

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования «Сыктывкарский государственный университет
имени Питирима Сорокина»

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН»

На правах рукописи

ТЕНТЮКОВ Михаил Пантелеймонович

**ЭКОГЕОХИМИЯ РАЙОНОВ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ
БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ И ЯМАЛА**

Специальность 25.00.36 – Геоэкология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант: д.г.-м.н. Я. Э. Юдович

Сыктывкар – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	8
Глава 1. ЭКОГЕОХИМИЯ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ: НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ	16
1.1. Особенности миграции химических элементов в криолитозоне.....	16
1.1.1. Механическая миграция и нивальное преобразование рельефа	17
1.1.2. Криогеохимические процессы в почве при вымораживании растворов.....	17
1.1.3. Миграция влаги при промерзании почв.....	19
1.1.4. Капиллярные явления в почвах.....	20
1.1.5. Сорбционные процессы и природные сорбенты в мерзлотных почвах.....	22
1.1.5.1. Почвенные коллоиды: гидроксиды железа и марганца	22
1.1.5.2. Глинистые минералы	23
1.1.5.3. Торф	23
1.1.5.4. Органическое вещество почв	24
1.2. Геохимическая активность снежного покрова	26
1.2.1. Образование субохлажденной пленочной влаги в снежной толще	27
1.2.2. Внутриснежное формирование криогидратов	28
1.2.3. Геохимическая роль атмосферных газов в снежном покрове	29
1.3. Геохимические барьеры в ландшафтах	30
1.3.1. Механические геохимические барьеры	31
1.3.2. Биогеохимические барьеры	32
1.3.2.1. Биотические факторы.....	32
Биофильность.....	32
1.3.2.2. Геохимические факторы	33
Геохимическая специализация растений	33
1.3.2.3. Взаимодействие растений с аэрозольным стоком.....	34
Механизм взаимодействия воздушного потока с листовой поверхностью	34
Нарушение концентрационных функций растений при атмосферном загрязнении	36
1.3.3. Физико-химические барьеры.....	38
1.3.4. Техногенные геохимические барьеры.....	38
1.3.5. Природно-техногенные геохимические барьеры	40
1.3.6. Искусственные геохимические барьеры.....	41
1.3.6.1. Геохимические барьеры в ресурсосберегающих технологиях	41
1.3.6.2. Геохимические барьеры в ресурсовоспроизводящих технологиях.....	42

1.4. Геохимическая активность атмосферы и закисление поверхности сульфатными аэрозолями.....	42
1.4.1. Ключевые процессы геохимической активности атмосферы	42
1.4.2. Геохимическая роль ионов железа в атмосфере	44
1.4.3. Образование сульфатных металлокомплексов	46
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	48
2.1. Подготовительный этап	49
2.2. Полевой этап	49
2.2.1. Ландшафтно-геохимические исследования.....	49
2.2.2. Геокриологические исследования.....	50
2.2.3. Снеговедческие исследования.....	51
2.2.3.1. Устройство для отбора проб снега с поверхностным инеем.....	51
2.2.3.2. Послойный снегоотборник	52
2.2.4. Атмогеохимические исследования аэрозольного стока.....	54
2.2.4.1. Пассивный пробоотбор аэрозолей	54
2.2.4.2. Пассивный пробоотборник аэрозолей – импульсатор	55
2.3. Камеральный этап	57
2.3.1. Аналитические методы.....	57
2.3.2. Расчетные методы	58
2.3.2.1. Статистическая обработка геохимических данных	58
2.3.2.2. Геохимические показатели	62
2.3.3. Физические и морфо-анатомические исследования растений	63
2.3.4. Разработка баз данных с ботанической номенклатурой	63
Глава 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ	64
3.1. Районы нефтедобычи в южной части Большеземельской тундры	64
3.1.1. Геохимическая дифференциация ландшафтов	68
3.1.1.1. Ландшафты долин малых водотоков.....	68
3.1.1.2. Ландшафты многоозерья с реликтовыми торфяниками.....	71
3.2. Старопромышленный район угледобычи в Воркутинской тундре	75
3.2.1. Агроландшафты (сеяные луга).....	76
3.3. Субарктические тундры Ямала в зоне газодобычи.....	79
3.3.1. Геохимическая дифференциация ландшафтов	85
3.3.1.1. Западно-Ямальская низинная северная тундра	85
3.3.1.2. Центральнo-Ямальская средняя субарктическая тундра.....	88

3.3.1.3. Центрально-Ямальская южная субарктическая тундра.....	90
3.4. Региональная геохимия элементов	92
3.4.1. Оценка геохимического фона.....	92
3.4.2. Геохимия отдельных элементов в почвах Большеземельской тундры	93
3.4.3. Геохимия отдельных элементов в мерзлотных почвах Ямала	102
3.5. Биогеохимические исследования тундровых растений.....	110
3.5.1. Биогеохимия отдельных элементов в растениях Большеземельской тундры	113
3.5.2. Биогеохимия отдельных элементов в растениях Ямала.....	120
Глава 4. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕХНОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТУНДР В РАЙОНАХ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ.....	129
4.1. Особенности геохимической трансформации тундр при проведении геологоразведочных работ.....	129
4.1.1. Характеристика видов и источников загрязнения.....	129
4.1.1.1. Источники загрязнения приземной атмосферы.....	129
4.1.1.2. Механическое повреждение напочвенного покрова.....	130
4.1.1.3. Химическое загрязнение почв.....	130
4.1.1.4. Химическое загрязнение снега.....	131
Геохимическая характеристика снежного покрова.....	131
Проблема кислого снега	132
4.1.1.5. Загрязнение тундр при авариях на буровых скважинах	137
4.1.1.6. Загрязнение тундр при обустройстве и эксплуатации нефтепромыслов.....	138
4.1.2. Техногенная трансформация ландшафтной структуры целинных тундр.....	139
4.1.2.1. Харьягинский тип техногенной ландшафтной структуры	139
4.1.2.2. Сеношорский тип техногенной ландшафтной структуры.....	143
4.1.2.3. Эколого-геохимическое прогнозное районирование при оценке устойчивости целинных тундр к нефтяному загрязнению	148
4.1.3. Суффозионный вынос битумоидов из почв.....	151
4.1.3.1. Радиальное распределение техногенных битумоидов в мерзлотных почвах	151
4.1.3.2. Латеральное рассеяние битумоидов при суффозии глинистых минералов ..	153
4.1.4. Образование ореольных вод.....	155
4.1.5. Ответные реакции тундровых растений на углеводородное загрязнение	157
4.1.5.1. Морфо-анатомические преобразования в растениях	157
Морфологические изменения.....	158
Анатомические изменения	158
4.1.5.2. Физические эффекты в сфагнуме при углеводородном загрязнении	160

