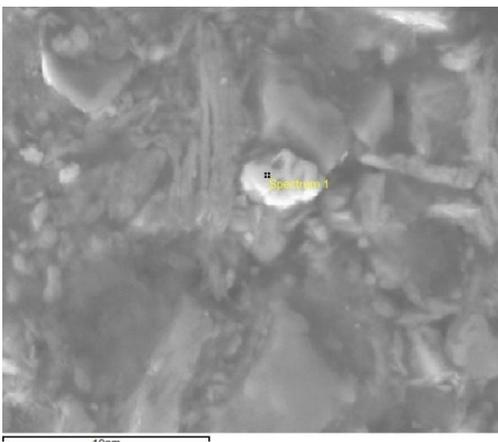


Рисунок 64. Гематит (SEM-фото).

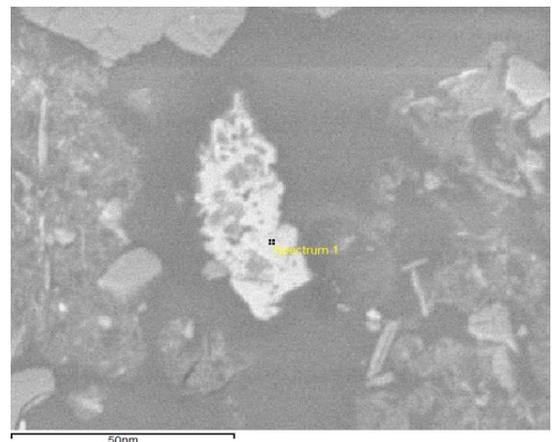


Рисунок 65. Тонкодисперсные выделения гематита (SEM-фото).



Рисунок 66. Замещение хлорита гематитом (SEM-фото).

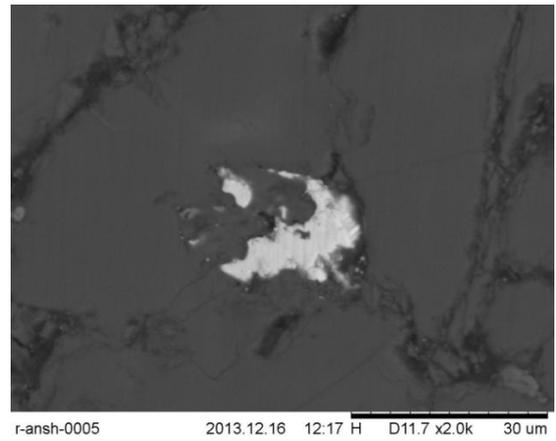


Рисунок 67. Монацит (SEM-фото).

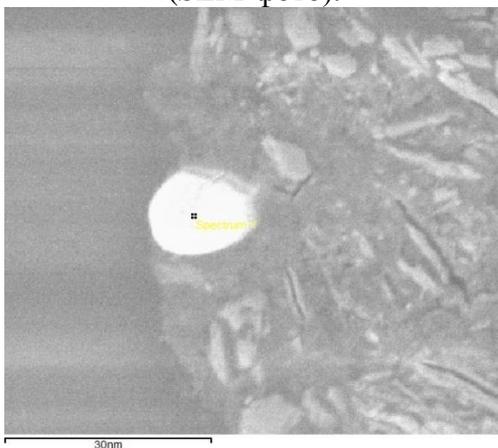


Рисунок 68. Циркон (SEM-фото).

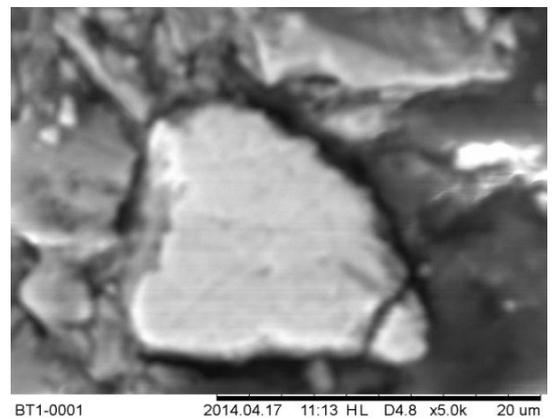


Рисунок 69. Ильменит (SEM-фото).

4.5. Минералого-петрографическая характеристика породы массива Иремель

Микроморфология горной породы изучалась в шлифах с помощью Микроскопа “Leica” на кафедре минералогии СПбГУ. Шлифы были изготовлены из образцов породы в шлифовальной мастерской ИГГД РАН. При описании шлифов использовали Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении (Парфенова и др., 1977). Также образцы были исследованы с помощью настольного растрового электронного микроскопа-микроанализатора ТМ 3000 (НИТАСНИ, Япония) в ресурсном центре СПбГУ: «Центр микроскопии и микроанализа» (<http://roscmm.spbu.ru>).

Горная порода горного массива Иремель представлена сланцами иллит-хлорит-кварцевого состава. Масса породы представлена пластинчатыми агрегатами с ясно выраженной спайностью. Окраска пестрая не равномерная, образцы имеют плотное микросложение на фоне которого выделяется плазма коричневого цвета, видны вытянутые поры-трещины, органическая часть почвы представлена плазмой коричневого цвета которая ориентируется по сланцеватости породы. Минеральный состав: кварц 50-55 об.%; иллит 25-30 об.%; хлорит – 20-15 об.%;

акцессорные минералы (моноцит, ксенотим, рутил, циркон) – 3 об.%. Кварц составляет основную массу породы и представлен в форме выраженных неровных зерен. Средний размер зерен 0,07 мм. Иллит представлен бесцветными и темно-коричневыми пластинчатыми выделениями в поляризованном свете, характеризуются высокими желто-синими цветами интерференции. Размер выделений составляет 0,1-0,07 мм. Хлорит характеризуется звездчатыми выделениями призматического строения, имеет зеленоватую окраску, размеры звездчатых выделений достигают 1 мм. Включения акцессорных минералов обнаружены в хлорите и мусковите. Ниже представлены изображения горной породы, выполненные на бинокляре Leica, микроскопе Leica и растрового электронного микроскопа-микроанализатора HITACHI TM 3000 (рисунки 70-73).

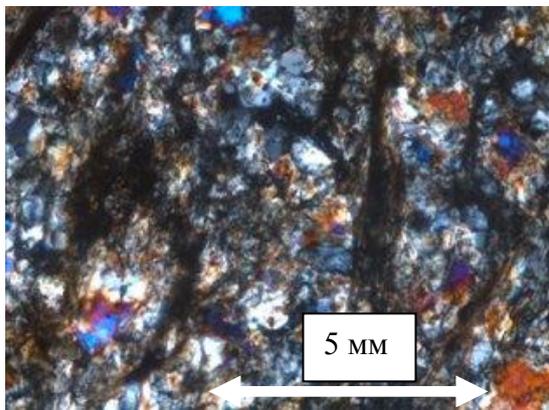


Рисунок 70. Порода (проходящий свет с анализатором).

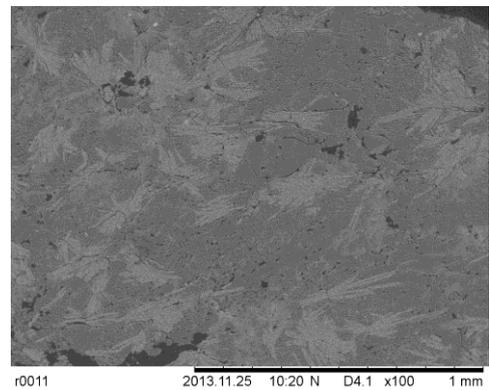


Рисунок 71. Звездчатые агрегаты хлорита в породе (SEM-фото).

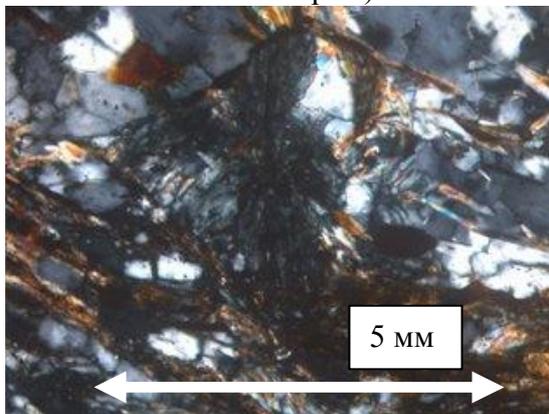


Рисунок 72. Звездчатый агрегат хлорита (проходящий свет с анализатором).

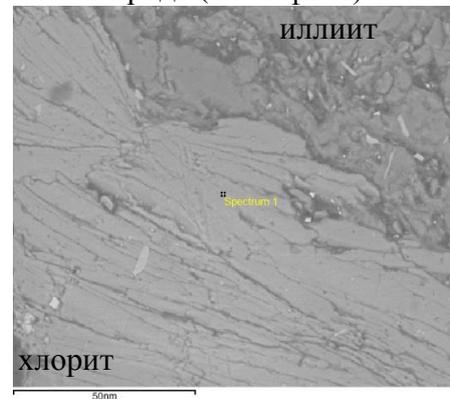


Рисунок 73. Иллит и хлорит в породе.

4.6. Охрана почв Республики Башкортостан

На территории Южного Урала встречаются десятки почвенных разновидностей, среди которых есть редкие и уникальные для Республики Башкортостан и Российской Федерации. Все изученные почвы находятся под защитой Национального парка как часть особо охраняемого природного комплекса.

В настоящий момент Красная книга почв Республики Башкортостан не создана. Это связано со многими причинами, одной из них является не достаточная изученность почвенного покрова. Создание Красной книги почв необходимо, потому что Республика имеет большую территорию, располагается в нескольких природных зонах, имеет высокое разнообразие почв за счет горного рельефа. На сегодняшний день существует Красная книга почв России, и отдельных субъектов Российской Федерации: Московской, Оренбургской, Тульской областей и других.

Почвы играют базисную роль в сохранении экосистем, условий обеспечения видового и популяционного разнообразия флоры и фауны, носителя памяти ландшафта. Среди горных почв Южного Урала встречаются ископаемые и реликтовые почвы, которые следует охранять и изучать, потому что в свойствах почв записаны условия бывших эпох почвообразования.

Мы предлагаем использовать принятые в природоохранной практике категории охраняемых природных объектов и их обозначению на примере Красной книги Ленинградской области (2007). Центральные места в Красной книге должны занимать почвенные эталоны, представляющие почвы, широко распространенные на данной территории. Потому что эти почвы классические, они соответствуют основной таксономической единице – типу почв Классификации и диагностики почв России (2004).

Категории охраняемых почв Красной книги Ленинградской области:

1. Исчезнувшие почвы.
2. Исчезающие почвы.
3. Уникальные почвы.
4. Редкие почвы.
5. Почвы – память ландшафта.
6. Почвенные эталоны.
7. Почвы – объект мониторинга.

Исчезнувшие почвы. К этой категории относятся почвенные разности, описанные более пятидесяти лет назад, упоминаний о которых больше не встречаются. Территории, которые они занимали, полностью изменены хозяйственной деятельностью. Вследствие нарушения уникального сочетания факторов почвообразования возможность восстановления таких почв исключается.

Исчезающие почвы. Площадь, занимаемая этими почвами, неуклонно уменьшается в связи с прямым и косвенным антропогенным воздействием. Это почвы, находящиеся под угрозой исчезновения в результате разрушения почвенных ареалов. При прекращении

воздействия почвы могут сохранять свой естественный облик, свойства и режимы функционирования при условии устойчивости климатической нормы.

Уникальные почвы – почвы, которые выделяются своей исключительностью, неповторимостью морфологического облика. Их образование связано с влиянием на почвенные процессы специфических материнских пород, биоты, с историей развития ландшафта.

Редкие почвы – эти почвы занимают небольшие площади. Редкие почвы имеют свой неповторимый облик и свойства, обуславливающие отличную от широко распространенных почв среду обитания живых организмов. Именно с ними связано биоразнообразие.

Почвы – память ландшафта. Почва, благодаря особой органоминеральной матрице, континуальности почвенного покрова и ограниченной площади взаимодействия с активной внешней средой, фиксируется и сохраняется история ландшафтов, экосистем, человеческой культуры.

Сохранение почвенных эталонов – это важнейшее условие сохранения и поддержания типичных для области экосистем благодаря тому, что в почве сохраняется генофонд семян, микроорганизмов, жизненное пространство и пища для живых организмов.

Почвы – объекты мониторинга. Мониторинг почв позволяет оценить характер и направленность изменений окружающей среды и прогнозировать их последствия для биосферы. Чтобы оценить размеры, скорость и последствия этих изменений, необходимы точки отсчета, своего рода реперы. Неоценимую роль для целей мониторинга играют почвы, в памяти которых запечатлены все значительные изменения, происходящие в экосистеме.

Объектом Красной книги почв является почвенный индивидуум. В содержании очерка по охране почв сочетаются:

1. Описание почвенного индивидуума.
2. Описание почвенного ареала.

Очерк по охраняемым почвам соответственно состоит из двух частей и включает следующие элементы:

1. Описание почвенного индивидуума:
 - 1.1. Название почвы на русском и английском языках;
 - 1.2. Статус охраняемых почв;
 - 1.3. Морфологическое описание;
 - 1.4. Фотография почвенного индивидуума и в ряде случаев почвенного разреза.
 - 1.5. Сведения о распространении;
 - 1.6. Краткая характеристика охраняемой почвы;
2. Описание ареала охраняемых почв;

- 2.1. Местоположение (карта);
- 2.2. Общее описание охраняемой территории;
- 2.3. Краткое описание элементарного почвенного ареала (фото ландшафта, почвенного покрова);
- 2.4. Режим охраны;

Режим охраны предусматривает:

- 2.4.1. Охрану почв от всех видов механического воздействия, приводящих к нарушению естественного строения профиля почв, уплотнению, потере почвенной структуры, водной эрозии и дефляции, дегумификации.
 - 2.4.2. Сохранение факторов почвообразования как условия сохранения данного типа почв.
 - 2.4.3. Охрану от химического и биологического загрязнения.
3. Приложение. В приложении даются объяснения специфическим терминам, таблицы с данными гранулометрического состава и химической характеристики охраняемой почвы (индивидуума).
 4. В конце книги дается список использованной литературы.

Перечень типов почв Национального парка «Башкирия», которые следует отнести к категории *почвенных эталонов* (для лесостепи Южного Урала):

- Петроземы темногумусовые
- Литоземы темногумусовые
- Темногумусовые почвы
- Темно-серые почвы
- Черноземы глинисто-иллювирированные
- Аллювиальные темногумусовые глеевые почвы

Данные типы почв являются самыми распространенными на территории Национального парка «Башкирия». Это характерные и наиболее представительные почвы, определяющие тип коренных биогеоценозов и природных комплексов.

Категория: *почва – память ландшафта*:

- Перегнойно-темногумусовая легкосуглинистая на элювии известняка перемешанного галькой. Обнаружена только в одном участке. Данная почва сформировалась на древней речной эрозионной террасе, под действием почвообразовательных факторов бывших эпох. Объект полезен для географов и геоморфологов для определения исторического хода развития рельефа западного склона Южного Урала.

Категория: *уникальные почвы*:

- Карболитозем темногумусовый краснопрофильный легкосуглинистый на элювии известняка. Данная почва есть результат очень длительного процесса почвообразования. Краснопрофильные карболитоземы на плотном элювии известняка являются реликтами и отражают свойства (почва-память ландшафта) почвообразующих факторов, которые воздействовали в период саморазвития почвы.

Категория: *почва – объект мониторинга:*

- Темно-серая среднесуглинистая зоогенно-турбированная на склоновом тяжелосуглинистом делювии. Данная почва находится в переходной эволюционной стадии саморазвития. Систематическое изучение даст ответ на вопрос генезиса происхождения темно-серых почв и черноземов.

Таким образом, для создания Красной книги почв требуется фундаментальные исследования по всей территории Республики Башкортостан. Нашу работу можно рассматривать как возможную модель для исследования почв горных территорий с целью создания Красной книги почв. Учитывая, что количество ООПТ на территории Республики Башкортостан с каждым годом увеличивается, мы предлагаем начать исследования именно с этих территорий, чтобы дать полноценную характеристику почвам как части охраняемого природного комплекса.

Статья 62 Охрана редких и находящихся под угрозой исчезновения почв ФЗ №7 «Об охране окружающей среды» гласит: «Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения почвы подлежат охране государством, и в целях их учета и охраны учреждаются Красная книга почв Российской Федерации и красные книги почв субъектов Российской Федерации...»

5. Минералогический состав породы и почв горного массива Ирмель

5.1. Рентгенофазовый анализ

Подготовка для съемки образцов почв и почвообразующей породы проводилась методом седиментации (Соколова и др., 2005). Для дополнительной диагностики образцы насыщались этиленгликолем и прокаливались в муфельной печи 2 часа при температуре 550 °С (Горбунов, 1974). Для дополнительной диагностики минералов использовалась база порошковых дифракционных данных (PDF) (<http://www.icdd.com>). Номера карточек использованных в настоящей работе: кварц 00-046-1045, иллит 01-072-0496, хлорита 00-06-0314. Рентгенограмма породы горного массива Ирмель представлена на рисунке 74.

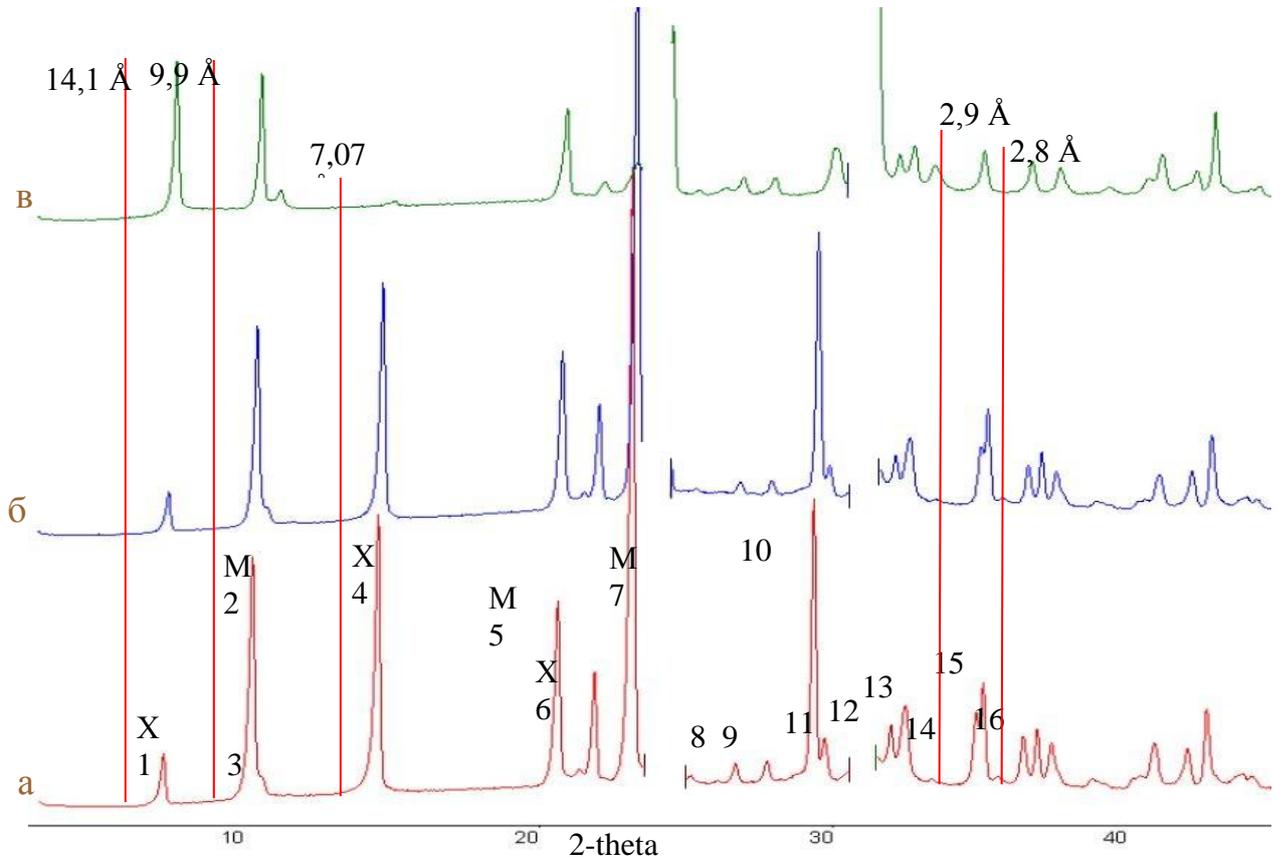


Рисунок 74. Рентгенограмма исходного образца горной породы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при 550 °С в течение 2 часов (в).

Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) были «вырезаны».

Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 28.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит.

Таблица 28. Результаты рентгенофазового анализа

№	а		Б		в		Минеральная фаза
	d	I _{отн}	D	I _{отн}	d	I _{отн}	
1	14,136	8	13,810	7	13,303	49	Хлорит
2	9,979	38	9,817	36	9,672	42	Иллит
3	9,689	2	9,552	2	9,117	5	Не идентифицировано
4	7,067	45	6,985	43	6,807	2	Хлорит
5	4,989	29	4,950	29	4,909	26	Иллит
6	4,707	28	4,671	18	4,644	4	Хлорит
7	4,449	100	4,418	100	4,416	9	Иллит
8	3,879	3	3,855	2	3,834	5	Иллит
9	3,731	3	3,712	3	3,695	5	Иллит
10	3,532	50	3,513	54	-	-	Хлорит
11	3,491	7	3,471	6	3,431	7	Иллит
12	3,250	8	3,234	7	3,221	10	Не идентифицировано
13	3,203	13	3,189	12	3,171	15	Иллит
14	2,986	12	2,973	11	-	-	Иллит
15	2,967	18	2,954	19	2,964	14	Не идентифицировано
16	2,825	10	2,812	12	-	-	Хлорит

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

Примечание: Рентгенограмма исходного образца почвообразующей породы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при 550 °С в течение 2 часов (в).

По результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита. Пики с $d=7,07 \text{ \AA}$ и $d=3,52 \text{ \AA}$ исчезает после нагревания, что указывает о наличии минерала группы хлорита, причем отражение первого порядка (001) усиливается, что указывает на высокое содержание железа в хлорите.

Рентгенограммы почвенных горизонтов торфянисто-подзолистой почвы представлена на рисунке 75.

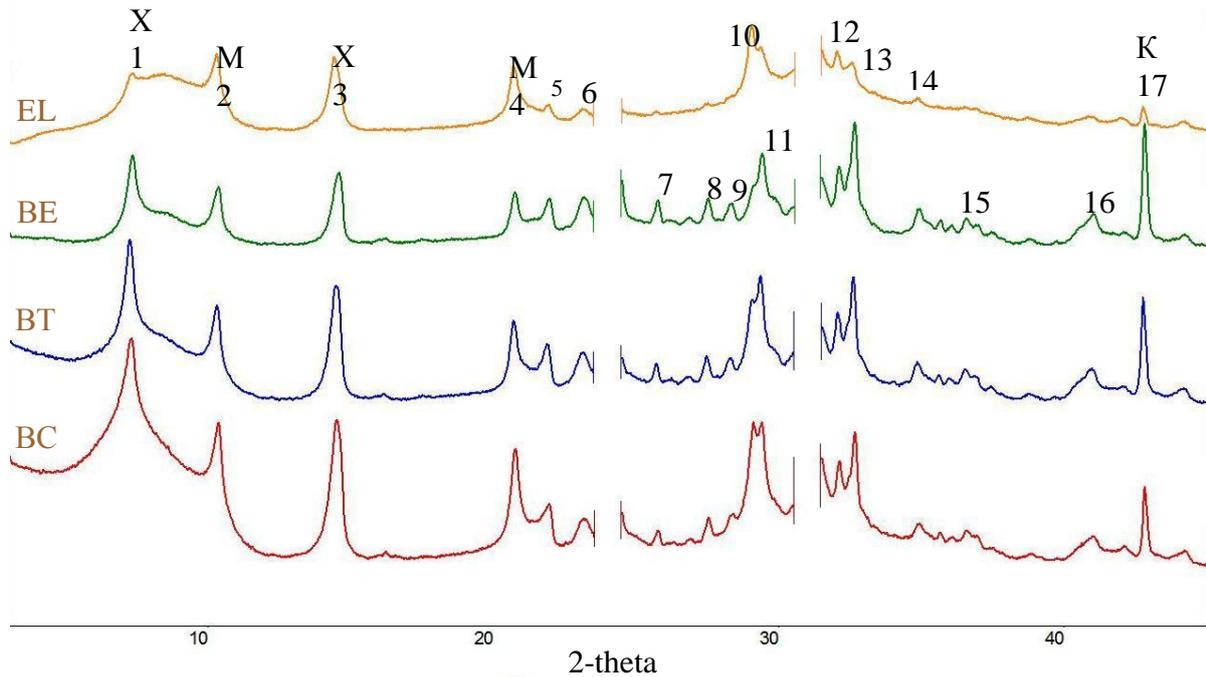


Рисунок 75. Рентгенограммы почвенных горизонтов торфянисто-подзолистой почвы. Первые два кварцевых пика ($d(\text{Å})=4,25; 3,34$) были «вырезаны». Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 29. Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит, К – кварц.

Таким образом, по результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита. По относительной интенсивности пиков можно говорить что содержание хлорита уменьшается вверх по профилю. В поверхностном горизонте (EL) присутствуют смешаннослойные минералы, диагностика которых затруднена.

Ниже представлены отдельные рентгенограммы горизонтов торфянисто-подзолистой почвы (рисунок 76-79).

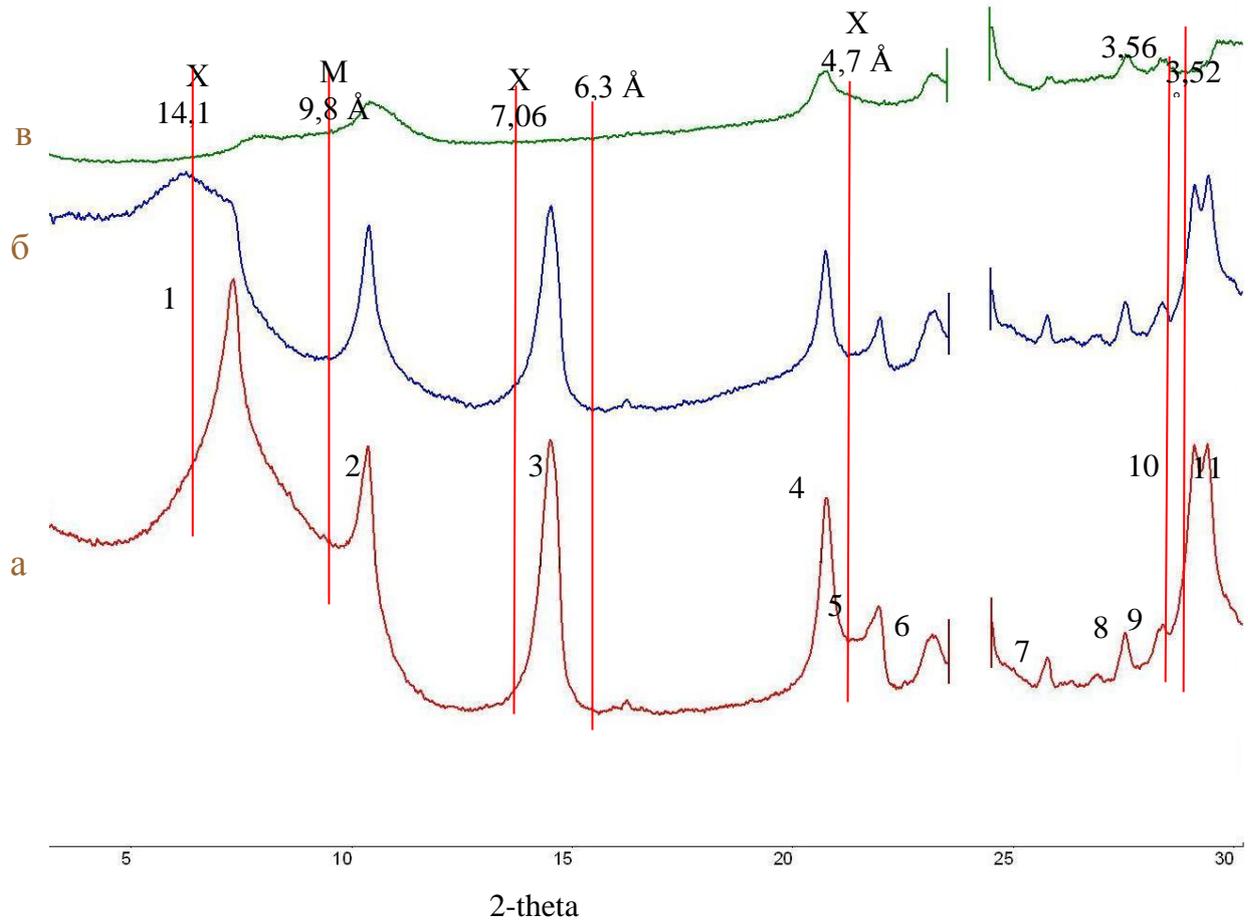


Рисунок 76. Рентгенограмма исходного образца горизонта ВС торфянисто-подзолистой почвы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при 550 °С в течение 2 часов (в).

Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) были «вырезаны».

Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 29.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит.

Таким образом, в горизонте ВС присутствуют следующие минералы: хлорит (пик 1, 11) – сильные отражения четных порядков (002 – 7,06Å; 004 – 3,52Å) свидетельствует о том, в образце содержатся железистые хлориты (Горбунов, 1974); иллит (пик 2, 4) – отражение (001) и (003) сильные и четкие. Возможно, присутствует минерал группы каолинита: 3, 5 и 10 пики пропадают после нагревания. Также в образце присутствует минерал группы монтмориллонита потому что после насыщения появился пик с межплоскостным расстоянием 16,7Å.

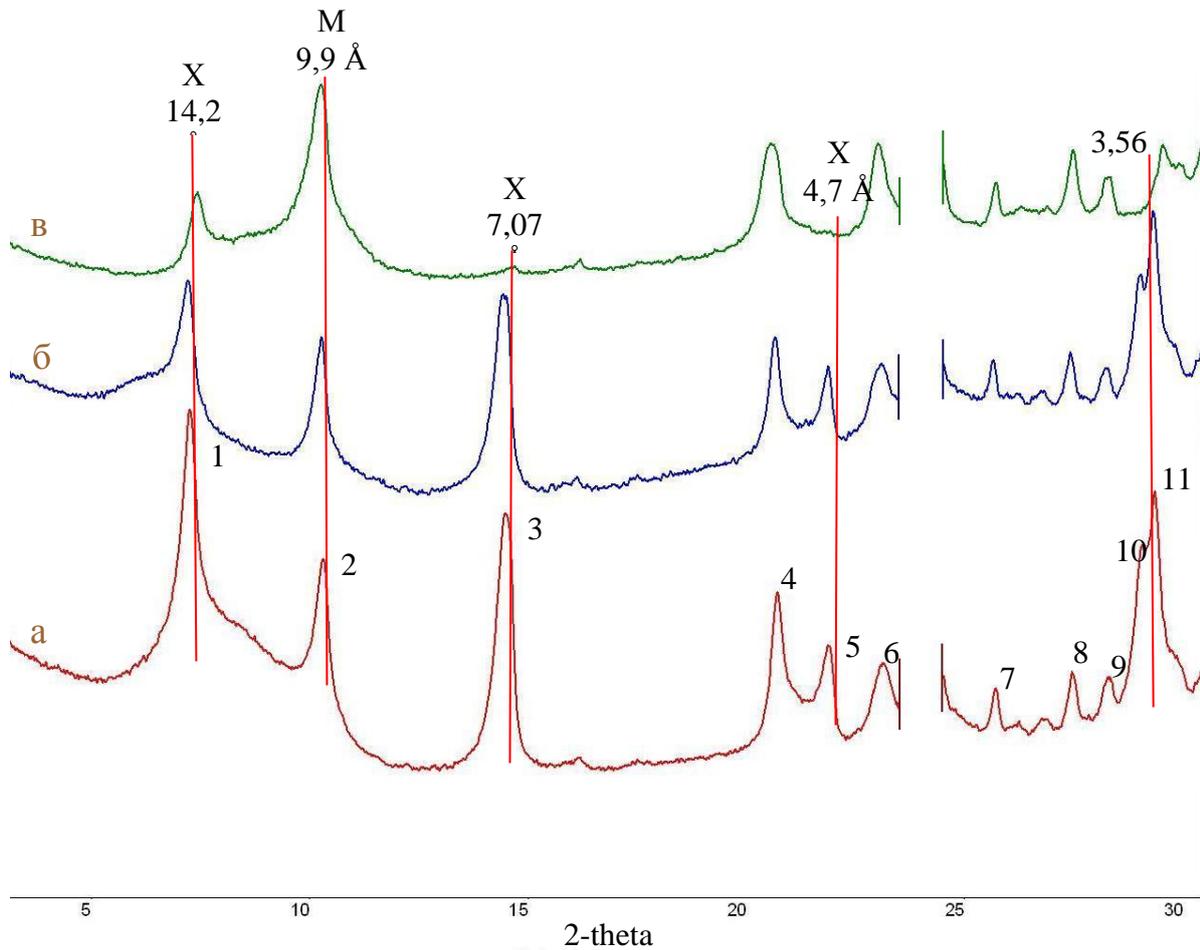


Рис 77. Рентгенограмма исходного образца горизонта ВТ торфянисто-подзолистой почвы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при 550 °С в течение 2 часов (в).

Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) были «вырезаны».

Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 29.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит.

Таким образом, в горизонте ВТ присутствуют следующие минералы: хлорит (пик 1, 11) – сильные отражения четных порядков (002 – 7,07Å; 004 – 3,52Å) свидетельствует о том, в образце содержатся железистые хлориты (Горбунов, 1974); иллит (пик 2, 4) – отражение (001) и (003) сильные и четкие.

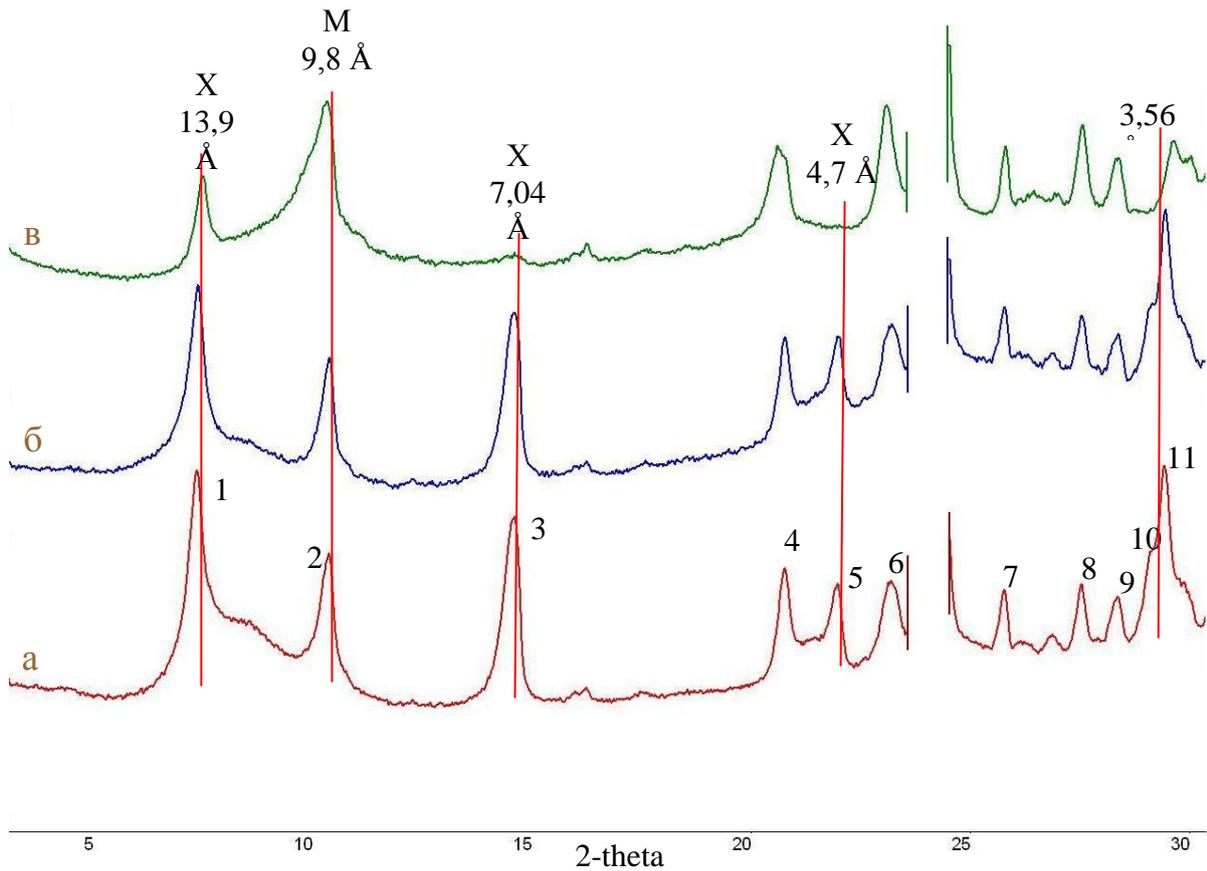


Рис 78. Рентгенограмма исходного образца горизонта ЕL торфянисто-подзолистой почвы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при 550 °С в течение 2 часов (в).

Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) были «вырезаны».

Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 29.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит.

По результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита. После насыщения образца не было смещения пиков, что указывает о отсутствии минералов с лабильной структурой.

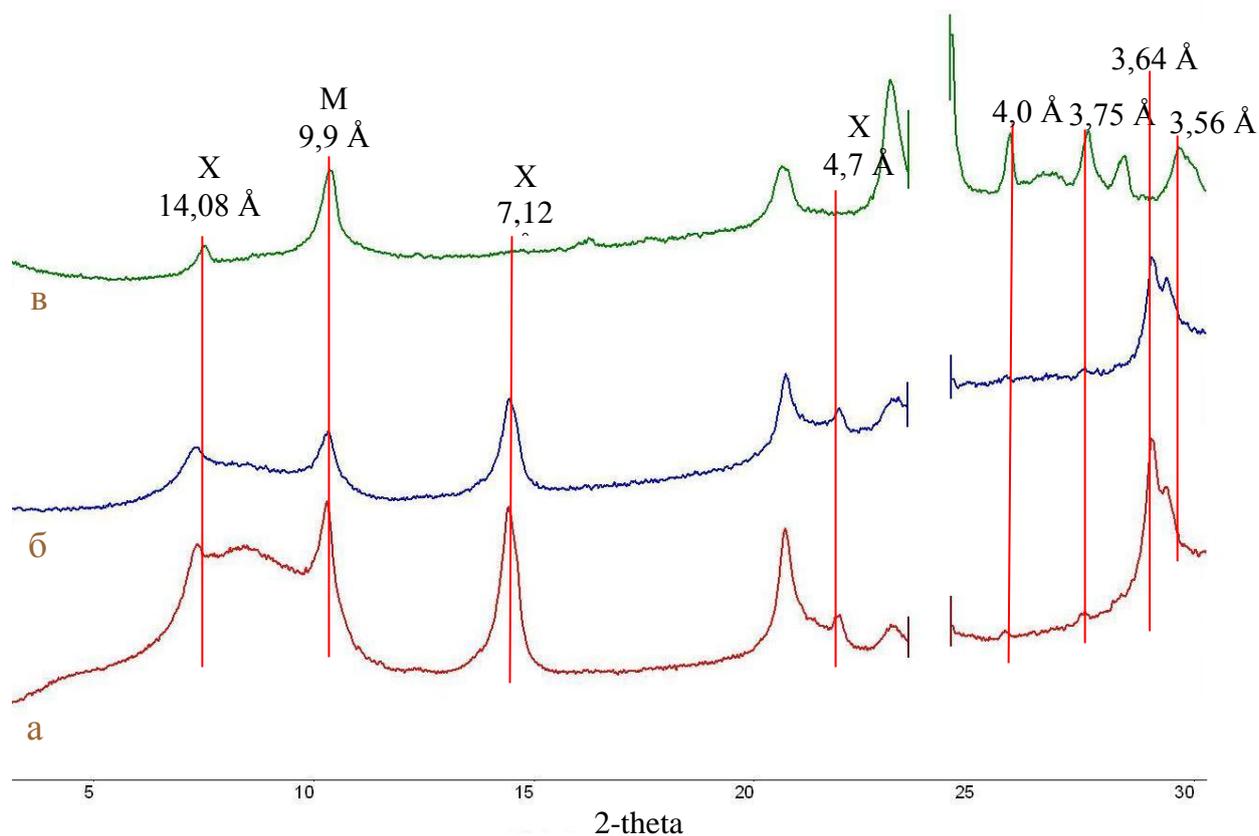


Рис 79. Рентгенограмма исходного образца горизонта Т торфянисто-подзолистой почвы (а), его же, насыщенного этиленгликолем (б), и его же, прокаленного при $550 \text{ }^\circ\text{C}$ в течение 2 часов (в).

Первые два кварцевых пика ($d \text{ (}\text{\AA})=4,25; 3,34$) были «вырезаны».

Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 29.

Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, M – иллит.

Таким образом, по результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита. После насыщения этиленгликолем минеральные фазы с лабильной структурой не выявлены.

Таблица 29. Результаты рентгенофазового анализа

№	BC		BT		EL		T		Минеральная фаза
	d	I _{отн}							
1	14,139	93	14,208	83	13,955	57	14,084	48	Хлорит
2	9,879	65	9,975	49	9,883	36	9,987	65	Иллит
3	7,063	100	7,075	100	7,038	55	7,122	100	Хлорит
4	4,977	63	4,983	55	4,983	31	4,977	71	Иллит
5	4,701	28	4,704	34	4,695	25	4,700	19	Хлорит
6	4,453	19	4,472	29	4,468	23	4,464	17	Иллит
7	4,011	10	4,022	16	4,012	17	4,030	5	Не определено
8	3,762	14	3,768	19	3,760	18	3,763	7	Иллит
9	3,663	12	3,663	15	3,651	14	3,625	14	Не определено
10	3,564	69	3,563	59	3,562	22	3,567	84	Хлорит
11	3,523	35	3,529	48	3,523	44	3,532	56	Иллит
12	3,233	25	3,244	46	3,239	35	3,234	35	Иллит
13	3,180	61	3,189	86	3,183	68	3,189	35	Иллит
14	2,981	10	2,989	20	2,984	12	2,989	9	Иллит
15	2,851	10	2,855	17	2,852	15	2,850	5	Иллит
16	2,554	13	2,557	19	2,5523	11	2,560	11	Иллит
17	2,452	56	2,454	92	2,451	100	2,454	32	Кварц

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

Максимальную интенсивность во всех горизонтах имеет минерал группы хлорита, кроме горизонта EL. Мусковит имеет относительно наименьшие значения интенсивности в этом же горизонте. Это связано с тем, что в этом горизонте максимально проявляются процессы выветривания и накапливается устойчивый кварц.

Рентгенограммы почвенных горизонтов перегнойно-темногумусового литозема представлена на рисунке 80.

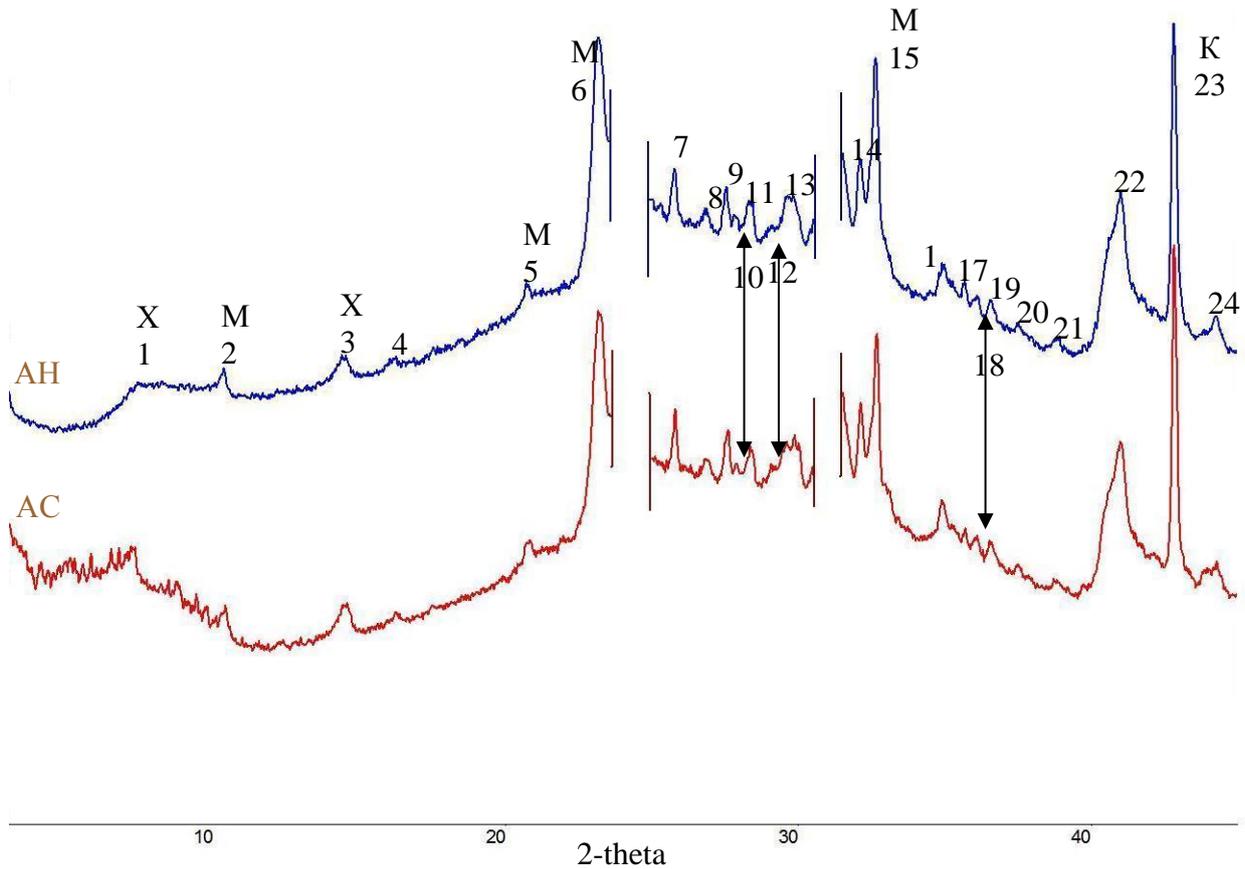


Рисунок 80. Рентгенограммы почвенных горизонтов перегнойно-темногумусового литозема. Первые два кварцевых пика ($d(\text{Å})=4,25; 3,34$) были «вырезаны». Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 30. Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, M – иллит, K – кварц.

По результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита. Рентгенограммы горизонтов практически одинаковые, что говорит о слабой дифференциации почвенного профиля, что вполне характерно для литоземов.

Таблица 30. Результаты рентгенофазового анализа

№	АС		АН		Минеральная фаза
	d	I _{отн}	D	I _{отн}	
1	14,10	8	13,790	5	Хлорит
2	9,86	5	9,877	5	Иллит
3	7,049	8	7,095	7	Хлорит
4	6,334	2	6,337	2	Не идентифицировано
5	4,975	6	4,984	7	Иллит
6	4,450	51	4,455	58	Иллит
7	4,007	12	4,013	16	Иллит
8	3,853	5	3,847	6	Иллит
9	3,759	13	3,759	14	Не идентифицировано
10	3,714	4	3,717	6	Иллит
11	3,652	9	3,647	11	Хлорит
12	3,515	4	3,566	3	Иллит
13	3,475	12	3,474	14	Иллит
14	3,238	23	3,239	24	Иллит
15	3,184	47	3,183	52	Иллит
16	2,986	12	2,985	11	Иллит
17	2,917	5	2,919	7	Иллит
18	2,887	6	2,885	6	Иллит
19	2,853	7	2,856	7	Хлорит
20	2,784	4	2,783	4	Иллит
21	2,692	2	2,687	4	Иллит
22	2,556	34	2,558	28	Иллит
23	2,450	100	2,452	100	Кварц
24	2,373	7	2,372	7	Иллит

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

В обоих горизонтах максимальную интенсивность имеет кварц. Различия между почвенными горизонтами (АН и АС) заключаются в составе органического материала. По результатам рентгенофазового анализа не удалось проследить изменения в минералогическом составе горизонтов.

Рентгенограммы почвенного горизонта перегнойно-темногумусового литозема представлена на рисунке 81.

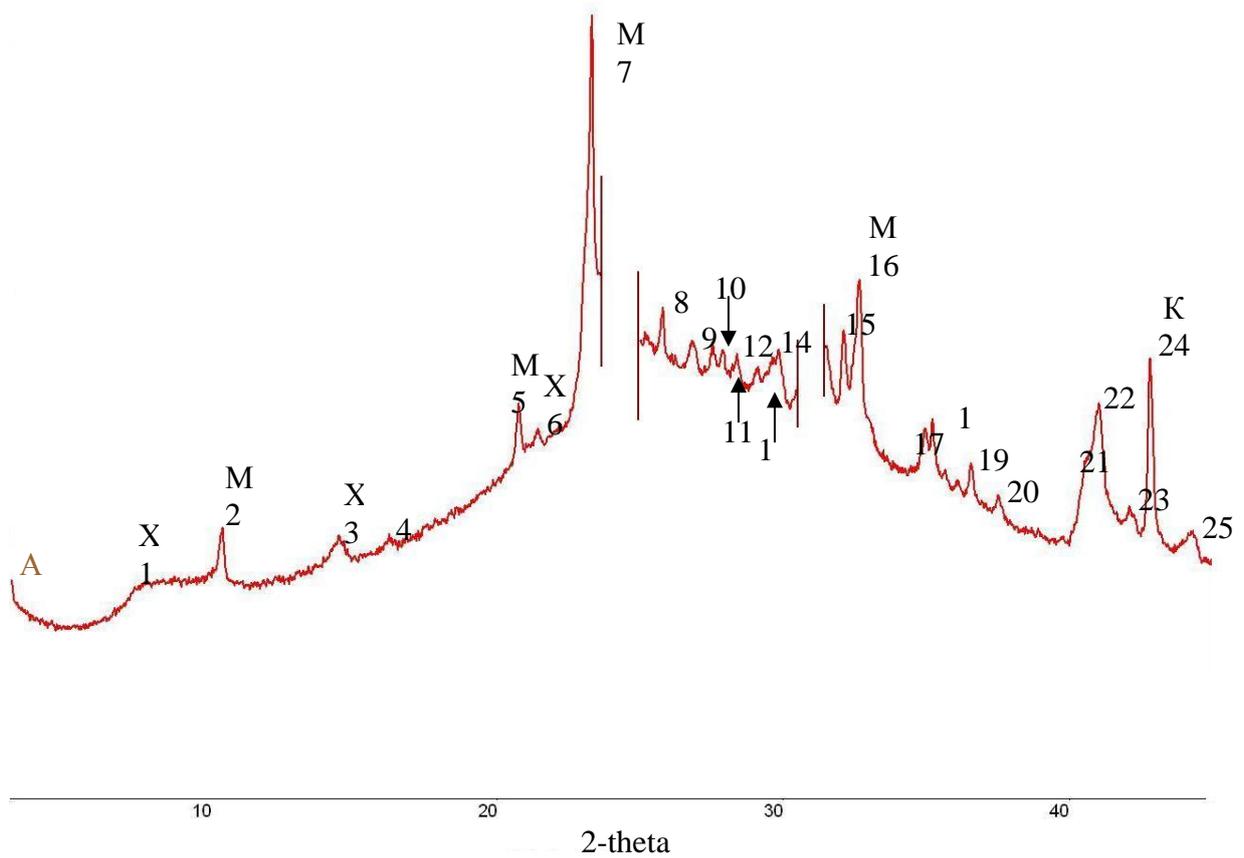


Рисунок 81. Рентгенограммы почвенного горизонта перегнойно-темногумусового литозема. Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) «вырезаны». Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 31. Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, М – иллит, К – кварц.

Перегнойно-темногумусового литозем представлен только одним почвенным горизонтом и соответственно одной рентгенограммой. Профиль имеет «горб» потому данный горизонт содержит большое количество органического вещества, которое не удалось полностью удалить 30% перекисью водорода.

Таблица 31. Результаты рентгенофазового анализа

№	АН		Минеральная фаза
	D	I _{отн}	
1	13,92	4	Хлорит
2	9,893	13	Иллит
3	7,108	8	Хлорит
4	6,365	2	Не идентифицировано
5	4,969	15	Иллит
6	4,812	5	Хлорит
7	4,431	100	Иллит
8	4,013	16	Иллит
9	3,885	10	Иллит
10	3,759	8	Иллит
11	3,714	7	Иллит
12	3,646	6	Хлорит
13	3,559	4	Иллит
14	3,474	9	Иллит
15	3,231	18	Иллит
16	3,185	46	Иллит
17	2,983	14	Иллит
18	2,957	19	Иллит
19	2,854	13	Хлорит
20	2,781	6	Иллит
21	2,579	18	Иллит
22	2,553	32	Иллит
23	2,484	7	Иллит
24	2,451	60	Кварц
25	2.372	6	Иллит

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

Данная рентгенограмма очень схожа с предыдущей рентгенограммой (таблица 30). Соответственно, по результатам расшифровки рентгенограммы однозначно удастся идентифицировать кварц, иллит и минерал группы хлорита.

На рисунке 82 представлена рентгенограмма почвенных горизонтов перегнойно-темногумусового литозема.

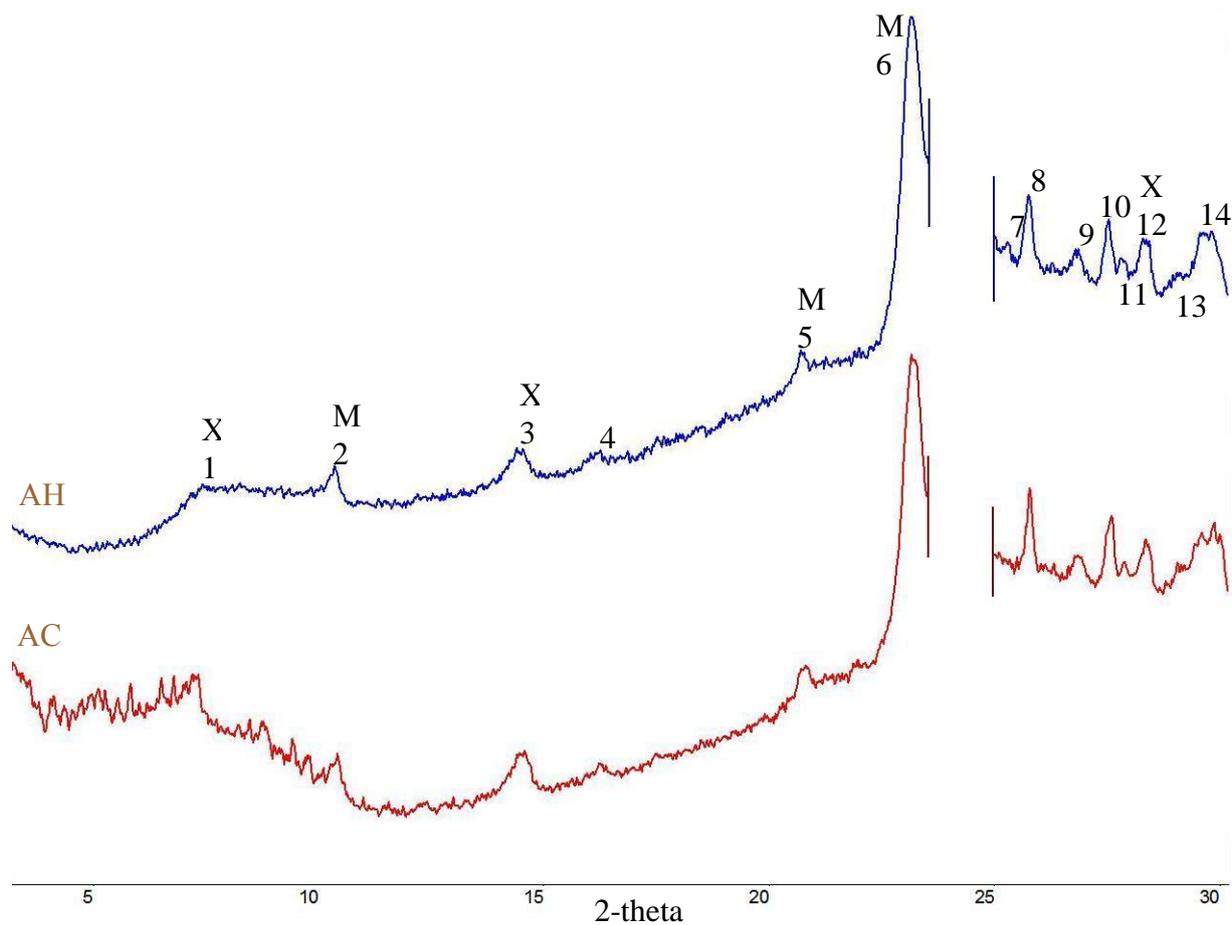


Рисунок 82. Рентгенограммы почвенного горизонта перегнойно-темногумусового литозем. Первый кварцевый пик ($d(\text{Å})=4,25$) был «вырезан». Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 32. Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, M – иллит, К – кварц.

Профили данных рентгенограмм имеют большие «шумы» (например в области до 10 градусов в горизонте AC) что связано с высоким содержанием органического материала.

Таблица 32. Результаты рентгенофазового анализа

№	АС		АН		Минеральная фаза
	d	I _{отн}	d	I _{отн}	
1	14,10	8	13,790	5	Хлорит
2	9,86	5	9,877	5	Иллит
3	7,049	8	7,095	7	Хлорит
4	6,334	2	6,337	2	Не идентифицировано
5	4,975	6	4,984	7	Иллит
6	4,450	51	4,455	58	Иллит
7	–	–	4,096	10	Иллит
8	4,007	12	4,013	16	Иллит
9	3,853	5	3,847	6	Иллит
10	3,759	13	3,759	14	Иллит
11	3,714	4	3,717	6	Иллит
12	3,652	9	3,647	11	Хлорит
13	3,515	4	3,566	3	Иллит
14	3,475	12	3,474	14	Иллит

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

Как и в предыдущих случаях минералогический состав горизонтов не изменяется. Так как почвы формируются на одной и той же породе.

На рисунке 83 представлена рентгенограмма почвенных горизонтов перегнойно-темногумусовой почвы.