4.2. Агротехногенное воздействие на целинные тундры в старопромышленном угольном районе Воркутинской тундры	164
4.2.1. Изменчивость биогеохимической активности луговых растений при агротехногенном воздействии	164
4.2.2. Биогеохимическая активность растений при аэротехногенном подщелачивании	165
4.3. Аэротехногенное воздействие на субарктические тундры Ямала.....	170
4.3.1. Источники загрязнения приземной атмосферы на Ямале	170
4.3.2. Снижение межвидовой биогеохимической контрастности растений в условиях аэротехногенного загрязнения	170
4.3.3. Аэротехногенное ожелезнение поверхности почв	171
4.3.4. Региональные геохимические особенности ландшафтов Ямала	176
4.3.4.1. Криогенное выщелачивание и ожелезнение почв	176
4.3.4.3. Ожелезнение природных вод Ямала.....	178
4.3.4.2. Эрозионная неустойчивость ландшафтов	184
4.4. Биогеохимическая дифференциация тундровых ландшафтов.....	186
4.4.1. Биогеохимическая контрастность Большеземельской и Воркутинской тундр	186
4.4.1.1. Большеземельская тундра.....	186
4.4.1.2. Воркутинская тундра	195
4.4.2. Биогеохимическая активность растений Ямала.....	198
Глава 5. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ БАРЬЕРООБРАЗОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В РАВНИННЫХ ТУНДРАХ	213
5.1. Многолетняя мерзлота и криогеохимические барьеры	213
5.1.1. Мерзлотный водоупор как механический геохимический барьер	213
5.1.1.1. Мерзлотный механический барьер и контрастность геохимического сопряжения элементарных ландшафтов	216
5.1.2. Кольматированные прослои почвы как сорбционно-механический барьер.....	217
5.1.2.1. Кольматационный хемосорбционный-механический барьер	218
5.1.3. Капиллярный механический барьер в зоне литологического контроля.....	219
5.1.3.1 Влияние капиллярного механического барьера на развитие поверхностного («висячего») оглеения в профиле мерзлотных почв	220
5.2. Сорбционные барьерообразующие факторы и биогеохимические барьеры.....	223
5.2.1. Сорбционный биогеохимический барьер.....	223
5.2.1.3. Геохимическая роль растений-торфообразователей при сорбционном барьерообразовании	224
5.2.2. Хемосорбционный биогеохимический барьер.....	226

5.2.2.1. Механизм хемосорбционного барьерообразования в мерзлотных почвах.....	227
5.3. Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия барьерообразования и физико-химические геохимические барьеры	228
5.3.1. Кислотно-щелочные условия	228
5.3.1.1. Кислый геохимический барьер	228
5.3.1.2. Щелочной геохимический барьер.....	231
5.3.2. Окислительно-восстановительные условия.....	232
5.3.2.1. Кислородные геохимические барьеры	232
Кислородно-сорбционный геохимический барьер в окислительных условиях.....	232
Кислородно-сорбционный геохимический барьер в зоне разгрузки ореольных вод	233
Образование аномалии типа А6-Г6 в зоне разгрузки мерзлотной верховодки	235
Образование аномалий А2-Г2 в профиле почв.....	235
5.4. Снежный покров как барьерообразующий фактор	236
5.4.1. Барьерообразование в зоне контакта «снежный покров-атмосфера»: иней как объект геохимического опробования	236
5.4.1.1. Морозное концентрирование диоксида серы и сульфатное загрязнение снежного покрова при осаждении инея	237
5.4.2. Барьерообразование в граничной зоне «снег-почва»: глубинная изморозь как объект геохимического опробования	239
5.4.2.1. Особенности образования геохимической аномалии дочерних продуктов распада радона – ^{210}Pb и ^{210}Po в слое кристаллов глубинной изморози.....	240
Глава 6. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ ДЛЯ ЗАЩИТЫ И МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ.....	242
6.1. Выявление загрязнения почв.....	242
6.2. Локализация внутрипочвенного распространения загрязнения	245
6.3. Барьерные технологии пассивного аэрозольного мониторинга	248
6.3.1. Пассивный аэрозольный мониторинг загрязнения ландшафтов: обоснование проблемы.....	249
6.3.2. Пассивный аэрозольный мониторинг: обзор.....	249
6.3.3. Пассивный мониторинг аэрозольного загрязнения приземной атмосферы.....	250
6.3.3.1. Зонтичный пакет изобретений для организации пассивного мониторинга аэрозольного загрязнения приземного слоя воздуха	251
6.3.4. Примеры апробации зонтичного пакета изобретений для аэрозольного мониторинга	256
6.3.4.1. Оценка влияния погодообразующих процессов и метеорологических факторов на аэрозольное загрязнение ландшафтов	256

6.3.4.2. Анализ изменчивости удельной активности искусственных и естественных радионуклидов в стоке аэрозолей в наземные экосистемы.....	270
6.3.4.3. Наблюдения за региональным переносом глиноземной пыли по динамике изменчивости удельной активности ^{40}K в стоке аэрозолей	275
6.3.4.4. Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами.....	276
6.4. Технологии эколого-геохимического мониторинга снежного покрова.....	282
6.4.1. Группа изобретений для наблюдения за состоянием снежного покрова и выявления загрязнения его поверхности в районах холодного климата.....	282
6.4.2. Результаты апробации изобретений для наблюдения за состоянием снежного покрова ...	285
6.4.2.1. Наблюдения за динамикой изменчивости плотности снега.....	285
6.4.2.2. Контроль динамики послойной изменчивости геохимических параметров снежной толщи в условиях атмосферного загрязнения.....	288
6.4.3. Барьерообразование в граничной зоне «снег-почва»: глубинная изморозь как объект геохимического опробования	292
6.4.3.1. Штриховка «Фореля» на поверхности ледяных кристаллов как индикатор криогенных процессов	292
6.4.3.2. К механизму барьерообразования в зоне контакта «снег-почва»	293
6.4.3.3. Хионогенное барьерное накопление дочерних продуктов распада радона – ^{210}Pb и ^{210}Po кристаллами глубинной изморози.....	294
6.4.3.4. Механизм концентрирования радионуклидов в снежной толще.....	296
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	298
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	303

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Мерзлотные ландшафты – самые распространенные природные комплексы на территории Российской Федерации. Они занимают около 11 млн. км², что составляет более половины площади страны. Здесь в недрах сосредоточено свыше 30 % разведанных запасов нефти и около 60 % – запасов природного газа, что обусловило одностороннюю топливно-энергетическую специализацию субарктических регионов и, в частности, полуострова Ямал и Большеземельской тундры. Строительство и эксплуатация топливодобывающей инфраструктуры в данных районах сопровождается химическим загрязнением. Отмечается, что химические элементы, в отличие от многих органических и минеральных загрязняющих соединений, не распадаются и не разлагаются, а только меняют уровень содержания и(или) формы нахождения в зависимости от условий внешней среды. Включаясь в миграцию и биологический круговорот, химические элементы неизбежно загрязняют окружающую среду. Однако получение полной информации о техногенных преобразованиях субарктических тундр, связанных с химическим воздействием осложняется слабой изученностью геохимических условий миграции микроэлементов в зимний период. Оставались вне внимания исследователей и криогенные процессы, контролирующие формирование геохимических аномалий в снежном покрове и мерзлых почвах, а также их последующую трансформацию при сходе снега и оттаивании почв в условиях многолетней мерзлоты. Очевидно, что для территорий, где устойчивый снежный покров сохраняется более 200 дней в году, результаты летних исследований техногенных преобразований целинных тундр должны рассматриваться с учетом того, что зимние процессы оказывают влияние на весь процесс в целом. Поэтому эколого-геохимический анализ химического воздействия топливодобывающих комплексов на природную среду Субарктики – весьма актуальная проблема.