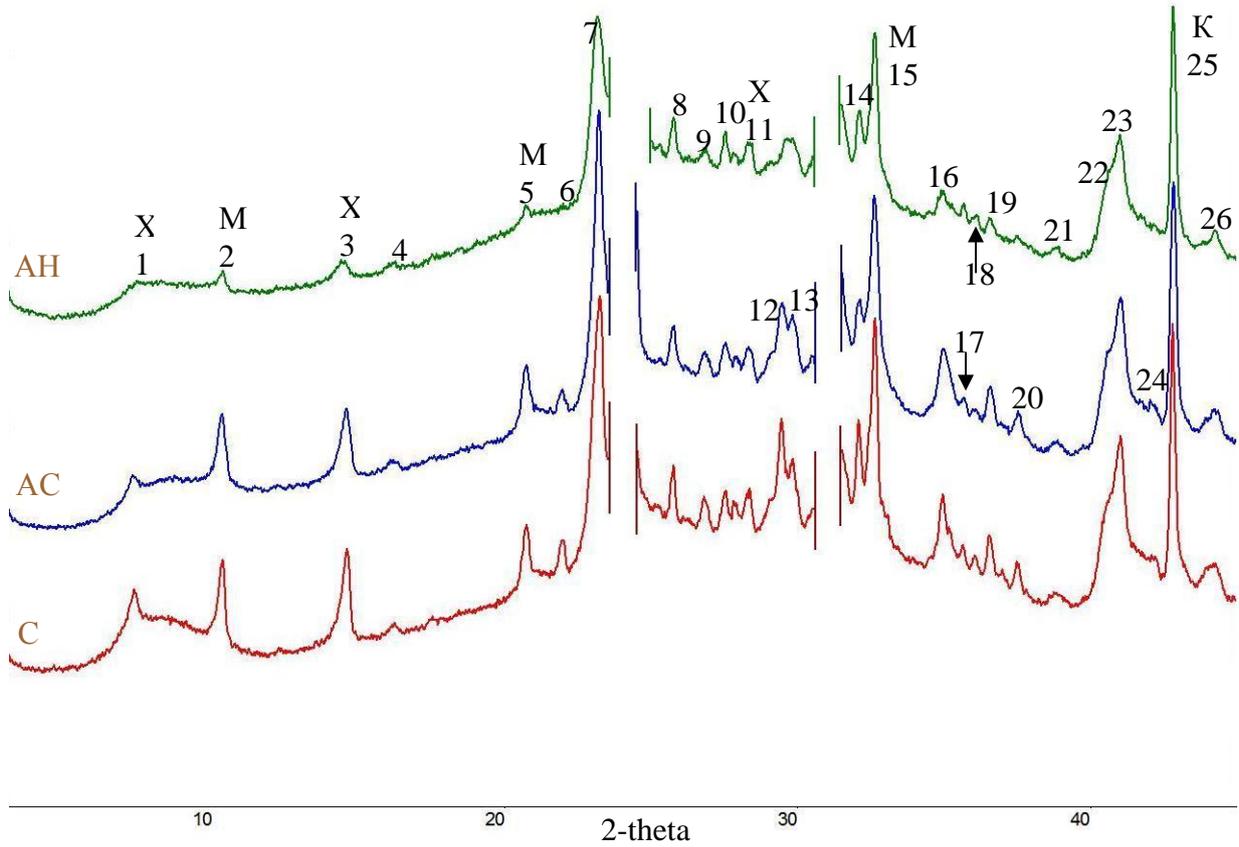


Рисунок 83. Рентгенограммы почвенных горизонтов перегнойно-темногумусовой почвы. Первые два кварцевых пика (d (Å)=4,25; 3,34) были «вырезаны». Номера пиков соответствуют номерам, приведенным в таблице 33. Условные обозначения: X – минерал группы хлорита, M – иллит, K – кварц.

Темногумусовые почвы являются более развитыми по сравнению с литоземами и соответственно здесь выделяются три горизонта.

Таблица 33. Результаты рентгенофазового анализа

№	С		АС		АН		Минеральная фаза
	d	I _{отн}	D	I _{отн}	D	I _{отн}	
1	14,08	16	14,11	7	13,790	5	Хлорит
2	9,918	27	9,956	25	9,877	5	Иллит
3	7,016	33	7,043	28	7,095	7	Хлорит
4	6,33	3	6,389	5	6,337	2	Не идентифицировано
5	4,972	19	4,975	23	4,984	7	Иллит
6	4,693	9	4,71	10	–	–	Хлорит
7	4,443	85	4,454	93	4,455	58	Иллит
8	4,011	18	4,009	20	4,013	16	Иллит
9	3,859	8	3,858	9	3,847	6	Иллит
10	3,763	10	3,772	12	3,759	14	Иллит
11	3,650	10	3,650	11	3,647	11	Хлорит
12	3,520	33	3,514	14	–	–	Иллит
13	3,474	18	3,473	21	3,474	14	Иллит
14	3,239	35	3,239	29	3,239	24	Иллит
15	3,184	74	3,188	56	3,183	52	Иллит
16	2,981	27	2,975	26	2,985	11	Иллит
17	2,993	10	2,920	7	2,919	7	Иллит
18	2,891	9	2,893	5	2,885	6	Иллит
19	2,852	21	2,852	17	2,856	7	Хлорит
20	2,782	13	2,777	10	2,783	4	Иллит
21	2,680	6	2,685	5	2,687	4	Иллит
22	2,586	21	2,582	28	2,579	25	Иллит
23	2,554	45	2,553	30	2,558	28	Иллит
24	2,516	10	2,494	7	–	–	Иллит
25	2,452	100	2,452	100	2,452	100	Кварц
26	2,378	7	2,375	7	2,372	7	Иллит

d – межплоскостные расстояния, I_{отн} – относительная интенсивность.

Следует отметить то факт, что пики хлорита и иллита не концентрируются в малоугловой области. Они регистрируются и после 30 градусов 2-theta. Что указывает на хорошую ориентировку образцов при приготовлении.

5.2. Характеристика главных и акцессорных минералов почв и горной породы массива Ирмель

Всего в породе и почвах было диагностировано 13 минералов (таблица 34). Входящих в состав следующих классов: металлы (серебро), простые оксиды (гематит, кварц, рутил), сложные оксиды (ильменит), силикаты и их аналоги (циркон, иллит, хлорит, альбит), фосфаты (монацит, ксенотим, флоренсит) и ванадаты (ферванит).

Таблица 34. Минералы горной породы и почв

Минеральная фаза	Формула	Порода	T	EL	BT	BC
Металлы						
Серебро	Ag		+			
Простые оксиды						
Гематит	Fe ₂ O ₃		+	+	+	+
Кварц	SiO ₂	+	+	+	+	+
Рутил	TiO ₂	+	+		+	+
Сложные оксиды						
Ильменит	FeTiO ₃		+	+	+	+
Силикаты и их аналоги						
Циркон	Zr(SiO ₄)	+	+	+	+	+
Иллит	K _{0,65} Al ₂ (Al _{0,65} Si _{3,35} O ₁₀)(OH) ₂	+	+	+	+	+
Fe-аналог судоита	Fe ₂ Al ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈	+	+	+	+	+
Альбит	Na(AlSi ₃ O ₈)	+	+	+	+	+
Фосфаты						
Монацит	Ce(PO ₄)	+	+			
Ксенотим	Y(PO ₄)	+		+	+	+
Флоренсит	CeAl ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆	+	+	+		
Ванадаты						
Ферванит	Fe ₄ (VO ₄) ₄ 5H ₂ O		+			

+ – наличие минерала.

Главными минералами почв и горной породы массива Ирмель являются кварц, иллит и хлорит. Акцессорные минералы: монацит, ксенотим, рутил, циркон, гематит, ильменит, альбит, флоренсит, ферванит и серебро. Причем некоторые из них встречаются только в почвах (гематит, ильменит), что связано с их накоплением в почвах, так как эти минералы являются устойчивыми к выветриванию.

Главные минералы почв и породы

Кварц

Кварц является главным минералом почв и породы, он составляет минеральную матрицу. Высокое содержание кварца в почвах связано с его устойчивостью у выветриванию и унаследованием его от горной породы. Кварц в породе представлен многочисленными

неправильными зернами со средним размером 0,08 мм (рисунок 84-87), на изломе имеет синевато-фиолетовые цвета интерференции.

В почвенных образцах кварц представлен в виде неправильных зерен и в виде тонкодисперсной массы на почвенных частицах. Часто на кварце присутствует охристая присыпка. В почвенных горизонтах встречаются единичные кварцевые агрегаты размером до 1 см в диаметре.

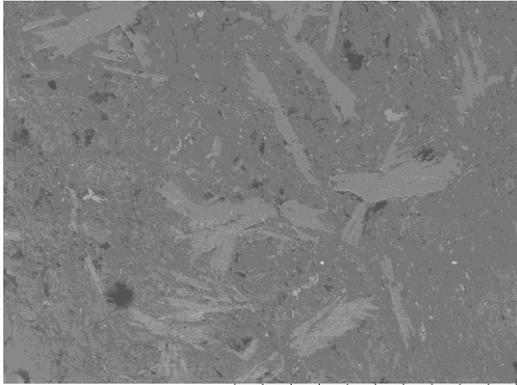


Рисунок 84. Звездчатые выделения хлорита в кварцевой матрице (порода, SEM-фото).

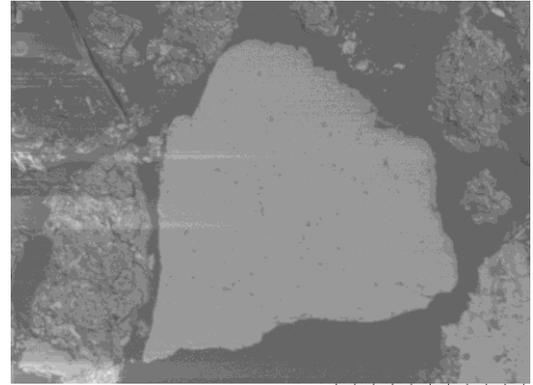


Рисунок 85. Обломок кварца в почве (SEM-фото).

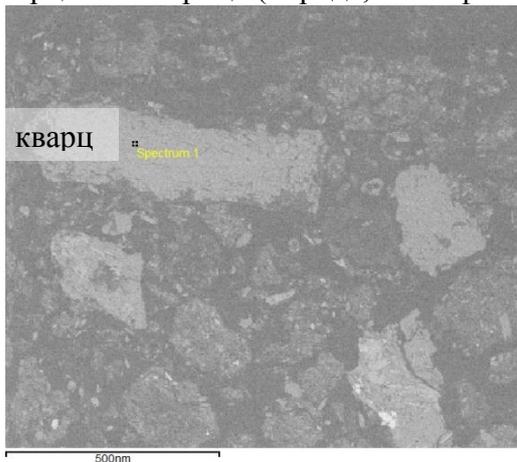


Рисунок 86. Масса тонкодисперсного кварца в почве (SEM-фото).

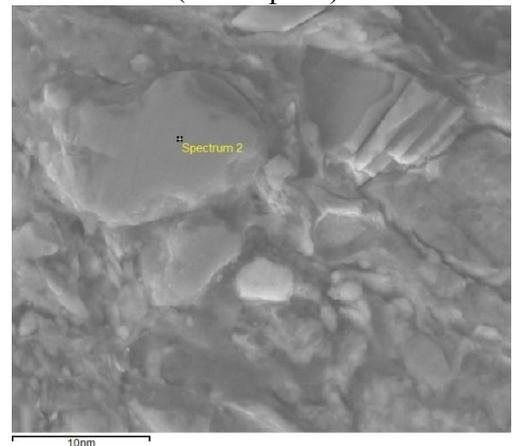


Рисунок 87. Обломок кварца в почве (SEM-фото).

Иллит

Минералы этой группы имеют негипергенное происхождение и являются главными компонентами изверженных и метаморфических пород. Иллит в образцах породы представлен многочисленными тонкочешуйчатыми пластинчатыми выделениями со средним размером 0,07 мм (рисунок 88-91). В почвенных горизонтах иллит представлен тонкодисперсными частицами и чешуйками. Причем на чешуйках заметны изменение структуры (выветривание по плоскости спайности) и окварцевание.

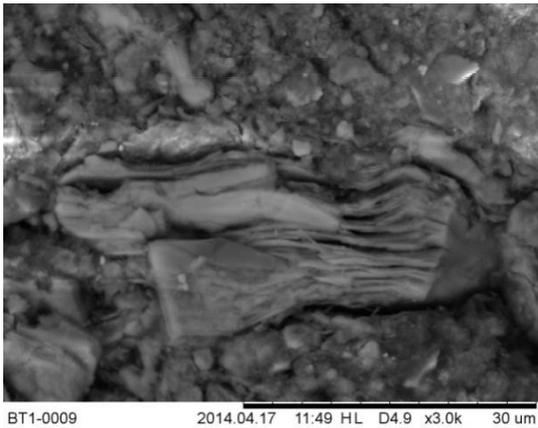


Рисунок 88. Выветривание иллита (SEM-фото).

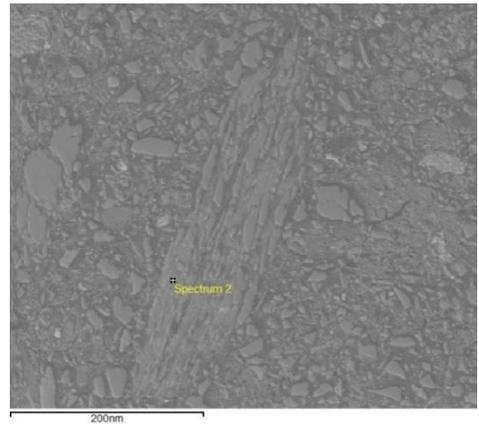


Рисунок 89. Окварцевание иллита (SEM-фото).

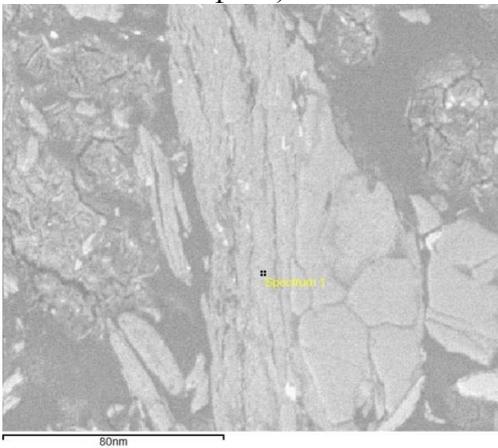


Рисунок 90. Иллит в почве (SEM-фото).

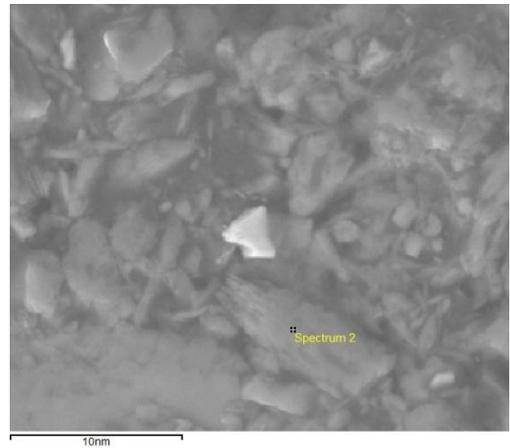


Рисунок 91. Тонкодисперсный иллит (SEM-фото).

Химический состав иллита горной породы массива Ирмель и расчет формульных коэффициентов по зарядам представлен в таблице 35, результаты рентгенофазового анализа иллита в таблице 36, химический состав иллита торфянисто-подзолистой почвы в таблице 37.

Таблица 35. Химический состав иллита горной породы массива Ирмель (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	$M \pm m$	V, %
SiO ₂	52,64	53,81	52,33	52,93	53,08	55,05	53,75	53,37 ±0,32	1,59
Al ₂ O ₃	34,47	35,57	37,09	36,44	37,12	36,48	35,95	36,16 ±0,33	2,39
FeO _{общ}	3,39	-	-	1,33	-	-	-	-	-
MgO	0,82	0,74	-	-	-	-	-	0,78 ±0,03	5,13
Na ₂ O	1,00	1,32	2,10	1,41	-	-	1,13	1,39 ±0,17	27,43
K ₂ O	7,70	8,56	8,48	7,90	9,79	8,47	9,16	8,58 ±0,25	7,71
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	99,99		
Формульные коэффициенты									
Катионы тетраэдрических позиций									
Si	3,29	3,32	3,24	3,27	3,28	3,36	3,32		
Al ^{IV}	0,71	0,68	0,76	0,73	0,72	0,64	0,68		
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Катионы октаэдрических позиций									
Al ^{VI}	1,83	1,91	1,95	1,93	1,98	1,99	1,94		
Fe ²⁺	0,18	-	-	0,07	-	-	-		
Mg	0,08	0,07	-	-	-	-	-		
Сумма	2,09	1,98	1,95	2,00	1,98	1,99	1,94		
Межпакетные катионы									
Na	0,12	0,16	0,25	0,17	-	-	0,14		
K	0,61	0,67	0,67	0,62	0,77	0,66	0,72		
Сумма	0,73	0,83	0,92	0,78	0,77	0,66	0,86		

M – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для иллита число отрицательных зарядов по формуле $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ равно 22. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995). Сначала заполнялись катионы тетраэдрических позиций (Si, Al^{IV}), затем оставшийся алюминий был перенесен в октаэдрическую позицию с железом и магнием. Межпакетные катионы заполнялись по остаточному принципу.

Таким образом, по данным анализа следует, что иллит породы, в тетраэдрической позиции, содержит кремний и алюминий. В октаэдрической позиции алюминий с примесью железа и магния. Межпакетные катионы представлены калием и натрием. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1):

$$(K_{0,61}Na_{0,12})_{0,73}(Al_{1,83}Fe^{2+}_{0,18}Mg_{0,08})_{2,09}((Si_{3,29}Al_{0,71})_{4,00}O_{10})(OH)_2.$$

Таблица 36. Результаты рентгенофазового анализа иллита

Порода	Торфянисто-подзолистая почва								Иллит 01-072-0496					
	BC		BT		EL		T		d	$I_{отн}$	H	k	l	
D	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	D	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	D	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	H	k	l
9,98	38	9,88	100	9,97	89	9,88	82	9,99	91	10,0	66	0	0	2
4,98	29	4,98	97	4,98	100	4,98	70	4,98	100	5,00	22	0	0	4
4,45	100	4,45	29	4,47	53	4,47	52	4,46	24	4,45	76	-1	1	1
3,87	3	-	-	-	-	-	-	-	-	3,86	49	0	2	1
3,73	3	3,76	21	3,77	34	3,76	41	3,76	10	3,72	50	0	2	3
3,49	7	3,52	54	3,53	87	3,52	100	3,53	79	3,48	63	-1	1	4
3,32	4	-	-	-	-	-	-	-	-	3,34	56	0	2	4
3,20	12	3,23	38	3,24	84	3,24	79	3,23	49	3,22	59	1	1	4
2,98	12	2,98	15	2,99	36	2,98	27	2,99	13	2,99	61	0	2	5
2,86	8	2,85	15	2,85	31	2,85	34	2,85	7	2,88	45	1	1	5
2,79	7	-	-	-	-	-	-	-	-	2,78	32	-1	1	6
2,69	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,68	0,5	0	2	6
2,59	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,59	43	2	0	0
2,56	7	2,55	20	2,56	34	2,55	25	2,56	15	2,56	100	1	3	1
2,49	6	-	-	-	-	-	-	-	-	2,48	0,9	1	3	2
2,41	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,41	3,2	0	2	7
2,39	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,39	14	-2	0	4
2,38	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,38	28	1	3	3

d – межплоскостные расстояния, $I_{отн}$ – относительная интенсивность.

Данные относительной интенсивности приведены к 100%, в качестве эталона приведена карточка иллита 01-072-0496 (<http://www.icdd.com/>). Из данной таблицы видно, что основные межплоскостные расстояния совпадают с эталонными. Проявление менее интенсивных пиков иллита породы говорит о его более высокой степени окристаллизованности по сравнению с иллитом, который содержится в почвах.

Таблица 37. Химический состав иллита торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Почвенные горизонты														
	Т						EL	BT						BC	
	1	2	3	4	<i>M±m</i>	<i>V,%</i>	6	7	8	9	10	11	<i>M±m</i>	<i>V,%</i>	12
SiO ₂	54,03	53,73	54,20	54,91	54,22 ±0,22	0,80	55,44	55,65	57,12	55,07	57,91	52,81	55,71 ±0,79	3,18	53,33
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	3,35	-	0,85	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	34,08	34,19	33,94	32,94	33,79 ±0,25	1,47	22,82	31,67	25,08	34,25	27,77	34,45	30,64 ±1,65	12,01	34,61
FeOобщ	3,59	2,48	1,29	2,70	2,52 ±0,41	32,62	11,50	1,60	6,73	1,53	3,68	1,61	3,03 ±0,90	66,70	2,10
MgO	0,40	0,56	0,87	0,70	0,63 ±0,09	27,42	2,98	1,72	2,02	0,84	1,44	1,26	1,46 ±0,18	27,57	1,21
CaO	-	-	-	-	-	-	0,66						-	-	
Na ₂ O	2,18	1,36	1,21	1,00	1,44 ±0,22	31,12	-	0,63	0,59	0,85	1,36	0,89	0,86 ±0,12	31,77	0,76
K ₂ O	5,72	7,68	8,49	7,75	7,41 ±0,51	13,85	3,25	8,73	7,61	7,45	7,84	8,98	8,12 ±0,28	7,59	7,99
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0			100,0
Формульные коэффициенты															
Катионы тетраэдрических позиций															
Si	3,34	3,34	3,36	3,41			3,52	3,45	3,61	3,39	3,61	3,29			3,31
Ti	-	-	-	-			0,16	-	0,04	-	-	-			-
Al ^{IV}	0,66	0,66	0,64	0,59			0,32	0,55	0,35	0,61	0,39	0,71			0,69
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00			4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00			4,00
Катионы октаэдрических позиций															
Al ^{VI}	1,83	1,84	1,84	1,82			1,39	1,77	1,52	1,87	1,65	1,82			1,84
Fe ²⁺	0,19	0,13	0,07	0,14			0,61	0,08	0,36	0,08	0,19	0,08			0,11
Mg	0,04	0,05	0,08	0,06			0,28	0,16	0,19	0,08	0,13	0,12			0,11
Сумма	2,06	2,02	1,99	2,02			2,28	2,01	2,07	2,03	1,97	2,02			2,06
Межпакетные катионы															
Ca	-	-	-	-			0,04	-	-	-	-	-			-
Na	0,26	0,16	0,15	0,12			-	0,08	0,07	0,10	0,16	0,11			0,09
K	0,45	0,61	0,67	0,61			0,26	0,69	0,61	0,58	0,62	0,71			0,63
Сумма	0,71	0,77	0,82	0,73			0,30	0,77	0,68	0,68	0,78	0,78			0,72

Примечание: методика расчета описана в таблице 35. М – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Особенностью иллита торфянисто-позолистой почвы (по сравнению с иллитом из породы) является постоянное наличие в октаэдрической позиции железа и магния. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): $(K_{0,45}Na_{0,26})_{0,71}(Al_{1,83}Fe^{2+}_{0,19}Mg_{0,04})_{2,06}((Si_{3,34}Al_{0,66})_{4,00}O_{10})(OH)_2$.

Минерал группы хлорита

Хлориты являются распространенными минералами метаморфических пород. В породе хлорит представлен равномерно распределенными четкими звездчатыми выделениями призматического строения. Размеры звездчатых выделений достигают 1 мм и имеют темную окраску. В почвах же, хлорит представлен остаточными призматическими, спутано-волоконистыми или слабо оформленными выделениями (рисунок 92-97). В горной породе и в почвах хлорит по данным химического анализа представлен Fe-аналогом sudoита.

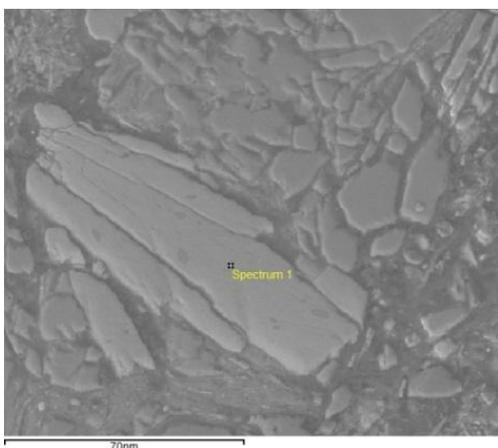


Рисунок 92. Выветривание хлорита в почве (SEM-фото)

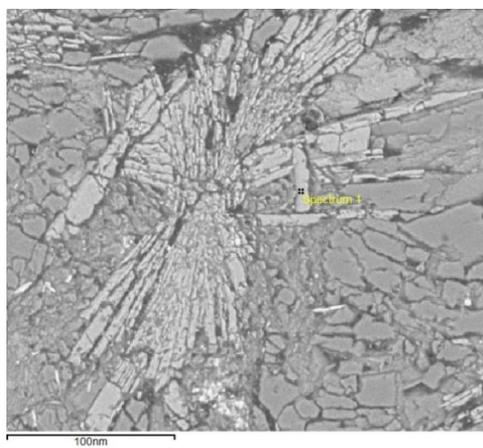


Рисунок 93. Звездчатые выделения магнезиально-железистого хлорита (SEM-фото)

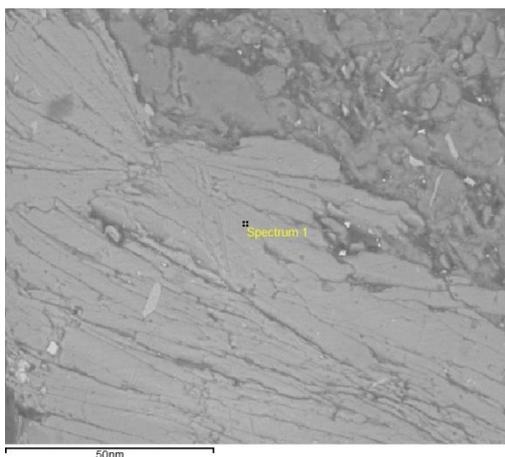


Рисунок 94. Магнезиально-железистый хлорит (SEM-фото)

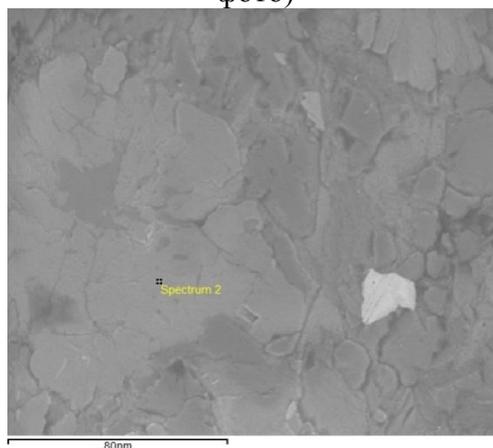


Рисунок 95. Железистый хлорит (SEM-фото)

Результаты рентгенофазового анализа минерала группы хлорита представлены в таблице 38, химический состав минерала группы хлорита породы в таблице 39, химический состав минерала группы хлорита торфянисто-подзолистой почвы в таблице 40.

Таблица 38. Результаты рентгенофазового анализа минерала группы хлорита

Порода		Торфянисто-подзолистая почва								Судоит 00-019-0751				
		BC		BT		EL		T						
D	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	D	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	d	$I_{отн}$	h	k	L
14,14	16	14,14	93	14,21	83	13,95	100	14,08	48	14,2	80	0	0	1
7,07	92	7,06	100	7,07	100	7,04	96	7,12	100	7,13	70	0	0	2
4,71	38	4,70	28	4,70	34	4,69	44	4,70	19	4,74	80	0	0	3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,52	85	1	1	0
3,53	100	3,56	69	3,56	59	3,56	38	3,56	84	3,55	65	0	0	4
2,82	20	-	-	-	-	-	-	-	-	2,84	20	0	0	5
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,54	25	1	3	1
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,50	100	-1	3	2

d – межплоскостные расстояния, $I_{отн}$ – относительная интенсивность.

Данные относительной интенсивности приведены к 100%, в качестве эталона приведена карточка судоита 00-019-0751 (<http://www.icdd.com/>). Из данной таблицы видно, что основные межплоскостные расстояния минерала группы хлорита совпадают с межплоскостными расстояниями судоита.

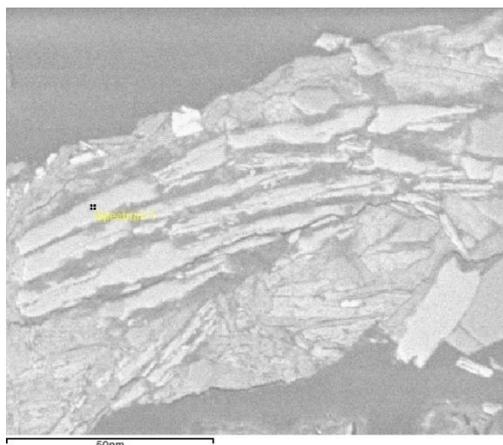


Рисунок 96. Призматический хлорит в почве (SEM-фото)

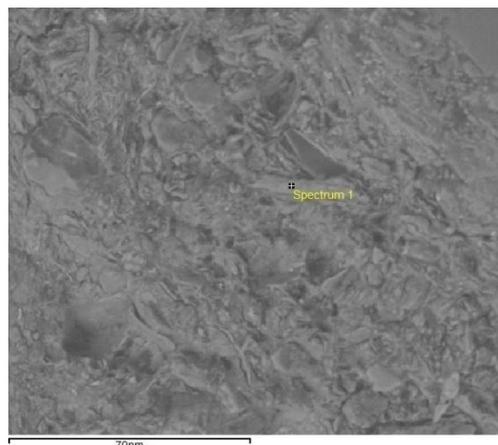


Рисунок 97. Нитевидный тонкодисперсный хлорит в почве (SEM-фото)

Таблица 39. Химический состав минерала группы хлорита породы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	$M \pm m$	V, %	8	9	10	11	12	13	14	$M \pm m$	V, %
SiO ₂	32,18	33,83	32,04	33,03	31,84	34,21	34,45	33,08 ±0,38	3,05	27,09	29,90	37,40	32,46	32,45	33,09	33,42	32,26 ±1,11	9,14
Al ₂ O ₃	43,98	46,52	41,58	44,17	44,92	43,47	43,91	44,08 ±0,52	3,13	41,29	44,38	28,04	40,53	43,94	45,08	47,61	41,55 ±2,24	14,28
FeОбщ	21,67	16,60	24,19	20,89	20,14	20,64	20,15	20,61 ±0,79	10,13	31,61	25,72	34,56	27,01	23,60	21,83	18,97	26,19 ±1,91	19,26
MgO	2,17	3,04	2,18	1,90	3,10	1,68	1,49	2,22 ±0,22	26,22	-	-	-	-	-	-	-		
Сумма	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0			99,99	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0		
Формульные коэффициенты																		
Катионы тетраэдрических позиций																		
Si	2,76	2,81	2,78	2,81	2,71	2,90	2,91			2,47	2,71	3,42	2,85	2,80	2,82	2,80		
Al ^{IV}	1,24	1,19	1,22	1,19	1,29	1,10	1,09			1,53	1,29	0,58	1,15	1,20	1,18	1,20		
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00			4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Катионы октаэдрических позиций																		
Al ^{VI}	3,20	3,37	3,04	3,24	3,21	3,25	3,29			2,91	3,29	2,44	3,05	3,27	3,35	3,51		
Fe ²⁺	1,55	1,15	1,76	1,49	1,43	1,46	1,42			2,41	1,88	2,64	1,99	1,70	1,56	1,33		
Mg	0,28	0,38	0,28	0,24	0,39	0,21	0,19			-	-	-	-	-	-	-		
Сумма	5,03	4,90	5,08	4,97	5,03	4,92	4,90			5,32	5,17	5,08	5,04	4,97	4,91	4,84		

M – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для хлорита число отрицательных зарядов по формуле Mg₂Al₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₈ равно 28. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995). Сначала заполнялись катионы тетраэдрических позиций (Si, Al^{IV}), затем оставшийся алюминий был перенесен в октаэдрическую позицию с железом и магнием.

По результатам исследований были выделены две группы хлоритов: магниезально-железистые и железистые. Содержание формульных коэффициентов в октаэдрической железа имеет широкий интервал от 1,15 до 2,64. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула магниезально-железистого хлорита (на примере образца 1): (Fe²⁺_{1,55}Mg_{0,28})_{1,83}Al_{3,20}((Si_{2,76}Al_{1,24})_{4,00}O₁₀)(OH)₈ и железистого (на примере образца 11): Fe²⁺_{1,99}Al_{3,05}((Si_{2,85}Al_{1,15})_{4,00}O₁₀)(OH)₈.

Таблица 40. Химический состав минерала группы хлорита торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Почвенные горизонты																			
	Т						EL						BT						BC	
	1	2	3	4	$M \pm m$	V, %	5	6	7	$M \pm m$	V, %	10	11	12	$M \pm m$	V, %	13	14		
SiO ₂	35,98	33,80	31,44	34,54	33,94± 0,82	9,56	34,51	41,58	37,34	37,81± 1,68	7,68	40,52	39,40	39,50	39,81± 0,29	1,27	34,13	35,02		
Al ₂ O ₃	41,84	42,92	44,19	41,92	42,72± 0,48	2,23	25,91	25,61	28,95	26,82± 0,87	5,62	21,51	23,99	23,63	24,57± 1,60	11,26	42,41	10,41		
FeОбщ	20,26	21,32	22,61	21,75	21,49± 0,42	3,94	28,71	23,0	16,06	22,59± 2,99	22,90	22,30	17,04	28,21	22,52± 2,63	20,26	21,67	54,57		
MgO	1,54	1,68	1,51	1,54	1,57± 0,03	4,22	10,56	9,41	17,20	12,39± 1,98	27,71	14,81	19,18	6,89	13,63± 2,94	37,33	1,78	-		
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	-	-	-	-	-	-		
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,73	-	-	-	-		
K ₂ O	0,37	0,28	0,25	0,25	0,29± 0,02	17,11	0,31	0,40	0,45	0,39± 0,03	14,98	-	0,39	1,04	-	-	-	-		
Сумма	99,99	100,0	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0			99,99	100,0		
Формульные коэффициенты																				
Катионы тетраэдрических позиций																				
Si	3,05	2,89	2,71	2,95			3,12	3,59	3,16			3,53	3,36	3,54			2,91	3,66		
Al ^{IV}	0,95	1,11	1,29	1,05			0,88	0,41	0,84			0,47	0,64	0,46			1,09	0,34		
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00			4,00	4,00	4,00			4,00	4,00	4,00			4,00	4,00		
Катионы октаэдрических позиций																				
Al ^{VI}	3,22	3,21	3,20	3,17			1,88	2,20	2,05			1,74	1,77	2,04			3,18	0,94		
Fe ²⁺	1,43	1,52	1,63	1,55			2,17	1,66	1,14			1,63	1,21	2,12			1,55	4,77		
Mg	0,19	0,21	0,19	0,20			1,42	1,21	2,17			1,92	2,44	0,92			0,23	-		
Mn	-	-	-	-			-	-	-			0,06	-	-			-	-		
Ca	-	-	-	-			-	-	-			-	-	0,07			-	-		
K	0,04	0,03	0,03	0,03			0,04	0,04	0,05			-	0,04	0,12			-	-		
Сумма	4,88	4,97	5,05	4,95			5,47	5,11	5,36			5,35	5,46	5,27			4,96	5,71		

M – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Примечание: методика расчета описана в таблице 39.

Хлорит почв претерпевает изоморфные замещения за счет чего в его структуру входит компенсирующий катион калия до 0,12 формульных коэффициентов. Это происходит в результате действия почвенных растворов в межфазном пространстве минералов. Из-за этого сумма катионов октаэдрической позиции отличается от теоретической в основном в большую сторону. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): $(\text{Fe}^{2+}_{1,43}\text{Mg}_{0,19}\text{K}_{0,04})_{1,66}\text{Al}_{3,22}((\text{Si}_{3,05}\text{Al}_{0,95})_{4,00}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$.

Также по результатам рентгенофазового анализа был диагностирован альбит. Наблюдения по электронному и оптическому микроскопу показали, что альбит не является породообразующим, а является второстепенным минералом.

Акцессорные минералы

Монацит

Монацит - минерал, фосфат редкоземельных элементов преимущественно цериевой группы минералов. Обобщённая химическая формула $(\text{Ce, La, Nd})(\text{PO}_4)$. Содержание окисей редких земель достигает 60-80 %. Монацит встречается почти во всех кислых и щелочных магматических породах. Встречается в парагенетической ассоциации с полевым шпатом, цирконом, иногда с ильменитом, магнетитом и другими. В породе и в почвах представлен в виде отдельных угловатых зерен в мусковите (рисунок 98-101).

Химический состав монацита породы и торфянисто-подзолистой почвы представлен в таблице 41.

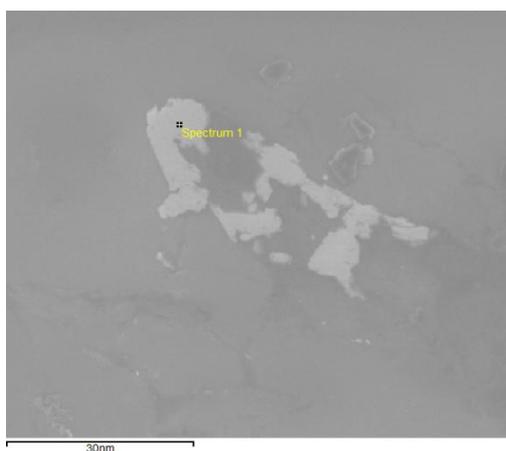


Рисунок 98. Монацит в породе (SEM-фото).

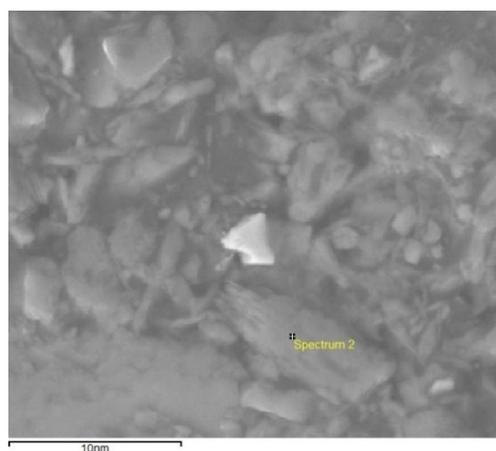


Рисунок 99. Монацит в мусковите (SEM-фото).

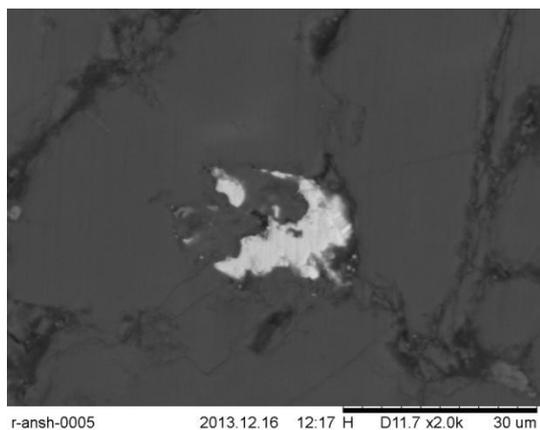


Рисунок 100. Монацит в породе (SEM-фото).

Рисунок 101. Монацит в почве (SEM-фото).

Таблица 41. Химический состав монацита породы и торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по катионам

Оксиды	Порода				Почвенные горизонты			
					BEL		BT	BC
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	7,71	3,04	7,13	10,38	8,82	8,08	15,45	11,59
Al ₂ O ₃	0,93	-	-	-	2,73	2,16	3,33	3,95
FeOобщ	-	-	-	-	3,58	1,50	-	-
P ₂ O ₅	35,06	39,33	35,94	36,97	26,91	24,06	26,23	35,12
CaO	0,57	-	-	-	1,79	-	-	-
Ce ₂ O ₃	28,78	32,31	30,71	35,32	29,15	30,17	29,56	26,17
La ₂ O ₃	15,20	16,90	16,49	17,33	12,95	15,63	14,22	6,89
Nd ₂ O ₃	8,82	8,41	9,73	-	10,80	11,31	8,92	16,28
ThO ₂	2,92	-	-	-	3,27	7,09	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	2,29	-
Сумма	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Формульные коэффициенты								
Si	0,26	0,11	0,24	0,34	0,30	0,30	0,49	0,36
Al	0,04	-	-	-	0,11	0,09	0,12	0,15
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,10	0,05	-	-
P	1,01	1,16	1,04	1,03	0,76	0,74	0,70	0,93
Ca	0,02	-	-	-	0,06	-	-	-
Ce	0,36	0,41	0,39	0,42	0,36	0,40	0,34	0,30
La	0,19	0,22	0,21	0,21	0,16	0,21	0,17	0,08
Nd	0,11	0,10	0,12	-	0,13	0,15	0,10	0,18
Th	0,02	-	-	-	0,02	0,06	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	0,08	-
Сумма	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O ²⁻								

Примечание: Расчет формулы производился по катионам, количество катионов принималось за два. Feобщ рассчитывалось на Fe³⁺.