Основы геохимических исследований промышленных территорий заложены научными трудами Ю. Е. Саета с сотрудниками, создавшими новое направление прикладной геохимии – *«геохимия окружающей среды»*. Эти исследования базировались на концептуальных положениях о техногенезе, выдвинутых А. Е. Ферсманом; о геохимии ландшафтов, разработанных Б. Б. Побыновым, которые в дальнейшем получили значительное развитие в трудах А. И. Перельмана, М. А. Глазовской, Н. С. Касимова.

Геохимия окружающей среды разрабатывалась также в трудах И. А. Авессаломовой, В. А. Алексеенко, В. С. Аржановой, Н. В. Барановской, В. Г. Волковой, А. Я. Гаева, Г. И. Гривы, А. Н. Геннадиева, Н. Ф. Глазовского, Н. Д. Давыдовой, В. В. Добровольского, П. В. Елпатьевского, А. Л. Ковалевского, Е. М. Коробовой, В. К. Лукашева, Д. В. Московченко, М. Ю. Лычагина, А. М. Межибор, В. И. Осипова, Ю. И. Пиковского, Л. П. Рихванова, А. П. Садова, О. А. Самоновой, Н. П. Солнцевой, Е. П. Сорокиной, В. Д. Страховенко, Т. Т. Тайсаева, В. Т. Трофимова, Е. Г. Язикова и других ученых.

В настоящее время развитие прикладных аспектов геохимии ландшафтов отражается в новых «дочерних» направлениях: эколого-геохимических исследованиях и эколого-геохимическом кар-

тографировании геологических процессов и явлений окружающей среды. Данные направления активно развиваются в научных организациях геологической службы России (ФГУП «ИМГРЭ», г. Москва; ФГУП «ВСЕГИНГЕО», Санкт-Петербург; ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург), научных институтах РАН (ФБГУН «Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН)», г. Москва; ФБГУН «Институт геохимии им. А. П. Виноградова (ИГХ СО РАН, г. Иркутск)»; «Объединенный институт нефтегазовой геологии, геофизики и минералогии им. А. А. Трофимука (ОИГГМ СО РАН)», г. Новосибирск), образовательных учреждениях (МГУ им. М. В. Ломоносова, СПбГУ, Санкт-Петербург; Институте природных ресурсов ТПУ, г. Томск; НИИ геохимии биосферы ФГОУВПО «ЮФУ», г. Новороссийск), а также в отдельных научно-производственных предприятиях (ФГУНПП «АЭРОГЕОЛОГИЯ», г. Москва).

Объект исследования: природные и техногенные ландшафты Большеземельской тундры и Ямала.

Предмет исследования: процессы миграции и аккумуляции химических элементов-примесей (ЭП) в депонирующих компонентах ландшафтов (растения, почва, донные отложения, снежный покров).

Цель работы: установление эмпирических закономерностей распределения ЭП в равнинных ландшафтах Большеземельской тундры и Ямала, выявление индикационных признаков техногенной трансформации целинных тундр для разработки технологий мониторинга топливобывающих комплексов и геохимических способов защиты природной среды тундр с учетом промышленной специализации территорий.

В соответствии с целью решали следующие **задачи**:

1. Установить закономерности распределения ЭП в почве и растениях целинных и освоенных тундр и выявить геохимические особенности миграции и концентрации ЭП в зоне влияния нефте-, угле-, газодобычи;
2. Выявить эколого-геохимические особенности техногенной трансформации тундровых ландшафтов в районах нефтедобычи и установить связанные с ними индикационные признаки ответных реакций природной среды на загрязнение; оценить информативность индикационного комплекса признаков в качестве критерия выделения прогнозных территорий экологического неблагополучия;
3. Проанализировать особенности проявления барьерообразующих факторов и связанных с ними геохимических барьеров в мерзлотных ландшафтах; показать прикладные аспекты применения геохимических барьеров для охраны окружающей среды Субарктики;
4. Исследовать особенности формирования аэрогенных геохимических аномалий при взаимодействии аэрозольного стока с различными типами подстилающей поверхности (почва, растительность, снежный покров);
5. Разработать новые способы мониторинга атмосферного загрязнения промышленных территорий в районах холодного климата.

Научная новизна работы

1. На основе многолетних исследований равнинных ландшафтов Большеземельской тундры и п-ова Ямал выявлены закономерности, отражающие распределение ЭП на кларковом (фоновом) уровне, а также отклонения этих закономерностей в условиях влияния нефте-, угле-, газодобычи.

2. Техногенная трансформация целинных тундр сопровождается образованием особой ландшафтной структуры, в пределах которой фиксируется определенный комплекс ответных реакций компонентов на химическое загрязнение, которые могут выступать геоиндикаторами изменений природной среды и служить основой разработки методических приемов оперативного прогнозного эколого-геохимического районирования территорий нефтегазодобычи для оптимизации природоохранных мероприятий.

3. Охарактеризованы основные барьерообразующие факторы в мерзлотных ландшафтах и связанные с ними геохимические барьеры. Представлен опыт создания искусственных геохимических барьеров для мониторинга и защиты тундр в районе нефтедобычи.

4. Установлено, что одним из механизмов закисления снега является морозное конденсирование кислотообразующих аэрозолей (в частности, диоксида серы) на поверхности ледяных кристаллов иней. Ранее иней, как источник кислотного загрязнения снежного покрова в промышленных районах, не учитывался и не рассматривался.

5. Разработана новая технология пассивного пробоотбора сухих выпадений в приземном слое воздуха. Технология апробирована в тундровой и таежной зонах европейской территории России.

Защищаемые положения

1. Геохимическая дифференциация микроэлементного фона Ямала и Большеземельской тундры определяется криогенезом, торфонакоплением, глеевым выщелачиванием и подзолообразованием. О каждом из этих процессов можно судить по особенностям распределения элементов-примесей индикаторных групп (литофилов, сульффилов, сидерофилов).

2. При буровых работах и обустройстве скважин техногенная трансформация природной среды тундр проявляется на уровне элементарных ландшафтов и носит локальный характер. В условиях химического воздействия процесс сопровождается образованием особой ландшафтной структуры и формированием определенного комплекса ответных реакций компонентов окружающей среды на загрязнение.

3. В равнинных тундрах выявляется небольшое число классов геохимических барьеров как в природных, так и в техногенных условиях; создание на их основе искусственных геохимических барьеров повышает эффективность геохимических мер защиты и мониторинга окружающей среды в районах промышленного освоения.

4. Вне зависимости от агрегатного состояния аэрозольного стока при его взаимодействии с подстилающей поверхностью (почвой, растительностью, снежным покровом) аэрогенные геохимические аномалии возникают в результате адгезии аэрозольных частиц, которой всегда предшествует адсорбция, а устойчивость сигнала аэрогенной аномалии обеспечивается удержанием частиц на поверхности за счет действия капиллярных сил конденсирующейся жидкости.

Достоверность защищаемых положений определяется большим объемом фактического материала, полученного современными методиками в сертифицированных аналитических лабораториях, а также корректной статистической обработкой геохимических данных, учитывающих метрологические особенности использованных аналитических методик и природную дисперсию концентраций химических элементов.

Теоретическое и практическое значение работы заключается в развитии теоретических представлений о закономерностях геохимических процессов, происходящих в ландшафтах крио-литозоны и разработки природоохранных технологий. Полученные результаты имеют значение и для геохимических поисков полезных ископаемых, и для совершенствования эколого-геохимического мониторинга состояния природной среды Субарктики в районах нефтегазодобычи. Реализованные методологические принципы комплексной эколого-геохимической оценки состояния тундр в районах пионерного освоения Ямала и Большеземельской тундры позволили разработать практические приемы использования геохимических барьеров в качестве природоохранных мер. Результаты защищены четырьмя авторскими свидетельствами (в соавторстве). С использованием компьютерного моделирования и восстановления природных распределений элементов по неполно-определенным и усеченным выборкам апробированы статистические методы оценки неоднородностей пространственно распределенных данных (Программа «Ecolstat», автор-разработчик, д.г.м.-н., профессор Ю.А.Ткачев, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Созданы информационно-вычислительные ресурсы для моделирования и экспериментально проверены способы усреднения результатов по неоднородным совокупностям данных с разной представительностью и различной погрешностью анализов, а также опробованы методы обработки аналитических результатов в условиях логнормального распределения с выделением и оценкой природных распределений. На примере специально подготовленных баз данных показаны области и границы применения этих методов в эколого-геохимических исследованиях и подготовлены рекомендации по организации мониторинга тундровых ландшафтов в зоне техногенеза. На основе анализа граничных геохимических эффектов, возникающих при взаимодействии аэрозольного стока с подстилающей поверхностью (почва, растения, снежный покров), выполнены эксперименты по изучению механизма взаимодействия аэрозольного стока с различными типами искусственной поверхности из химически инертных материалов. В итоге был создан оригинальный способ пассивного сбора аэрозолей и сконструировано устройство для его реализации, признанные экспертизой Федерального института промышленной собственности (ФИПС) РФ пионерными. Разработанные на их основе изобретения позволяют по-новому организовать геохимический и радиационный мониторинг промышленных территорий. Инновации защищены 13 патентами Российской Федерации. Материалы диссертации используются автором при проведении учебных занятий со студентами Сыктывкарского государственного университета.

Фактический материал и личный вклад автора. Работа основана на материалах ландшафтно-геохимических исследований (включая стационарные наблюдения на буровой «Харьяга-26»), проводившихся автором в Большеземельской тундре и на п-ове Ямал. С раз-

ной степенью детальности изучены субарктические тундровые ландшафты в районах нефтедобычи в южной части Большеземельской тундры, искусственные и естественные фитоценозы в пределах Воркутского угольного месторождения (Большеземельская тундра) и целинные участки субарктических тундр в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения и вдоль железной дороги Обская–Бованенково на полуострове Ямал (рис. 1). Кроме того, в диссертации представлены теоретические исследования аэротехногенного загрязнения ландшафтов и результаты полевых наблюдений с использованием оригинального метода пассивного сбора сухих выпадений в пределах деятельного слоя воздуха. Его апробация проводилась на ключевых участках в Малоземельской тундре (северо-восточная оконечность Ненецкой гряды), в таежных ландшафтах Среднего Тимана и на водораздельных участках левобережья р. Сысола. В последних, наряду с летними исследованиями, проводились и зимние, которые включали исследования аэрозольного загрязнения снежной поверхности, связанные с морозным конденсированием кислотообразующих аэрозолей (диоксида серы).

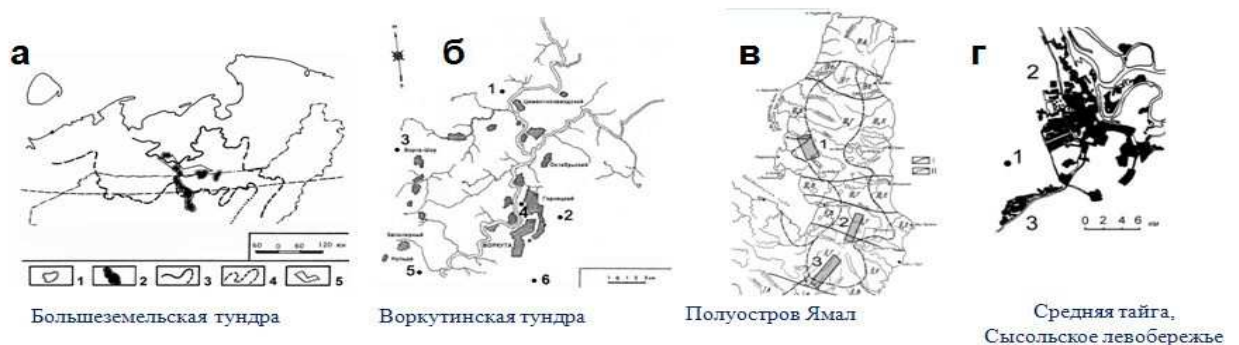


Рисунок. 1. Местоположение объектов исследования. а) нефтяные месторождения в южной части Большеземельской тундры, б) старопромышленный район угледобычи в Воркутинской тундре, в) Бованенковское газоконденсатное месторождение и ключевые участки вдоль железной дороги Обская–Бованенково; г) аэрозольные площадки, участок РБК.

Автору принадлежат постановка задач исследований, сбор и анализ материалов при проведении ландшафтно-геохимических исследований в Большеземельских (в 1983–1988 гг.) и Ямальских тундрах (в 1990–1992 гг.). В ходе исследований (1983–1992 гг.) автором отобраны пробы растительности (2160), почв и почвообразующих пород (927), донных наилок (35), коллоидные образования гидроксидов железа (72), поверхностных вод (44) и снеговой воды (45). При разработке новых технологий пассивного мониторинга аэрозольного загрязнения поверхности (2005–2012 гг.) проанализировано более 200 проб аэрозольного стока, определено содержание сульфат-иона в 1500 пробах снега; проведены наблюдения за динамикой послойной изменчивости интегральных геохимических параметров (водородного показателя, удельной электропроводности) в снежной толще (700 проб снеговой воды), осуществлены количественный химический анализ послойных образцов снега (120 проб) и измерение удельной активности радионуклидов в стоке аэрозолей (100 проб). При этом анализ результатов и их обобщение проводились при участии автора.

Концентрации химических элементов в золе растений и торфа, почвах, сухих остатках вод были определены методом приближенно-количественного атомно-эмиссионного спектрального анализа в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), НПО «Севзапгеология» (Санкт-

Петербург), Бронницкой ГГЭ (г. Бронницы, Московская обл.), Ухтинской ГРЭ (г. Ухта), ИГЕМ РАН (г. Москва). Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов выполнен в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Определение подвижных форм железа в почвах выполнено в лаборатории экологии почв ИЭРЖ УрО РАН (Екатеринбург). Ответные реакции, возникающие в растениях при углеводородном загрязнении, выявлялись с помощью ЭПР-спектроскопии, дифференциально-термографического метода в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Химический анализ проб снеговой воды, мерзлотной верховодки, проб озерной и речной воды проведен в Республиканском центре СЭН (г. Сыктывкар) и гидрохимической лаборатории Экологического научно-исследовательского стационара (г. Лабытнанги). Содержание тяжелых металлов в аэрозольном стоке и снеговой воде устанавливали методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой; удельную активность радионуклидов в сухих выпадениях измеряли на сцинтилляционном гамма-бета спектрометрическом комплексе с программным обеспечением «Прогресс» в лаборатории миграции радионуклидов и радиохимии (Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Все анализы проводили в аккредитованных лабораториях по аттестованным методикам, с использованием стандартных образцов сравнения и контролировались параллельными определениями, а также данными внешнего и внутреннего контроля.