По результатам выявлено, что в монаците содержится следующие изоморфные примеси: лантан, неодим, торий, стронций. В результате расчета формульных коэффициентов была

составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): $(\text{Ce}_{0,36}\text{Si}_{0,26}\text{La}_{0,19}\text{Nd}_{0,11}\text{Al}_{0,04}\text{Th}_{0,02}\text{Ca}_{0,02})_{1,00}\text{P}_{1,01}\text{O}_4$.

Ксенотим

Ксенотим - относительно редкий минерал, фосфат иттрия. Акцессорный минерал в кислых и щелочных породах и их пегматитах. Устойчив к выветриванию. Иногда встречается в ассоциации со слюдами, монацитом, цирконом, кварцем, хлоритом, рутилом. Ксенотим был дважды найден только в породе (рисунок 102; 103).

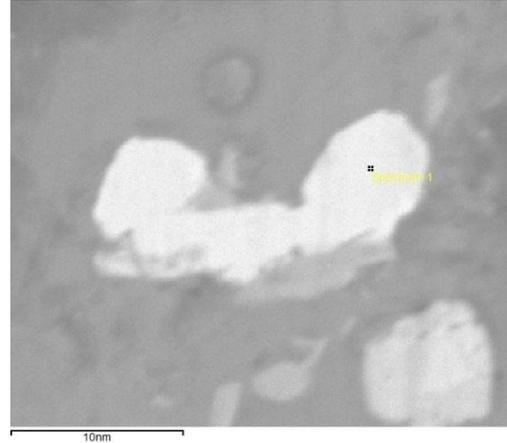
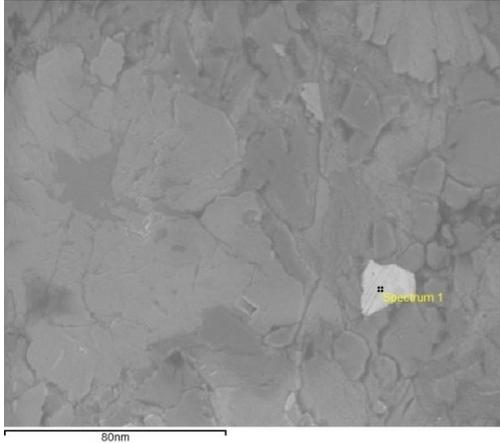


Рисунок 102. Ксенотим в породе (SEM-фото). Рисунок 103. Ксенотим в почве (SEM-фото).

Таблица 42. Химический состав ксенотима породы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по катионам

Оксиды	1	2
SiO ₂	7,99	-
Al ₂ O ₃	0,92	-
P ₂ O ₅	39,78	47,26
Y ₂ O ₃	47,16	52,74
Dy ₂ O ₃	4,16	-
	100,01	100,0
Формульные коэффициенты		
Si	0,23	-
Al	0,03	-
P	0,97	1,18
Y	0,73	0,82
Dy	0,04	-
Сумма	2,00	2,00
O ²⁻		

Примечание: Расчет формулы производился по катионам, количество катионов принималось за два.

В ксенотиме определены в качестве изоморфной примеси диспрозий, кремний и алюминий. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 2): $\text{Y}_{0,82}\text{P}_{1,18}\text{O}_4$.

Гематит

Гематит широко распространенный минерал в зоне окисления и регионально-метаморфических породах, где он находится в ассоциации с кварцем, ильменитом, хлоритом, лимонитом и другими минералами. Гематит в почвах присутствует в виде отдельных небольших зерен и разнообразных натечных форм (рисунок 104-107). При этом натечные формы образуются на хлорите и мусковите. В породе гематит не обнаружен, что дает право на предположение что гематит является новообразованным минералом в почвах.

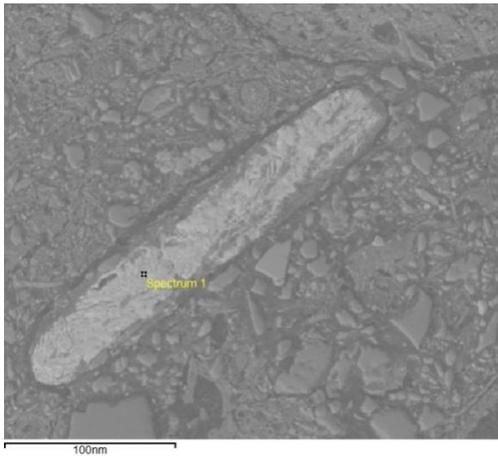


Рисунок 104. Гематит на поверхности минерала (SEM-фото).

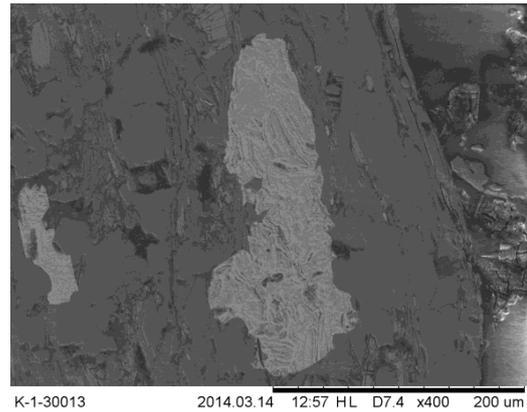


Рисунок 105. Гематит на мусковите (SEM-фото).



Рисунок 106. Кристалл гематита (SEM-фото).

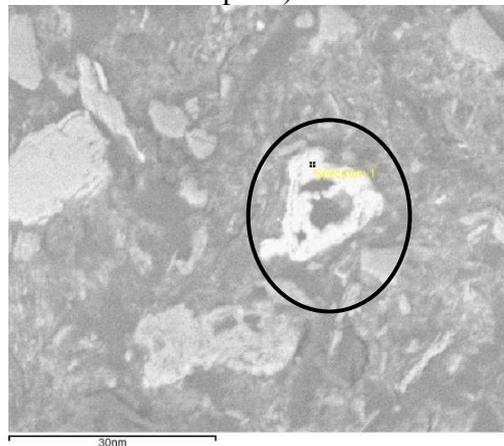


Рисунок 107. Гематит в почве (SEM-фото).

Химический состав гематита торфянисто-подзолистой почвы представлен в таблице 43.

Таблица 43. Химический состав гематита торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Почвенные горизонты																
	EL					BEL				BT				BC			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	8,27	11,09	16,04	7,22	8,46	14,14	9,61	11,14	11,40	26,06	19,33	16,54	18,12	10,60	17,81	12,60	12,78
TiO ₂	4,43	-	-	-	-	4,40	2,11	8,21		-	-	1,46	4,81	13,24	-	-	-
Al ₂ O ₃	1,79	8,07	7,64	2,99	7,95	4,56	3,09	4,68	4,94	8,87	5,53	4,38	4,04	2,33	22,82	3,74	6,71
Fe _{Общ}	85,51	80,84	76,32	89,79	83,58	76,90	84,75	71,91	83,66	62,02	73,70	77,62	73,03	71,07	59,37	83,66	80,50
MnO										1,79	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	0,43	4,06	-	1,26	1,44	-	-	2,76	-	-	-
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99
Формульные коэффициенты																	
Si	0,20	0,26	0,37	0,18	0,20	0,33	0,23	0,26	0,27	0,55	0,43	0,38	0,41	0,25	0,37	0,30	0,30
Ti	0,08	-	-	-	-	0,08	0,04	0,14		-	-	0,03	0,08	0,23	-	-	-
Al	0,05	0,22	0,21	0,09	0,22	0,12	0,09	0,13	0,14	0,22	0,15	0,12	0,11	0,06	0,56	0,10	0,18
Fe ³⁺	1,57	1,43	1,31	1,67	1,51	1,34	1,54	1,25	1,50	0,99	1,24	1,34	1,24	1,24	0,94	1,50	1,42
Mn										0,03	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	0,02	0,14	-	0,04	0,05	-	-	0,10	-	-	-
Сумма	1,91	1,91	1,88	1,94	1,93	1,87	1,91	1,91	1,91	1,84	1,87	1,86	1,84	1,87	1,88	1,90	1,90

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для гематита число отрицательных зарядов по формуле Fe₂O₃ равно 6. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995).

В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): (Fe³⁺_{1,67}Si_{0,20}Ti_{0,08}Al_{0,05})_{1,91}O₃. Образование гематита в почвах связано с окислением железосодержащих минералов (хлоритов), что подтверждается их натечными формами (рис.). Образцы имеющие высокое содержание оксида титана, возможно, образовались в результате изменения ильменита.

Ильменит

Ильменит – минерал из класса сложных оксидов. Устойчив к выветриванию, за счет чего накапливается в почвах. Был обнаружен только в почвенных образцах (рисунок 108-111) в виде таблитчатых кристаллов размером 10 μm (микрометр). Предположительно, ильменит содержится в породе, просто он не был нами встречен из-за своей редкости.

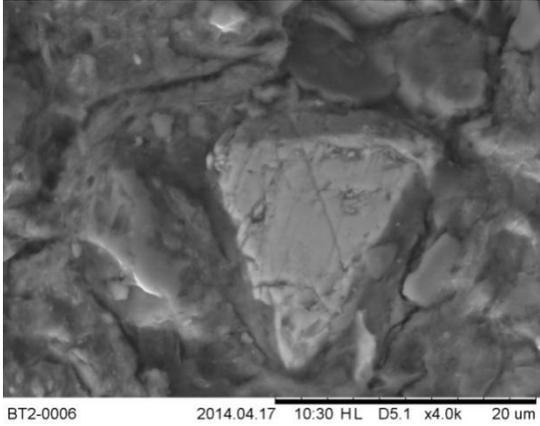


Рисунок 108. Ильменит (SEM-фото).



Рисунок 109. Таблитчатый кристалл ильменита в почве (SEM-фото).



Рисунок 110. Ильменит в почве (SEM-фото).

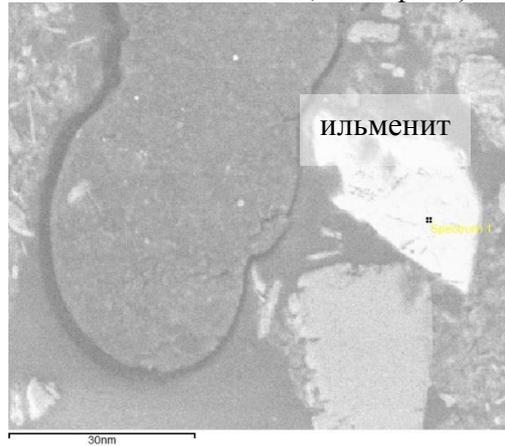


Рисунок 111. Ильменит в почве (SEM-фото).

Химический состав ильменита подзолистой почвы и расчет формульных коэффициентов по зарядам представлен в таблице 44.

Таблица 44. Химический состав ильменита подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Почвенные горизонты										
	EL			BEL			BT		BC		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	3,82	4,99	7,25	7,16	6,64	13,68	10,21	12,69	7,17	8,80	9,93
TiO ₂	55,95	49,57	48,35	62,19	42,60	44,28	45,43	47,83	55,93	62,58	50,41
Al ₂ O ₃	0,97	-	2,31	2,48	1,83	5,00	2,74	3,05	1,76	2,09	2,18
FeO	34,40	43,61	36,07	28,17	45,55	35,82	39,51	35,06	31,86	26,52	35,03
MnO	4,43	0,62	6,02	-	3,38	-	-	1,37	3,27	-	1,29
MgO	0,42	1,21	-	-	-	1,22	2,11	-	-	-	-
Сумма	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0
Формульные коэффициенты											
Si	0,09	0,12	0,17	0,16	0,16	0,30	0,24	0,29	0,16	0,19	0,23
Ti	1,00	0,91	0,86	1,03	0,79	0,74	0,79	0,81	0,96	1,03	0,86
Al	0,03	-	0,06	0,06	0,05	0,13	0,07	0,08	0,05	0,05	0,06
Fe	0,68	0,89	0,71	0,52	0,94	0,67	0,76	0,66	0,61	0,48	0,67
Mn	0,09	0,01	0,12	-	0,07	-	-	0,03	0,06	-	0,02
Mg	0,01	0,04	-	-	-	0,04	0,07	-	-	-	-
Сумма	1,90	1,97	1,93	1,78	2,02	1,89	1,94	1,86	1,85	1,76	1,88

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для ильменита число отрицательных зарядов по формуле FeTiO₃ равно 6. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995).

В ильмените содержится множество примесей: кремний, алюминий, марганец и магний. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): $(\text{Fe}^{2+}_{0,68}\text{Si}_{0,09}\text{Mn}_{0,09}\text{Al}_{0,03}\text{Mg}_{0,01})_{0,90}\text{Ti}_{1,00}\text{O}_3$.

Рутил

Рутил распространен как аксессуарный минерал магматических и метаморфических горных пород. Накапливается в почвах, потому является устойчивым к выветриванию минералом. Форма выделений: вытянутые кристаллы размером 20 микрометров. Часто рутил находится в мусковите (рисунок 112; 113).

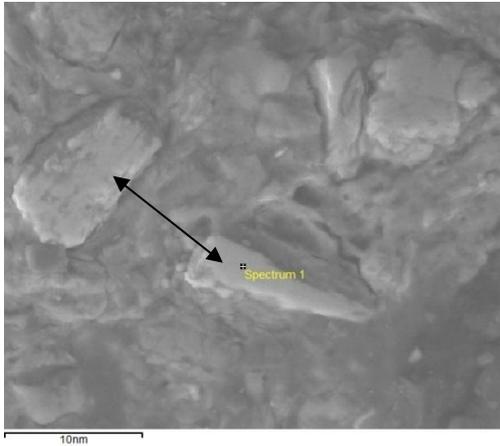


Рисунок 112. Вытянутый и таблитчатый кристалл рутила (SEM-фото).

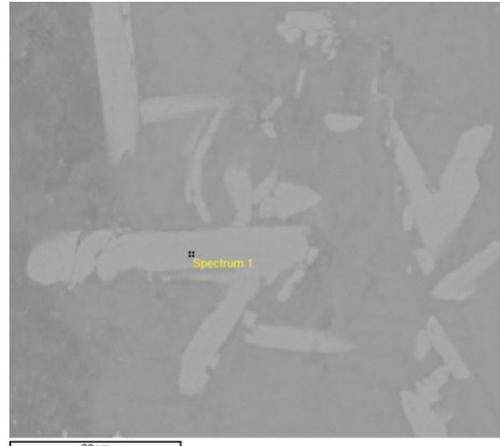


Рисунок 113. Рутил в мусковите (SEM-фото).

Химический состав рутила породы и почв и расчет формульных коэффициентов по зарядам представлен в таблице 45.

Таблица 45. Химический состав рутила породы и почв (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Почвообразующая порода								Почвенные горизонты					
									EL			BT		BC
	1	2	3	4	5	6	$M \pm m$	$V, \%$	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	5,14	3,30	2,10	4,87	2,64	4,00	3,68± 0,45	30,16	2,10	2,64	4,00	9,73	9,97	13,55
TiO ₂	84,52	95,60	94,01	92,18	97,36	96,00	93,28± 1,73	4,55	94,01	97,36	96,00	85,47	85,29	85,07
Al ₂ O ₃	6,79	1,10	-	2,95	-	-	-	-	-	-	-	2,78	2,75	1,38
FeO	3,55	-	3,89	-	-	-	-	-	3,89	-	-	2,02	1,99	-
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Формульные коэффициенты														
Si	0,07	0,04	0,03	0,06	0,03	0,05			0,03	0,03	0,05	0,13	0,13	0,17
Ti	0,83	0,94	0,95	0,90	0,97	0,95			0,95	0,97	0,95	0,83	0,83	0,81
Al	0,11	0,02	-	0,05	-	-			-	-	-	0,04	0,04	0,02
Fe	0,04	-	0,04	-	-	-			0,04	-	-	0,02	0,02	-
Сумма	1,05	1,00	1,02	1,01	1,00	1,00			1,02	1,00	1,00	1,02	1,02	1,00

M – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для рутила число отрицательных зарядов по формуле TiO₂ равно 4. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995).

По результатам выявлено, что в рутиле, кроме титана, содержится примесь кремния, алюминия и железа. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): (Ti_{0,83}Al_{0,11}Si_{0,07}Fe²⁺_{0,04})_{1,05}O₂. Между рутилом породы и почв значительных отличий не выявлено, но в горизонте BEL рутил не обнаружен, что скорее всего связано с его рассеянностью.

Циркон

Циркон является акцессорным минералом почти во всех типах магматических горных пород. Очень устойчивый к выветриванию минерал, за счет чего может накапливаться в осадочных породах. Циркон представлен выраженными зернами размером 10 микрометра (рисунок 114-117).

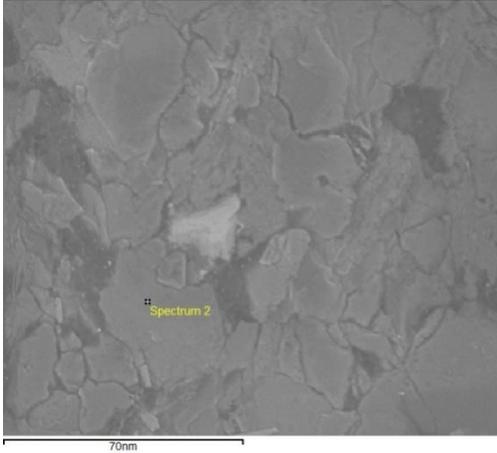


Рисунок 114. Циркон в мусковите (SEM-фото).



Рисунок 115. Циркон в почве (SEM-фото).

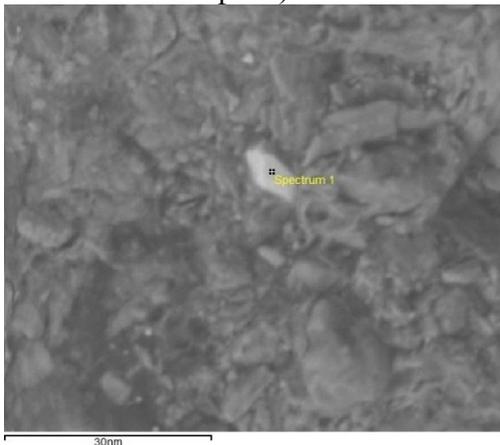


Рисунок 116. Циркон в почве (SEM-фото).

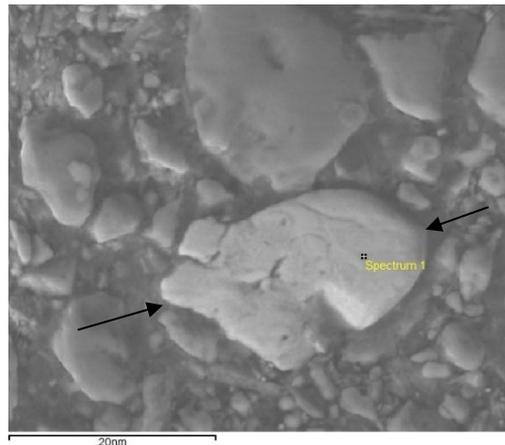


Рисунок 117. Циркон в почве (SEM-фото).

Химический состав циркона породы и торфянисто-подзолистой почвы и расчет формульных коэффициентов по зарядам представлен в таблице 46.

Таблица 46. Химический состав циркона породы и торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	Порода			Почвенные горизонты								
				EL		BEL			BT	BC		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	33,28	26,29	33,52	32,99	34,64	37,71	32,89	36,09	35,74	39,74	35,83	35,33
Al ₂ O ₃		2,84	1,40	2,27	1,85	3,02	3,98	1,22	1,18	-	1,42	2,43
FeO				1,46	1,24	-	2,54	-	-	-	-	-
ZrO ₂	66,72	70,87	65,08	63,28	62,27	59,27	60,58	62,68	63,07	60,25	62,75	62,23
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	99,99	99,99	100,0	99,99
Формульные коэффициенты												
Si	1,01	0,83	1,01	0,99	1,03	1,09	0,98	1,07	1,06	1,15	1,06	1,04
Al		0,11	0,05	0,08	0,06	0,10	0,14	0,04	0,04	-	0,05	0,08
Fe				0,04	0,03	-	0,06	-	-	-	-	-
Zr	0,99	1,09	0,95	0,93	0,90	0,83	0,88	0,90	0,91	0,85	0,90	0,89
Сумма	2,00	2,03	2,01	2,04	2,03	2,03	2,07	2,01	2,01	2,00	2,01	2,02

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для циркона число отрицательных зарядов по формуле ZrSiO₄ равно 8. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995).