Апробация работы. Основные результаты работы по теме диссертации докладывались на Всесоюзном совещании «Взаимодействие организмов в тундровых экосистемах» (5-8 сентября 1989 г., г. Воркута); II Всесоюзном совещании «Геохимия техногенеза» (5-7 октября 1991 г., г. Минск); Международном симпозиуме «Город в Заполярье» (12-18 сентября 1994 г., г. Воркута); II Международном симпозиуме «Урал-атомный» (13-15 мая 1994 г., г. Екатеринбург); II Международном симпозиуме «Информационные и телекоммуникационные ресурсы в зоологии и ботанике» (14-17 мая 2001 г., г. Санкт-Петербург); Международной конференции «ГИС в геологии» (13-15 ноября 2002 г., г. Москва); Российской конференции «Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России» (19-22 июня 2006 г., г. Архангельск); Международной научной конференции «Геохимия биосферы» (посвящена юбилею А.И. Перельмана; 15-18 ноября 2006 г., г. Москва); Российской конференции «Седьмое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу» (8-10 октября 2007 г., г. Томск); Международном минералогическом семинаре «Минералогическая интервенция в микро- и наномир» (9-11 июня 2009 г., г. Сыктывкар); Международной конференции «The Arctic as a messenger for global processes – climate and pollution» (May 3-6, 2011. Copenhagen); Международной конференции «Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов» (15-17 ноября 2011 г., г. Тюмень); Всероссийской научной конференции «Геохимия ландшафтов и география почв (к 100-летию М.А.Глазовской)» (Москва, 4-6 апреля 2012 г.); Российском совещании с международным участием «Геохимия литогенеза» (Сыктывкар, Республика Коми, 17-19 марта 2014 г.); Международной конференции «Биологические эффекты малых доз ионизирующей радиации и радиоактивное загрязнение среды» (Сыктывкар, Республика Коми, Россия 17-21 марта 2014 г.).

Инновационные разработки экспонировались на многих конкурсах и выставках. На V Коми республиканском конкурсе «Золотой Меркурий - 2007» (г. Сыктывкар, 2008 г.) в номинации «Инновация. Изобретение года» первой премией отмечено изобретение «Способ сбора сухих аэрозолей для контроля окружающей среды и устройство для его осуществления» (патент № 2314511); специализированной выставке «Инновация 2010», организованной «КомиЭкспо» (г. Сыктывкар, 2010 г.); XIII Московском Международном салоне изобретений и инновационных технологий «Архимед-2010» золотой медали удостоено изобретение «Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами и устройство для его осуществления» (патент № 2357222); дипломом участника Республиканского конкурса «Инновации в экономике, управлении и образовании Республики Коми» (г. Сыктывкар, 2011 г.) награждена разработка «Мониторинг загрязнения воздуха наноразмерными частицами»; диплом участника Республиканского конкурса «Золотой Меркурий-2011» в номинации «Изобретение года» получила разработка «Группа изобретений, относящихся к области защиты окружающей среды» (г. Сыктывкар, 2011 г.). Участвовал в V Петербургском Международном инновационном форуме (Санкт-Петербург, 2012 г.); получены диплом участника III Уральской Международной выставки - форума промышленности и инноваций «ИННОПРОМ-2012» (Екатеринбург, 2012 г.), а также свидетельство и медаль лауреата конкурса инноваций в рамках IV Международного форума по интеллектуальной собственности «EXPOPRIORITY-2012» за представленный инновационный проект «Способ и устройство мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова» в номинации *новые приборы и аппаратные комплексы* (г. Москва, 2012 г.).

Публикации. Результаты исследований изложены в 107 научных публикациях, в том числе в двух монографиях, 43 статьях, из которых 21 статья опубликованы в рецензируемых журналах из списка ВАК, получено 13 патентов и четыре авторских свидетельства (в соавторстве) на изобретение.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному консультанту доктору геолого-минералогических наук, действительному члену РАЕН, Уральской академии геологических наук и Нью-Йоркской академии наук, заслуженному деятелю науки Российской Федерации, геохимику Я. Э. Юдовичу; А. П. Братцеву за содействие в организации ландшафтно-геохимических исследований и участие в сезонных исследованиях на полевом стационаре в Большеземельской тундре, а также доктору биологических наук М. В. Гецен за обеспечение условий продолжения подобных работ в регионе. Завершение геохимических исследований равнинных тундр было бы невозможным без действенной моральной и материальной поддержки А. И. Таскаева. Свою благодарность выражаю академику РАЕН и Международной академии авторов научных открытий и изобретений, профессору, д. г.-м.н. Ю. А. Ткачеву за постоянные консультации по методике статистической обработки геохимических данных с использованием созданного им информационно-вычислительного комплекса «Ecolstat», за многократное, весьма конструктивное обсуждение полученных нами статистических результатов. Автор признателен научному руководителю экспедиционных работ на Ямале В. С. Дедкову за возможность проведения

исследований в составе лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН, а также сотрудникам этой лаборатории за помощь. Автор благодарен коллегам З. И. Воеводовой, А. В. Коковкину, В. В. Каневу, Г. М. Втюрину, Г. С. Назаровой за разностороннее обсуждение результатов исследований, С. Ю. Кожевникову – за участие в экспедициях в Большеземельской тундре и своему сыну Андрею Тентюкову за помощь в полевых работах на Ямале. Хочется отметить с благодарностью помощь М. С. Подорова и Е. Р. Фрайтера, разработавших программы графического представления результатов и создавших программные оболочки XML-совместимых баз данных; а также В. В. Ситниковой, Т. С. Сытарь, оказавшим помощь в проведении лабораторных исследований: автор благодарен О. П. Сыромолотовой за замечания и предложения, учтенные нами при составлении текста. С особой теплотой автор выражает слова благодарности своей дочери Насте Тентюковой за подготовку компьютерной графики. Автор благодарен сотрудникам кафедры геологии СыктГУ и лаборатории миграции радионуклидов и радиохимии ИБ Коми НЦ УрО РАН (А.М.Асхабову, Т.П.Майоровой, И.И.Шуктомовой, Н.Г. Рачковой, Т.Н. Музакке, В.М.Гляд, В.В. Камбалову, С.И. Лютоеу, Н.А. Трофимовой). Соискатель благодарит проф. Л. П. Рихванова за ценные замечания, а также сотрудников кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ и ее руководителя проф. Е. Г. Язикова за стимулирующее внимание к диссертации, что во многом способствовало её завершению. С глубокой признательностью автор вспоминает советы и консультации А. И. Перельмана (научного руководителя кандидатской диссертации автора), полученные при обсуждении отдельных результатов ландшафтно-геохимических исследований на Ямале и в Большеземельской тундре.

Глава 1. ЭКОГЕОХИМИЯ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ: НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ

1.1. Особенности миграции химических элементов в криолитозоне

Геохимические особенности миграции химических элементов в тундровых ландшафтах во многом обусловлены многолетней мерзлотой, избыточным увлажнением и связанным с последним широким развитием глеевых процессов (Перельман, Касимов, 1999). В целом в комплекс криогенной миграции химических элементов, по мнению П. И. Мельникова и др. (1988), следует включать следующие процессы: а) механическое распределение грунта в морозобойных трещинах в зоне контакта ледяных жил при образовании криогенных форм микрорельефа; б) механическое и солевое перемещение вещества при вымораживании вод; в) восходящую миграцию при перемещении пленочной воды; г) сорбционно-солевое и биогенное закрепление растворимых комплексов в почвенном профиле.

Однако отмеченные аспекты геохимических исследований касаются в основном летнего периода. Между тем, для территорий с холодным климатом характерно длительное залегание снежного покрова, что в сочетании с многолетней мерзлотой существенно влияет на геохимические особенности миграции и концентрации химических элементов в мерзлотных почвах летом. Другими словами, геохимия летних процессов унаследована от зимних. В свое время Г. Д. Рихтер писал, что: «...Исследователи, занимающиеся изучением природных явлений в летний период, далеко не всегда в нужной мере учитывают характер зимнего процесса. Пытаясь объяснить те или иные факты только хорошо им известными процессами летнего периода, они забывают о том, что зимой процессы протекают совершенно иначе и эти зимние процессы налагают существенный отпечаток на весь процесс в целом» (с. 5 по: Рихтер, 1948). Поэтому изучение геохимических процессов, происходящих в тундровых ландшафтах, и, в частности, особенностей образования почвенных геохимических аномалий в условиях отрицательных температур, имеет большое теоретическое и практическое значение в геохимии мерзлотных ландшафтов, поскольку интенсивное освоение районов с холодным климатом выдвинуло ряд актуальных научных и практических задач, касающихся решения вопросов защиты окружающей среды в зоне распространения многолетней мерзлоты. Это определяет необходимость проведения специальных исследований, направленных на выяснение своеобразия физико-химических процессов миграции и концентрации химических элементов в равнинных тундрах зимой.

1.1.1. Механическая миграция и нивальное преобразование рельефа

Для тундровых ландшафтов характерен относительно высокий уровень механической миграции, обусловленной морозной сортировкой и криогенным выветриванием. Эти процессы запускают механизмы солифлюкции и термокарста.

Известно, что при метельном переносе снега его перераспределение сильно зависит от неровностей рельефа, которые задерживают снег. При стаивании снег выступает агрессивным агентом физического и химического выветривания, давая начало нивально-солифлюкционному преобразованию поверхности: на участках с развитым техногенным микрорельефом возможна закладка эрозионных рытвин и канав. Отмечается, что особенно активен этот процесс в переходные периоды (весной и осенью) при замерзании/оттаивании (Любимов, 1967). Впервые на возможность нивально-солифлюкционного рельефообразования в равнинных тундрах обратил внимание И. Д. Данилов (1965). Следует заметить, что роль нивально-солифлюкционного процесса в преобразовании поверхности отработанных буровых практически не исследована. В формировании современного рельефа Ямала определенную роль играют овражная эрозия и оползневые процессы, связанные с действием природных факторов: морским генезисом почвообразующих пород, для которых характерно остаточное засоление, и наличием в них большого количества органики (Полуостров Ямал, 1975). Последнее в значительной степени определяет прочность связи и особенности седиментации глинистых агрегатов при формировании осадочных пород. Известно, что нарушение связи между частицами грунта, которые, в свою очередь, могут быть вызваны активизацией химических реакций в системе «почва–раствор», приводит к развитию ползучести – медленной деформации, к так называемому крипу. В зоне криогенеза с ним связаны такие склоновые процессы, как солифлюкция, оползни, криогенные сплывы почвенного слоя (Геотехнические вопросы..., 1983).

1.1.2. Криогеохимические процессы в почве при вымораживании растворов

Традиционно принимается, что при снижении температуры почвенные процессы при переходе температуры через 0°C замедляются настолько, что не сказываются на общем физическом состоянии почвы. Такое суждение ошибочно; перед оттаиванием почва не обязательно находится в том же состоянии, в каком она была сразу после замораживания. Последнее может рассматриваться как частный случай дегидратации, поскольку вода удаляется из системы в виде чистого льда. За счет увеличения концентрации реагентов происходят значительное изменение pH, осаждение солей и ускорение химических реакций.

Следует заметить, что возможность активного химического выветривания оказалась совершенно неожиданной для геохимиков, полагавших, что в Арктике геохимические процессы сильно заторможены. Так, в монографии Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис (2008, с. 24) приводится описание «Пайхойского квасцового феномена» – формирования богатого

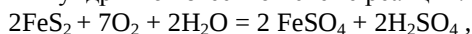
парагенезиса водных сульфатов¹ и фосфатов вследствие сернокислотного выветривания сульфидо- и фосфатоносных черных сланцев Пай-Хоя, что было открыто и в деталях изучено акад. Н. П. Юшкиным и его аспирантом А. А. Иевлевым.

Возможность криогенного сернокислотного выветривания подтверждена экспериментально² (Иванов, Базарова, 1985). Было доказано, что выщелачивание пирита раствором серной кислоты при низких температурах (от 0° до –10°С) протекало намного интенсивнее, чем при комнатных (15-20°С), что объясняется криогенным концентрированием кислоты вследствие вымораживания воды из растворов. Между тем, в ландшафтах криолитозоны солевые выпоты на поверхности выходов горных пород могут служить поисковыми признаками оруденения. Так, анализ выпотов, представленных калиевыми квасцами (характерный результат сернокислотного выветривания) на породах терригенного верхоянского комплекса Якутии, неожиданно показал присутствие геохимических аномалий бериллия. Оказалось, что эти выпоты трассируют зону редкометалльной минерализации в коренных породах (Кокин, 1982). Обнаружение сезонных налетов гипергенных сульфатов на п-ове Челюскин позволило установить скрытую на глубине обширную зону гидротермальной сульфидной минерализации (Мирошников, Щеглова, 1959).

Считается, что летом в сезонно-талом слое (СТС) процессы замерзания-оттаивания в зоне мерзлотного водоупора становятся главным фактором активизации криогеохимических реакций между твердой, жидкой и газообразной фазами (Ершов, 1982). Однако стационарные режимные наблюдения по оценке теплоизолирующего влияния мохового покрова при замерзании/оттаивании показали, что в моховой толще создается «нулевая завеса» (Осадчая, 2000), при наличии которой быстрые вертикальные перемещения фазового фронта невозможны. Эти результаты согласуются с итогами наблюдений за циклом замерзания/оттаивания в СТС, приведенными Д. Уошборном (1988). Оказывается, данный процесс регистрируется, как правило, только на поверхности почвы, очень редко – на глубине до 3 см, ниже уже не фиксируются никакие циклы, кроме годового. Единственным

¹ Водные сульфаты (купоросы), характерные для начального этапа гипергенного процесса, образуются исключительно как сезонные минералы. Их растворимость в воде высокая. Образование (осаждение) сезонных минералов возможно в условиях многолетней мерзлоты, когда вымораживание воды приводит к концентрации растворов (Яхонтова, Зверева, 2000).