По результатам выявлено, что циркон содержащийся в почвах и в породе практически не отличается. Наблюдаются небольшие изоморфные примеси алюминия и железа. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): Zr_{0,99}Si_{1,01}O₄.

Ферванит

Ферванит $\text{Fe}_4(\text{VO}_4)_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ – минерал группы ванадия был встречен единожды в горизонте EL торфянисто-подзолистой почвы. Химический состав (масс, %): SiO_2 -5,05; TiO_2 -7,72; Al_2O_3 -1,17; FeO -40,33; V_2O_5 -45,53. Формула минерала была рассчитана по катионам. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула: $(\text{Fe}_{3,55}\text{Ti}_{0,30}\text{Al}_{0,15})_{4,00}(\text{V}_{3,16}\text{Si}_{0,53}\text{Ti}_{0,31})_{4,00}\text{O}_{16}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (рисунок 118).



Рисунок 118. Сердцевидное зерно ферванита в почве (SEM-фото).

Альбит

Альбит - минерал из подгруппы плагиоклазов группы полевых шпатов. Широко распространён, один из наиболее обычных породообразующих минералов кислых и щелочных изверженных пород и пегматитов. В почвах представлен зернами неправильной формы размером 20 микрометра. В торфянисто-подзолистой почве встречен только в двух горизонтах (рисунок 119; 120).

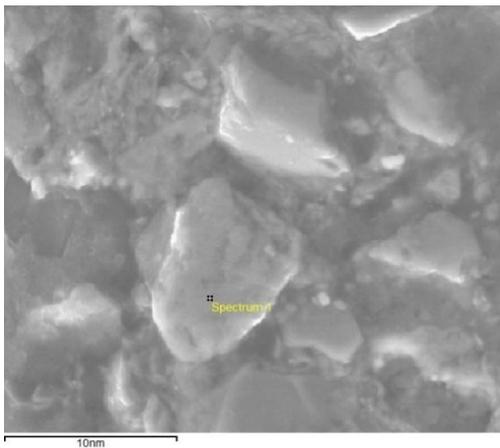


Рисунок 119. Зерна альбита в почвах (SEM-фото).

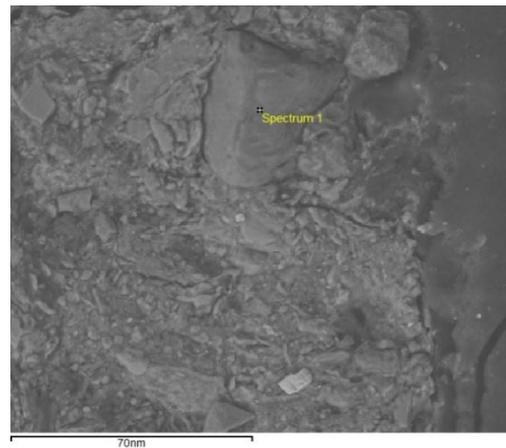


Рисунок 120. Альбит в почве (SEM-фото).

Химический состав альбита торфянисто-подзолистой почвы и расчет формульных коэффициентов по зарядам представлен в таблице 47.

Таблица 47. Химический состав альбита торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по зарядам

Оксиды	BT		BEL
	1	2	3
SiO ₂	71,56	70,89	74,15
Al ₂ O ₃	18,81	18,63	18,72
CaO	-	0,41	-
K ₂ O	0,59	0,44	-
Na ₂ O ₃	9,03	9,63	7,13
Сумма	99,99	100,0	100,0
Формульные коэффициенты			
Si	3,09	3,07	3,15
Al	0,96	0,95	0,94
Ca	-	0,02	-
K	0,03	0,02	-
Na	0,76	0,81	0,59
Сумма	4,84	4,87	4,68

Примечание: Расчет формулы производился по зарядам. Для альбита число отрицательных зарядов по формуле Na(AlSi₃O₈) равно 8. Расчет производился по практическому руководству и справочнику: «Формулы минералов» (Булах и др., 1995).

По результатам выявлено, что в изоморфной смеси с натрием в структуре находятся калий и кальций. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): (Na_{0,76}K_{0,03})_{0,79}(Al_{0,96}Si_{3,09})_{4,05}O₈).

Флоренсит

Флоренсит (CeAl₃(PO₄)₂(OH)₆) - очень редкий минерал, Се-доминантный редкоземельный алюмофосфат группы флоренсита (рисунок 121).

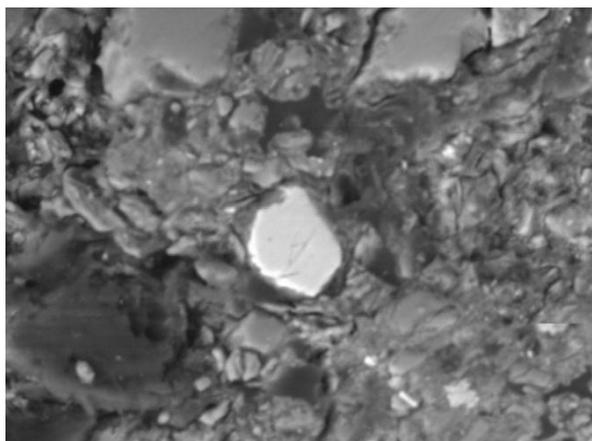


Рисунок 121. Флоренсит в почве (SEM-фото).

Химический состав флоренсита породы и торфянисто-подзолистой почвы и расчет формульных коэффициентов по катионам представлен в таблице 48.

Таблица 48. Химический состав флоренсита породы и торфянисто-подзолистой почвы (масс, %) и расчет формульных коэффициентов по катионам

Оксиды	Почвообразующая порода							Почвенные горизонты	
								EL	BEL
	1	2	3	4	5	$M \pm m$	$V, \%$	6	7
SiO ₂	18,34	-	-	4,66	9,88	-	-	5,35	10,12
TiO ₂	-	-	-	2,92	-	-	-	2,56	-
Al ₂ O ₃	35,32	36,19	37,66	37,42	32,20	35,76± 0,88	5,51	35,46	28,34
FeO	-	-	-	-	1,64	-	-	3,07	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	1,42	-
P ₂ O ₅	37,09	35,57	39,55	39,14	31,37	36,54± 1,32	8,10	33,70	29,68
Ce ₂ O ₃	9,25	17,58	14,38	15,86	13,88	14,19± 1,25	19,64	13,14	19,94
La ₂ O ₃	-	10,65	-	-	6,27	-	-	-	11,92
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	4,76	-	-	3,95	-
WO ₃	-	-	8,41	-	-	-	-	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	1,34	-
Сумма	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0			99,99	100,0
Формульные коэффициенты									
Si	1,16	-	-	0,31	0,70			0,36	0,76
Ti	-	-	-	0,15	-			0,13	-
Al	2,64	3,08	3,12	2,94	2,68			2,84	2,49
Fe	-	-	-	-	0,10			0,17	-
Ca	-	-	-	-	-			0,10	-
P	1,99	2,17	2,35	2,21	1,88			1,94	1,88
Ce	0,21	0,46	0,37	0,39	0,36			0,33	0,55
La	-	0,28	-	-	0,16			-	0,33
Nd	-	-	-	-	0,12			0,10	-
W	-	-	0,15	-	-			-	-
Pb	-	-	-	-	-			0,02	-
Сумма	6,00	5,99	5,99	6,00	6,00			5,99	6,01
O ²⁻									

M – среднее арифметическое, m – стандартная ошибка среднего, V – коэффициент вариации.

Примечание: Расчет формулы производился по катионам, количество катионов принималось за шесть.

Флоренсит характеризуется низким содержанием церия от 0,21 до 0,55. В качестве примесей были обнаружены титан, железо, кальций, лантан, неодим, вольфрам и свинец. В результате расчета формульных коэффициентов была составлена следующая кристаллохимическая формула (на примере образца 1): Ce_{0,21}Al_{2,64}Si_{1,16}(P_{1,99}O₈)(OH)₆.

Серебро

Серебро Ag – редкий минерал, образуется в зоне окисления рудных месторождений. Единственная находка серебра была в горизонте E1 торфянисто-подзолистой почвы (рисунок 122).

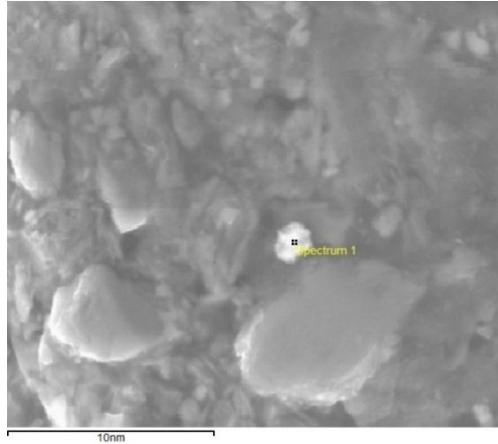


Рисунок 122. Зерно самородного серебра в почве (SEM-фото).

Выводы

1. В результате морфологических исследований на территории хребтов Кибиз и Олотау впервые были диагностированы и описаны следующие типы почв: петроземы темногумусовые, литоземы темногумусовые и перегнойно-темногумусовые, темногумусовые и перегнойно-темногумусовые, темно-серые, черноземы глинисто-иллювирированные и аллювиальные темногумусовые глеевые почвы. Основные почвообразующие породы: элювий и делювий сильновыветренного известняка и тяжелосуглинистые отложения. В зоне елово-пихтовых лесов распространены подзолистые почвы. Эти почвы развиты на делювиальных глинистых отложениях, за счет чего имеют развитый профиль. В зоне горных лугов широкое распространение имеют литоземы, на верховых болотах торфяно-литоземы, в тундровой зоне, в микропонижениях, распространены темногумусовые почвы. Все описанные почвы (кроме подзолистых) характеризуются, в большей степени, аккумулятивным почвообразованием. Лимитирующим фактором в развитии почв является горный рельеф и почвообразующая порода, которая представлена хлорит-иллит-кварцевым сланцем. Также особое влияние оказывают климат и растительность, которые отчетливо выражены в высотной зональности горного массива.

2. По результатам химико-аналитических исследований почв хребтов Кибиз и Олотау, содержание гумуса в гумусовых горизонтах темно-серых почв варьирует от 5 до 7,9%; в литоземах колеблется в пределах 7,5%; в перегнойно-темногумусовых почвах от 6,2 до 7,8%; в аллювиальной почве 8,3%. Данные по величинам потери при прокаливании дают нам возможность диагностировать гумусовый горизонт как перегнойно-темногумусовый (АН) в следующих типах почв: литоземы перегнойно-темногумусовые и перегнойно-темногумусовые почвы. Это обусловлено типом растительности, благоприятным водным режимом, почвообразующими породами. Степень кислотности почв (по значениям рН водной суспензии) варьирует в литоземах от 5,7 до 6,0; в темногумусовых почвах от 5,0 до 6,2; в темно-серых почвах от 4,9 до 5,8. Почвы малых рек и ручьев, формируясь в условиях избыточного проточного увлажнения, в незначительной степени наследуют признаки почвообразующих пород и их свойства определяются в основном уровнем залегания грунтовых вод и интенсивностью аллювиального процесса. Текстурно-дифференцированные почвы зоны елово-пихтовых лесов Южного Урала, представленные, в данном случае торфянисто-подзолистыми. Данные почвы характеризуются короткопрофильностью, слабым проявлением подзолистого процесса и кислой реакцией среды (по величине рН водной суспензии). Эти почвы развиты на делювиальных глинистых отложениях, подстилаемыми коренными породами – сланцами хлорит-иллит-кварцевого состава.

3. Мезоморфологические исследования показали, аккумулятивно-гумусовый горизонт темно-серых почв низко- и среднегорного рельефа Южного Урала относится к темногумусовому, где органическое вещество ассоциировано с минеральной массой, наблюдается обилие копролитов и слаборазложившихся растительных остатков. Гумусово-элювиальный горизонт характеризуется неоднородной окраской, прослеживаются процессы выноса материала в нижележащие горизонты, что свидетельствует о вертикальной миграции вещества, характерной для большинства текстурно-дифференцированных почв. В субэлювиальном горизонте представлены некоторые морфологические фрагменты текстурного горизонта, обильные силтаны и скелетаны. В текстурном горизонте представлены многочисленные гумусово-глинистые кутаны, а также глинистые кутаны без примеси органического вещества, которые приурочены к поверхности агрегатов (локализуются в порах). В переходных к породе горизонтах прослеживаются многослойные кутаны иллювиирования, приуроченные к порам. Микроморфологические исследования торфянисто-подзолистой почвы горного массива Ирмель показали, что соотношение органического материала и минеральных фаз меняется вверх по разрезу в пользу органического вещества.

4. В результате исследований, в коренной горной породе были диагностированы: кварц, иллит, Fe-аналог судоита, рутил, циркон, альбит, монацит, ксенотим, флоренсит. В торфянисто-подзолистой почве были диагностированы следующие минералы: кварц, иллит, Fe-аналог судоита, гематит, рутил, ильменит, циркон, альбит, монацит, ксенотим, серебро, флоренсит и ферванит. Главными минералами почвы и породы являются кварц, иллит и Fe-аналог судоита.

5. Кварц составляет минеральную матрицу почвы. Fe-аналог судоита в породе представлен призматическими и скрытокристаллическими массами, причем призматические выделения унаследованы от лучисто-звездчатых хлоритов почвообразующей породы. Fe-аналог судоита характеризуется высоким содержанием железа (до 31% в породе и 28% в почве). Химический состав иллита характеризуется высоким содержанием алюминия (до 37% в породе и 34% в почве). В результате расчета формульных коэффициентов составлена кристаллохимическая формула магнезиально-железистого хлорита: $(\text{Fe}^{2+}_{1,55}\text{Mg}_{0,28})_{1,83}\text{Al}_{3,20}((\text{Si}_{2,76}\text{Al}_{1,24})_{4,00}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ и железистого: $\text{Fe}^{2+}_{1,99}\text{Al}_{3,05}((\text{Si}_{2,85}\text{Al}_{1,15})_{4,00}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Иллит почв по сравнению с иллитом почвообразующей породы содержит большее количество железа и магния в октаэдрической позиции. В результате расчета формульных коэффициентов составлена кристаллохимическая формула иллита: $(\text{K}_{0,61}\text{Na}_{0,12})_{0,73}(\text{Al}_{1,83}\text{Fe}^{2+}_{0,18}\text{Mg}_{0,08})_{2,09}((\text{Si}_{3,29}\text{Al}_{0,71})_{4,00}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Нахождение многочисленных

разнообразных новообразований гематита указывают, что основными процессами выветривания являются окисление и гидролиз.

6. В результате исследований выявлены особо ценные почвенные объекты, относящиеся к категории почвенные эталоны: петроземы темногумусовые, литоземы темногумусовые, темногумусовые почвы, темно-серые почвы, черноземы глинисто-иллювирированные, аллювиальные темногумусовые глеевые почвы. Данные типы почв распространены в горно-лесной зоне Южного Урала и на территории изученных ООПТ.

Благодарности:

Автор выражает благодарность сотрудникам кафедры почвоведения, ботаники и селекции растений ФГБОУ ВО БГАУ, научному руководителю, доктору биологических наук Сергею Владиславу Сергеевичу. Также автор признателен сотрудникам кафедр почвоведения и экологии почв, прикладной экологии и кафедре минералогии Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ); ресурсным центрам (РЦ) СПбГУ: «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель», «Центр микроскопии и микроанализа». И лично, доктору биологических наук Абакумову Евгению Васильевичу (СПбГУ), и кандидату геолого-минералогических наук Перовой Елене Николаевне (СПбГУ).

Список литературы

1. Абакумов Е.В. Почвенный покров лесов Национального парка «Башкирия» [Текст] / Е.В. Абакумов, Р.Р. Сулейманов // Аграрная Россия. Москва. 2009. №2. С 169-170.
2. Абакумов Е.В., Сулейманов Р.Р., Файзрахманова Э.Ю. Почвы Национального парка «Башкирия»: первые результаты и перспективы исследований // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии – 2010 – Т.19, №4. С 157-159.
3. Абакумов Е.В., Сулейманов Р.Р., Шамсимухаметов М.М., Саксонов С.В. Темно-серые и темно-серые краснопрофильные почвы Самарской области и Башкортостана // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии – 2011 – Т.20, №3. С 115-120.
4. Абакумов Е.В., Халитов Р.М., Котлугалямова Э.Ю., Сулейманов Р.Р. Предварительные сведения о почвах хребта Кибиз (Южный Урал, Башкирия) // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии – 2011 – Т.20, №3. С 166-170.
5. Апарин Б.Ф., Г.А. Касаткина, Н.Н. Матинян, Е.Ю. Сухачева. Красная книга почв Ленинградской области. Отв. ред. Б.Ф. Апарин: / СПб.: Аэроплан, 2007., - 320 с.
6. Аринушкина Е.В. Валовой химический анализ почв и грунтов. Москва: изд. МГУ, 1949. 181 с.

7. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. Москва: изд. МГУ, 1970. 488 с.
8. Ахтырцев Б.П. Серые лесные почвы Центральной России. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979, 232 с.
9. Багаутдинов Ф.Я., Хазиев Ф.Х. Состав и трансформация органического вещества почв. Уфа. Гилем, 2000.
10. Башкортостан: Краткая энциклопедия. Уфа. Научное изд-во «Башкирская энциклопедия», 1996. 672 с.
11. Богомолов Д.В. Почвы Башкирской АССР. Москва: Изд-во АН СССР, 1954. 296 с.
12. Болдырев В.А. Лесные почвы южной части Приволжской возвышенности. Саратов, 1993. 61 с.
13. Булах А.Г., Кривовичев В.Г., Золотарев А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии. Практическое руководство и справочник. – СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1995. 260 с.
14. Булах А.Г. общая минералогия: учебник для студ. высш. учеб. заведений / А.Г. Булах, В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарев. – 4-е изд., перераб. и доп. – Москва: Издательский центр «Академия», 2008. – 416 с.
15. Бурангулова М.Н., Мукатанов А.Х. Черноземы горных районов Башкирской АССР. Москва, 1975.
16. Бызова Е.В. Аморфные и слабоокристаллизованные компоненты тонких фракций почв юга Дальнего Востока [Текст] / Е.В. Бызова, Т.А. Соколова, Т.И. Синани // Почвоведение, Москва. – 1989, № 8. – С. 72-84.
17. Вахрушев Г.В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР, т. I, Изд. Саратовского госуниверситета, Саратов, 1949.
18. Варламов И.П. О денудационных поверхностях и новейшей тектонике южной части Башкирского Предуралья и прилегающей территории Южного Урала, Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. II, Уфа, 1959. С. 32-46.
19. Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. Москва, Изд.: почвенный институт им. Докучаева. 1998. 217с.
20. Гагарина Э.И. Опыт изучения выветривания обломков карбонатных пород в почве [Текст] // Почвоведение – 1968, №9. С. 117-126.
21. Гагарина Э. И. Микроморфологический метод исследования почв. Учебное пособие. Изд. СПбГУ. С-Петербург. 2002.