² Заметим, что в основе традиционных представлений об окислении сульфидов лежат эксперименты С.С. Смирнова (1955), в которых в качестве окислительного агента использовалась вода, насыщенная кислородом (подчеркнуто мной, М.Т.). Между тем, следует сказать, что для появления серной кислоты в природных условиях тундры по известной схеме реакций:



в которой предполагается, что главную роль в окислении сульфидов на начальных этапах играет кислород, растворенный в воде, необходимо, чтобы его концентрация в воде составляла не менее 6 моль/литр, иначе реакция окисления не пойдет (Латимер, 1954). Однако содержание кислорода в поверхностных водах всего 0,6 ммоль/л (Алекин, 1970). Но пайхойский квасцово-купоросный феномен существует. Предполагается, что необходимая для запуска сернокислотного выщелачивания серная кислота могла появиться как побочный продукт свободнорадикального окисления (автоокисления) органического вещества почв или подстилающих пород (например, черных сланцев). Известно (Уоллинг, 1960), что реакции автоокисления органического вещества могут происходить и при отрицательной температуре. Между тем, роль этих реакций в геохимии ландшафтов практически не исследована.

значимым процессом остается вертикальное движение воды к поверхности почвы при ее промерзании: тем интенсивнее, чем меньше размер частиц почвы (Уошборн, 1988).

При промерзании СТС изменяется соотношение основных ионов в поверхностных водах (Анисимова, 1981). Вначале выпадают в осадок карбонаты Ca, что ведет к увеличению относительного содержания в растворе катионов Mg^{2+} и Na^{+} . Отмечается, что если в растворе имеются хлориды и сульфаты, то выпадение идет в последовательности: карбонаты → сульфаты → хлориды (Анисимова, 1981). Впрочем, такая схема часто нарушается вследствие обменно-сорбционных процессов, в которых ведущая роль принадлежит растворенному органическому веществу. При промерзании оно отжимается в оставшийся раствор и там концентрируется. Органические кислоты, взаимодействуя с минеральной фазой, ее разрушают. Процесс сопровождается образованием органоминеральных комплексов (Никитина, 1977). При этом выщелачиваются подвижные элементы (Ca, Mg, Na, K), что приводит к оглиниванию (Игнатенко, 1979), которое утяжеляет механический состав почв. В результате в профиле почв нередко развивается *диффузное оглеение*, при котором активизируется миграция двухвалентных элементов.

1.1.3. Миграция влаги при промерзании почв

В сезонно-талом слое (СТС) вода является главным геохимическим агентом и может одновременно находиться во всех трех фазовых состояниях: твердом, жидком и газообразном. В жидкой фазе различают свободную (гравитационную), трещинно-поровую и пленочную воды. Первые два вида замерзают при температуре ниже $0^{\circ}C$, а пленочная вода может находиться в жидком состоянии при -40° .³ Если для свободной и трещинно-поровой вод направление движения определяется силой тяжести, то для пленочной – действием градиентов температуры и давления. При промерзании СТС, которое в условиях близкого залегания кровли многолетней мерзлоты начинается почти одновременно и снизу, и сверху, перенос влаги осуществляется посредством диффузии водяного пара и течением пленочной воды по поверхности частиц. Для последней направление движения определяется градиентом расклинивающего давления. Отмечается, что если этот градиент не уравновешен внешним давлением, то возникают градиент толщины пленки и ее течение, которое направлено от большей толщины в сторону меньшей (Дерягин, Чураев, 1989, с. 26). Активность передвижения водяного пара зависит от теплоизолирующего влияния снежного покрова (Рихтер, 1948; Кузьмин, 1957). В результате между верхним слоем почвы и нижней частью снежной толщи появляются устойчивые градиенты температуры и упругости водяного пара, которые сохраняются весь период залегания снежного покрова, а в пределах СТС возникает вертикальное движение влаги и связанного притока легко растворимых соединений в

³ Известно, что вода и растворы замерзают в капиллярах только после сильного переохлаждения; до температуры от -30 до $-40^{\circ}C$ (Дерягин, Киселева, Соболев и др., 1989).

верхние горизонты мерзлых почв. Следовательно, при оттаивании почва уже имеет иные параметры среды, отличающиеся от существовавших на момент ее замерзания. Между тем, влияние зимних процессов на распределение элементов-примесей (ЭП) в профиле мерзлых и талых почв до сих пор остаётся слабо изученным.

1.1.4. Капиллярные явления в почвах

Следует заметить, что процессы взаимодействия жидкости с твердой поверхностью, такие как адсорбция, адгезия, смачивание, капиллярное впитывание, капиллярное передвижение жидкости, поверхностное натяжение и др., исследуются уже давно (Зимон, 1974). Однако применительно к криолитозоне эти процессы практически не исследовались.

Капиллярность тесно связана с водопроницаемостью почв, которая зависит от многих факторов. Определяющими являются размер и геометрия пор. В свою очередь, размер пор и объем порового пространства определяются дисперсностью и минералогическим составом почво-грунтов. Опытами обнаружено (Охотин, 1951), что в тонкодисперсных породах одинакового гранулометрического состава капиллярность зависит от минералогического состава. Так, в однородном слое из частиц 0,25 высота капиллярного поднятия закономерно изменялась в ряду: слюда > окатанный кварц > полевой шпат > остроугольный кварц. Большое влияние на высоту и скорость капиллярного поднятия оказывают структурно-текстурные особенности грунтов. Поскольку в монолитных (слитных почвах) грунтах капиллярное передвижение воды совершается беспрепятственно во всей толще грунта снизу вверх, можно предполагать, что при морозном растрескивании и образовании морозобойных трещин передвижение капиллярной влаги затрудняется наличием некапиллярных пор (трещин, разрывов) между отдельными структурными элементами. Зимой в таких грунтах передвижение воды под действием капиллярных сил чаще всего совершается в пределах структурного элемента от поверхности внутрь агрегата.

При *смачивании* в почвах могут возникать капиллярные явления: капиллярное впитывание, капиллярное передвижение жидкости. Капиллярное впитывание жидкости связано с капиллярной конденсацией жидкости в порах. Необходимое условие ее появления – смачиваемость. Капиллярное передвижение жидкости контролируется гидростатическим давлением. В тонкой поре (капилляре) в условиях смачиваемости давление упругости водяного пара над вогнутой поверхностью ниже, чем над плоской поверхностью – в результате разности давлений возникает капиллярное давление, и под воздействием капиллярных сил жидкость поднимается. В мерзлотных ландшафтах этот эффект может затруднять свободное просачивание гравитационной влаги сквозь капиллярную кайму мерзлотной верховодки, что позволяет использовать последнюю в качестве своеобразного полупроницаемого капиллярного механического барьера, действие которого может определенным образом влиять на вертикальное распределение химических элементов в почвенном профиле мерзлотных почв.