22. Гарифуллин Ф.Ш., Ишемьяров А.Ш. Почвы Южного Урала и их рациональное использование. Учебное пособие. Уфа, 1987.
23. Геннадиев А.Н. Направление и скорость глинообразования в некоторых почвах Приэльбрусья [Текст] / А.Н. Геннадиев, Т.А. Соколова // Почвоведение, Москва. – 1977, №6 – С. 121-130.
24. Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино, 1992.
25. Гинзбург И.И. О стадийном выветривании слюд и хлоритов. В кн. «Минералогия и петрография». Москва: Изд. АН СССР, 1954.
26. Горбунов Н.И. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах на песчаных породах разного возраста [Текст] / Н.И. Горбунов, З. Прусинкевич, Б.П. Градусов // Почвоведение, Москва. – 1963, №8 – С. 48-57.
27. Горбунов Н.И. Минералогия и коллоидная химия почв. Москва, «Наука», 1974.
28. Горичев Ю.П. Почвенно-лесорастительные условия западной части Южно-уральского заповедника [Текст] / Ю.П. Горичев, А.Н. Давыдычев, А.Ю. Кулагин, Р.Р. Сулейманов // Вестник Оренб. гос. ун-та. Оренбург. 2009. №6 (112). С. 565-567.
29. Градусов Б.П. Смешаннослойные минералы и генезис почв подзолистого типа [Текст] // Научные доклады высшей школы. Биологич. науки. Москва. 1970. №3. С. 114-120.
30. Градусов Б.П. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-сметитового типа [Текст] // Литология и полезные ископаемые. Москва. 1971. №6. С. 152-155.
31. Градусов Б.П. Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах [Текст] // Почвоведение – 1972, №11. С. 101-113.
32. Градусов Б.П. Глинистые минералы серых лесных почв лесной зоны и лесостепи [Текст] / Б.П. Градусов, Л.С. Счастливая, Н.П. Чижикова // труды Петергофского биол. института. Ленинград: Изд.: Ленингр. ун-та, 1974. Т. 23. С. 181-203.
33. Градусов Б.П. Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. Москва: Наука, 1976. 128 с.
34. Градусов Б.П. Структурно-генетические группы смектитового компонента почвы / Б.П. Градусов, Н.П. Чижикова [Текст] // Проблемы почвоведения. Москва: Наука, 1978. С. 265-271.
35. Градусов Б.П. География и генезис каолиновых минералов в почвообразующих породах и в почвах [Текст] // Проблемы почвоведения. Москва: Наука, 1982. С. 176-178.

36. Григорьева Е.Е. Минералы группы почвенных хлоритов в подзолистых почвах [Текст] / Е.Е. Григорьева, Т.А. Соколова, В.Б. Сорина, Т.И. Синани // Почвоведение. Москва. 1986. №2. С. 94-104.
37. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – Москва: Изд-во МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. – 460 с.
38. Дриц В.А. Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. Москва: Наука, 1976. 256 с.
39. Дриц В.А. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов [Текст] / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. Москва. 1980. №1. С. 84-114.
40. Дылейко А.А., Абидина Т.А., Куклина С.Л. Мезоморфология как один из методов диагностики почв. Иркутский государственный университет. IV Международная студенческая электронная научная конференция «Студенческий научный форум», 2012.
41. Дымов А.А. Почвы северной части приполярного Урала: морфология, физико-химические свойства, запасы углерода и азота [Текст] / А.А. Дымов, Е.В. Жангуров, В.В. Старцев // Почвоведение, Москва. 2013. №5. С. 507.
42. Дымов А.А. Разнообразие и генетические особенности почв Приполярного Урала [Текст] / А.А. Дымов, Е.В. Жангуров // Пермский аграрный вестник. Пермь, 2014. № 3(7). С. 45-52.
43. Жангуров Е.В. Минеральный состав песчаных фракций в профиле подзолов хребта Малдынырд (Приполярный Урал) [Текст] / Е.В. Жангуров, А.А. Дымов // Вестник инс-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. № 11(239). С. 20-23.
44. Жангуров Е.В. Минеральный состав крупных фракций мерзлотных почв Приполярного Урала в системе «сезонно-талый слой – многолетнемерзлые породы» [Текст] / Е.В. Жангуров, А.А. Дымов, Д.А. Каверин, Ю.А. Дубровский // Вестник инс-та биологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. №3(185). С. 34-37.
45. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Ленинград: Недра, 1974. 399 с.
46. Качинский Н.А. Физика почвы. Изд-во «Высшая школа». Москва – 1965.
47. Классификация и диагностика почв СССР. Москва.: Колос, 1997. 223 с.
48. Классификация и диагностика почв России. Смоленск, 2004. 342 с.
49. Ковба Л.М., Трунов В.К. Рентгенофазовый анализ. Москва. МГУ, 1976.
50. Кольцова Г.А., Хазиев Ф.Х., Габбасова И.М. Фосфатное состояние почв Башкортостана. Уфа: Гилем, 2001. 212 с.

51. Котлугалямова Э.Ю. Почвенно-экологическая характеристика горных участков Национального парка «Башкирия» [Текст] / Э.Ю. Котлугалямова, Р.Р. Сулейманов, Е.В. Абакумов, Р.М. Халитов // Самарская лука: проблемы региональной и глобальной экологии. Самара. 2013. Т.22. №4. С. 137-138.
52. Красная Книга Республики Башкортостан. Т.І. Редкие и исчезающие виды высших сосудистых растений . Уфа: Китап, 2001, 273 с.
53. Красная Книга Республики Башкортостан. Т. І: Растения и грибы. – Уфа: МедиаПринт, 2011. 384 с.
54. Красная книга почв России. Москва, 2009. 385с.
55. Кривовичев В.Г., Золотарев А.А. Химический состав минералов и графические способы его изображения: Учеб.-метод. пособие. – СПб., 2003 – 84 с.
56. Кучеров Е.В. Ботанические экскурсии в Башкирии. Уфа, 1987. 174 с.
57. Лесовая С.Н., Чижикова Н.П. Пособие по изучению глинистых минералов в почвах. Учеб. пособие – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2007. – 54 с.
58. Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. – Ленинград: «Недра», 1985.
59. Минералы. Справочник, том IV, выпуск 2. Москва 1992.
60. Мукатанов А.Х. Горно-лесные почвы Башкирской АССР. Москва: Наука, 1982.
61. Мукатанов А.Х. Введение в изучение биогеоценозов Южного Урала. Уфа, БФАН СССР. 1986. 132 с.
62. Мукатанов А.Х. Ландшафты и почвы Башкортостана. Уфа, БНЦ УрО РАН. 1992. 118 с.
63. Мукатанов А.Х. Гумус серых лесных почв [Текст] / А.Х. Мукатанов, Л.Р. Халиуллина, Р.Х. Шакирова // Повышение плодородия почв в условиях интенсивной системы земледелия. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1986. С. 33-40.
64. Мукатанов А.Х. Почвенно-экологическое районирование Башкирии // Почвоведение. Москва. 1993. №9. С. 47-50.
65. Мукатанов А.Х. Вопросы эволюции и районирования почвенного покрова Республики Башкортостан. Уфа, Гилем. 1999. 228 с.
66. Мукатанов А.Х. О Красной книге почв Башкортостана // Сельские узоры. Уфа, 2000. №6. С. 9.
67. Мукатанов А.Х. Лесные почвы Башкортостана. Уфа, Гилем. 2002. 260 с.
68. Мукатанов А.Х. Кадастр особо ценных объектов (эталонов) почв Республики Башкортостан: Предпринт. Уфа: Гилем. 2003. 20 с.

69. Мукатанов А.Х. Особо ценные почвы Башкортостана. Уфа: Гилем. 2004. 180 с.
70. Наумов В.Д. География почв: толковый словарь. Москва: ИНФРА-М, 2014. 376 с.
71. Новая Российская энциклопедия: Том VIII(1) [Текст]. – Москва: ООО «Изд-во «Энциклопедия»: ИД «ИНФРА-М», 2011. С. 357.
72. Нурмухаметов Н.М., Нурмухаметов Н.Н. Микрофлора и биологическая активность почв Башкортостана. Уфа. Гилем, 1999. 165 с.
73. Орлов Д.С. Химия почв.: Учебник / Д.С. Орлов, Л.К. Садовникова, Н.И. Суханова. – Москва: Высш. шк., 2005 – 558 с.
74. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. Москва, «Наука», 1977.
75. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Схематическая группировка частей микростроения почв. Москва. Изд-во МГУ, 1972.
76. Полевой определитель почв. – Москва: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. – 182 с.
77. Положение о Природном парке «Иремель» от 31 декабря 2010 года №524.
78. Почвоведение. Учеб. для ун-тов. В 2 ч./Под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова. Ч. 1. Почва и почвообразование/Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др. — Москва: Высш. шк., 1988. 400 с.
79. Почвы Башкортостана Т.1. Генезис, классификация, география, физические и химические свойства преобладающих почв Башкирии / отв. Ред. В.К. Гирфанов. Уфа. 1973. 457 с.
80. Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации. – Москва: фонд «Ионосфера» - НИА-Природа, 2012. 476 с.
81. Почвы и почвенный покров Печеро-илычского заповедника (Северный Урал) / И.В. Забоева и др. Сыктывкар. 2013.
82. Путеводитель по Башкирии. Уфа. Башкирское книжное издательство, 1965.
83. Путеводитель по Башкирской АССР. Уфа. Методические советы для туристов, 1957.
84. Растворова О.Г. Физика почв (Практическое руководство). Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
85. Растворова О.Г., Андреев Д.П., Гагарина Э.И., Касаткина Г.А., Федорова Н.Н. Химический анализ почв (учебное пособие). Изд-во СПбГУ. 1995. 264 с.
86. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Под ред В.А. Франк-Каменецкого. – Ленинград: Недра, 1983. – 359 с.

87. Розанов Б.Г. Морфология почв: Учебник для высшей школы. – Москва: Академический проект, 2004. – 432 с.
88. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Ленинград, «Недра», 1975. 399 с.
89. Русанов А.М. Биоразнообразие растений и почв прилегающих к Бузулукскому бору ландшафтов [Текст] // Экология. Москва, 2007. №1. С. 13-17.
90. Русанов А.М. Влияние Бузулукского бора на прилегающие ландшафты и свойства почв [Текст] / А.М. Русанов, Е.В. Шеин, Е.Ю. Милановский // Почвоведение. Москва, 2008. №2. С. 146-152.
91. Русанов А.М. Экологические условия гумусообразования черноземов Урала [Текст] / А.М. Русанов, С.Ю. Агишева // Вестник Оренб. гос. ун-та. Оренбург, 2009. №6(112). С. 597-600.
92. Русанов А.М. Влияние леса на состав и свойства органического вещества степных черноземов прилегающих биогеоценозов [Текст] // Экология. Москва, 2012. №1. С. 36-42.
93. Самойлова Е. М. Почвообразующие породы. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 173 с., ил.
94. Самофалова И.А. Эколого-генетическая характеристика почв горно-лесного пояса на Среднем Урале [Текст] / И.А. Самофалова, О.А. Лузянина // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2013. – Т. 15, № 3-4. – С. 1426-1431.
95. Самофалова И.А. Мониторинг гумусного состояния почв (на примере заповедника "Басеги") [Текст] / И.А. Самофалова, О.А. Лузянина // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2013. – Т. 15, № 3-4. – С. 1349-1353.
96. Самофалова И.А. Почвы заповедника "Басеги" и их классификация [Текст] / И.А. Самофалова, О.А. Лузянина // Научно-практический журнал Пермский аграрный вестник, Пермь. – 2014, № 1(5). – С. 50-60.
97. Самофалова И.А. Морфолого-генетические особенности почв в субальпийском поясе (Средний Урал) [Текст] / И.А. Самофалова, О.А. Лузянина, Н.В. Соколова // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук, Москва. – 2014, № 1-1. – С. 24-28.
98. Серые лесные почвы Башкирии. Ред. С.Н. Тайчинов. Уфа, 1963. 352 с.
99. Скляр Г.А. Лесостепные почвы Башкирской АССР. Москва, 1964. 246 с.
100. Соколова Т.А. Высокодисперсные минералы в почвах и их роль в почвенном плодородии. Часть 1. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 75 с., ил.
101. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: Учебное пособие.— Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.

102. Соколова Т.А. Состав глинистых минералов черноземовидных почв мезопонижений севера лесостепи Европейской России [Текст] / Т.А. Соколова, Ф.Р. Зайдельман, Т.М. Гинзбург // Почвоведение. Москва, 2010. №1. С. 87-96.
103. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах пойм ручьев в ненарушенных ландшафтах южной тайги (на примере почв ЦЛГБЗ) [Текст] / Т.А. Соколова, И.И. Толпешта, Е.С. Русакова, Ю.Г. Максимова // Вестник МГУ. Серия 17: почвоведение. 2013. №4. С. 11-20.
104. Сулейманов Р.Р. Особенности морфологического строения и химических свойств горно-лесных почв западной части Южно-уральского заповедника (район широколиственно-хвойных лесов) [Текст] / Р.Р. Сулейманов, Ю.П. Горичев, А.Н. Давыдычев, И.Р. Юсупов // Аграрная Россия. Москва. 2009. №S2. С. 44-45.
105. Сулейманов Р.Р. Характеристика почвенного покрова Природного парка «Иремель» [Текст] / Р.Р. Сулейманов, И.М. Габбасова, И.К. Хабиров, Е.В. Абакумов, Р.М. Халитов, А.Ф. Нигматуллин // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2013. – Т. 15, №3-4. – С. 1440-1443.
106. Сулейманов Р.Р. Характеристика почвенного покрова Башкирского государственного природного заповедника [Текст] // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2013. – Т. 15, №3-4. – С. 1250-1253.
107. Сулейманов Р.Р. Характеристика почвенного покрова Национального парка «Башкирия» (долина реки Нугуш) [Текст] / Р.Р. Сулейманов, Э.Ю. Котлугалямова, Р.А. Хамидуллин, А.Ф. Нигматуллин // Известия Уфимского центра РАН, Уфа. – 2015. №4(1). С. 153-156.
108. Суюндуков Я.Т. Экология пахотных почв Зауралья Республики Башкортостан. Уфа: Гилем, 2001. 255 с.
109. Тайчинов С.Н. Почвоведение. Москва, Изд-во «Колос», 1964. 296 с.
110. Тайчинов С.Н. Цена Земли. Уфа, Башкнигоиздат, 1972.
111. Тайчинов С.Н., Бульчук П.Я. Природное и агропочвенное районирование Башкирской АССР. Ульяновск, 1975. 158 с.
112. Тайчинов С.Н. Бонитировка почвы и качественная оценка земель. Ульяновск, 1977.
113. Туровцев М.М. Водная эрозия почв в Башкирии. Уфа, 1958. 76 с.
114. Туровцев М.М. Почвы пойм Башкирской АССР / М.М. Меринов. Уфа: Башкнигоиздат. 1957. 103 с.
115. Указ Президента Республики Башкортостан от 01.10.2001 года № УП-487.

116. Усманов Ю.А. Простейшие методы изучения почв и удобрений. Уфа. Башкнигоиздат, 1956.
117. Усманов Ю.А. Как организовать агрохимическую лабораторию при МТС и колхозах. Уфа. Башкнигоиздат, 1957.
118. Усманов Ю.А. Агрохимию – на службу урожаю. Уфа. Башкнигоиздат, 1964.
119. Усманов Ю.А. Зеленые удобрения. Уфа: Башкнигоиздат, 1988. 55 с.
120. Федеральный закон от 14.03.1995 №33-ФЗ «Об особо охраняемых природных территориях» (ред. От 28.12.2016).
121. Федеральный закон от 10.01.2002 №7-ФЗ «Об охране окружающей среды».
122. Фирсова В.П. Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. Москва: Наука, 1977. 204 с.
123. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных р–Т-параметрах. – Ленинград, Недра. 1983. 151 с.
124. Хабиров И.К. Экология и биохимия азота в почвах Приуралья. Уфа. УНЦ РАН, 1993. 224 с.
125. Хабиров И.К., Габбасова И.М., Якупов И.Ж., Асылбаев И.Г., Якупова Р.А. Геохимическая экология почв на Южном Урале. Уфа. Мир печати, 2010. 156 с.
126. Хазиев Ф.Х., Герасимов Ю.В., Мукатанов А.Х., Бульчук П.Я., Курчеев П.А. Морфогенетическая и агропроизводственная характеристика почв Башкирской АССР. – Уфа: БФАН СССР, 1985. 136 с.
127. Хазиев Ф.Х. Органическое вещество почв Башкирии / А.Х. Мукатанов, Ф.Я. Багаутдинов и др. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1991. 243 с.
128. Хазиев Ф.Х. Почвы Башкортостана Т.1. Эколого-генетическая и агропроизводственная характеристика / А. Х. Мукатанов, И. К. Хабиров, Г. А. Кольцова, И. М. Габбасова, Р. Я. Рамазанов. Уфа: Гилем, 1995. 384 с.
129. Хазиев Ф.Х. Экология почв Башкортостана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2012. 312 с.
130. Халитов, Р.М. Горные почвы Южного Урала (на примере Национального парка «Башкирия») [Текст] / Р.М. Халитов, Е.В. Абакумов, Р.Р. Сулейманов, Э.Ю. Котлугалямова // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2011. – Т. 13, № 5(2). – С. 128-130.
131. Халитов, Р.М. Почвы надпойменных эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас древних речных долин Южного Урала, Башкортостан [Текст] / Р.М. Халитов, Е.В. Абакумов, Р.Р. Сулейманов, Э.Ю. Котлугалямова // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2012. – Т. 14, № 5. – С. 45-48.

132. Халитов Р.М. Характеристика почвенного покрова хребта Олотау (Южный Урал, Башкирия) [Текст] / Р.М. Халитов, Е.В. Абакумов, Р.Р. Сулейманов, Э.Ю. Котлугалямова // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии, Самара. – 2012. – Т. 21, № 3. – С. 170-174.
133. Халитов Р.М. О создании Красной книги почв Республики Башкортостан [Текст] / Р.М. Халитов, Е.В. Абакумов, Р.Р. Сулейманов // Известия Самарского НЦ РАН, Самара. – 2013. – Т. 15, № 3(2). – С. 874-876.
134. Цветаев А.А. Горы Иремель (Южный Урал). Физико-географический очерк. Уфа, 1960.
135. Чибилев А.А. Урал: природное разнообразие и евро-азиатская граница. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 160с.
136. Чибилев А.А. Степная Евразия: региональный обзор природного разнообразия. Оренбург: Институт степи РАН; РГО, 2017. – 324 с.
137. Чурагулова З.С. Почвы лесных питомников Южного Урала: состояние, изменения, оптимизация. Москва.: ТИССО, 2003. 312 с.
138. Чурагулова З.С., Исханов Р.Г., Мифтахов А.А. Горно-лесная зона Республики Башкортостан. Уфа, 2011. 157 с.
139. Якупов И.И. Место национального парка «Башкирия» в системе охраняемых природных территорий Республики Башкортостан и его общая характеристика // Экологические аспекты сохранения биологического разнообразия национального парка «Башкирия» и других территорий Южного Урала: Сборник научных статей. Уфа: Информреклама, 2007. С 7-16.
140. Philippe Duchaufour. *Precis de Pedologie. Deuxieme edition*, Paris, 1965. *L'evolution des sols (Essai sur la dynamique des profils)*, Paris, 1968. Перевод с французского М.И. Герасимовой. Москва, 1970.
141. Urusevskaya I.S. Types of the vertical soil zonality and the soil-geographic zoning of mountain systems in Russia // *Eurasian Soil Science*, 2007, Vol. 40, No. 11, pp. 1145–1157.
142. World reference base for soil resources 2006 – A framework for international classification, correlation and communication, 2006 edition. KMK Scientific Press Ltd. Moscow, 2007.
143. Классификация почв России [Электронный ресурс]: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева. URL: <http://soils.narod.ru/obekt/obekt.html> (дата обращения 29.10.2014).
144. Институт геологии и геохронологии РАН [Электронный ресурс]: ФГБ учреждение науки URL: <http://www.ipgg.ru/> (дата обращения 08.04.2016).

145. Ресурсный центр «микроскопии и микроанализа» [Электронный ресурс]: Санкт-Петербургский государственный университет URL: <http://rocm.spbu.ru/> (дата обращения 08.04.2016).

146. Bruker microCT [Электронный ресурс]: Company website URL: <http://bruker-microct.com/home.htm> (дата обращения 08.04.2016).

147. Ресурсный центр «Рентгенодифракционные методы исследования» [Электронный ресурс]: Санкт-Петербургский государственный университет URL: <http://xrd.spbu.ru/> (дата обращения 08.04.2016).

148. Министерство лесного хозяйства Республики Башкортостан [Электронный ресурс] URL: <https://forest.bashkortostan.ru/presscenter/news/153539/> (дата обращения 6.09.2017).

149. Национальный парк «Башкирия» [Электронный ресурс] URL: <http://www.npbashkiria.ru> (дата обращения 6.09.2017).