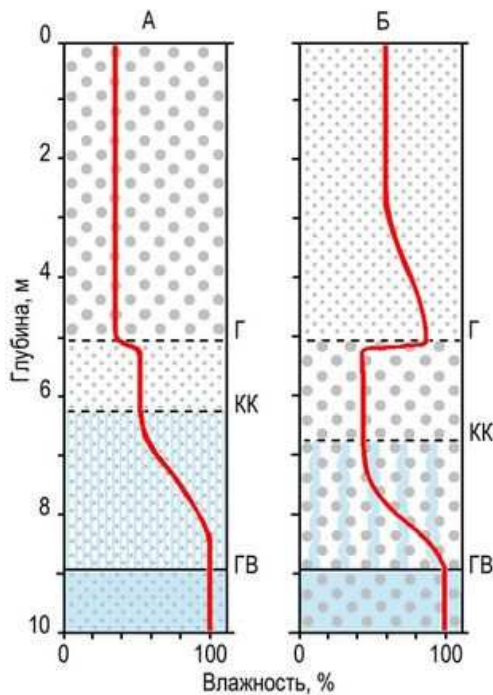


Рисунок. 1.1. Распределение влаги в слоистых толщах: вариант А – при подстилании крупнопористого (на рис. 1.1 показан крупными пунсонами) мелкопористым наносом (на рис. 1.1 показан мелкими пунсонами); вариант Б – при подстилании мелкопористого наноса крупнопористым. Усл. обозн.: Г – граница смены наносов (литологический контроль), КК – верхняя граница капиллярной каймы грунтовых вод, ГВ – уровень грунтовых вод. Доп. обозначение: кривая влажности почвы (%) от полной влагоемкости (по: Роде, 1955).

С капиллярностью связано наличие особенностей в распределении влаги в слоистых толщах (литологический контроль). Впервые на это обратил внимание и исследовал А.Ф. Лебедев (Лебедев, 1936; цит. по: Роде, 1955, с. 60). Самый простой случай, когда имеется толща, сложенная из двух наносов (рис. 1.1). В первом варианте принимается, что верхний слой представлен крупнозернистыми и крупнопористыми отложениями, которые подстилаются мелкозернистыми и мелкопористыми образованиями. При сквозном промачивании всей толщи в ней установится распределение влаги, показанное на рис. 1.1, А. В верхнем наносе влажность, обусловленная наличием подвешенной (капиллярной) влаги, будет одинаковой во всем крупнопористом слое и равной его наименьшей (капиллярной) влагоемкости. В нижнем слое в его верхней части влажность будет выше, чем в первом, поскольку капиллярная влагоемкость в мелкозернистых отложениях всегда выше, чем в крупнозернистых. В таком случае слоистость не вызывает каких-либо отклонений в распределении капиллярной влаги, свойственной однородной толще. Иной характер фиксируется во втором случае. На рис. 1.1, Б представлена та же толща из двух наносов, но верхняя часть образована мелкозернистыми тонкопористыми отложениями, тогда как нижняя – крупнозернистыми крупнопористыми наносами. При этом ход кривой распределения влаги в нижнем слое, в отличие от верхнего, остается практически малоизмененным.

В тонкопористой толще ход кривой распределения влажности вначале постоянен, но затем влагоемкость начинает постепенно нарастать, достигая максимальных значений на границе контакта с крупнопористой толщей, ниже которой влагоемкость резко падает. При этом кривая распределения капиллярной влажности принимает форму, характерную для подпертой влаги, хотя никакой гидравлической связи подвешенной капиллярной влаги с капиллярной каймой грунтовых вод нет. Чем же объясняется скачок капиллярной влагоемкости в зоне литологического контроля? Анализируя данное явление, А.Ф. Лебе-

дев (1936) обратил внимание на то, что рост влагоемкости приурочен к границе контакта тонкозернистого слоя с крупнозернистым. Это позволило предположить, что на границе перехода в этой зоне имеет место расширение тонких капиллярных ходов, поскольку поры в нижнем наносе крупнее, чем в верхнем. Тогда из-за различной кривизны менисков в переходных капиллярах поверхностное давление у нижнего мениска, имеющего меньшую кривизну, больше, чем у верхнего (рис. 1.2), что служит своеобразным подпором, создающим условия формирования *капиллярного механического барьера*, удерживающего за счет действия капиллярных сил дополнительное количество подвешенной капиллярной влаги.

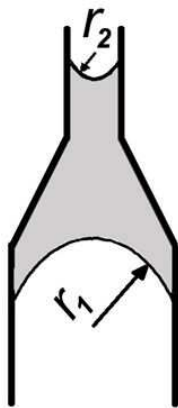


Рисунок. 1.2.
Удержание
влаги в
переходном
капилляре.

Удержание подвешенной капиллярной влаги действием капиллярных сил оказывает влияние на протекание почвообразовательных процессов в почвенных горизонтах. Изучение влагоемкости разных типов почв (Роде, 1965) показало, что выше капиллярной каймы грунтовых вод располагается почвенный слой, увлажнение которого определяется подвешенной влагой, удерживаемой капиллярными силами. Данный тип почвенной влаги не связан гидравлически с капиллярной влагой, поэтому положение подвешенной влаги не изменяется при колебаниях уровня грунтовых вод. Отмечается, что если почва сверху будет защищена от испарения, то такая подвешенная влага может сохраняться в почве неограниченно долго (Роде, 1955). Можно предполагать, что такая устойчивость существования во времени подвешенной зоны увлажнения определенным образом влияет на процессы по-

верхностного оглеения.

1.1.5. Сорбционные процессы и природные сорбенты в мерзлотных почвах

Сорбционные процессы существенно влияют на особенности миграции и концентрации ЭП в профиле почв. Присутствие в почве гидроксидов Mn, Fe, глинистых минералов и заторфованность почв играют большую роль в миграции ЭП в мерзлотных ландшафтах.

1.1.5.1. Почвенные коллоиды: гидроксиды железа и марганца

Большинство химических элементов, составляющих спектр химического загрязнения, имеет переменную валентность. Поэтому одним из факторов миграционной активности элементов является окислительно-восстановительный потенциал среды (Eh). Известно, что в условиях кислого оглеения увеличивается подвижность Fe^{2+} и Mn^{2+} . При подщелачивании и окислении среды эти элементы выпадают в осадок, образуя охристые коллоиды гидроксидов железа (Fe^{3+}) и черные коллоиды гидроксида марганца (Mn^{4+}). Другим фактором, определяющим миграционную активность элементов, является кислотность среды (pH), которая контролирует растворимость

химических соединений (карбонатов, фосфатов и др.). При загрязнении концентрация элементов в почвенных растворах повышается, и сорбционные процессы могут оказать заметное влияние на распределение элементов в профиле почв (Аржанова, Елпатьевский, 1990). Ряд тяжелых металлов хорошо сорбируется коллоидными частицами гидроксидов железа, для которых характерна значительная площадь поверхности – около $200 \text{ м}^2/\text{г}$ (Драйвер, 1985). Эти коллоиды имеют положительный заряд и концентрируют преимущественно анионные формы. В случае, если осаждение железа (III) сопровождается захватом растворенного органического вещества (ОВ), полученный коллоидный осадок становится универсальным сорбентом: он может сорбировать как анионогенные, так и катионогенные элементы (Jenne, 1977). На кислородном барьере также может осаждаться марганец. Осаждение гидроксидов марганца идет в более окислительной обстановке и при более высоких значениях pH, нежели гидроксиды железа (Копейкин, 1984), что делает его малоподвижным в глеевых условиях тундровых почв. Однако в менее кислых почвах, развивающихся на аллювиальных отложениях, встречаемость гидроксида марганца может быть выше. Отмечается, что в аллювии на нем сорбируются «манганофильные» элементы – в первую очередь Co. Поэтому в океанских железо-марганцевых конкрециях (ЖМК), в которых гидроксиды Fe и Mn присутствуют совместно, очень четко различаются две группы-ассоциации элементов-примесей (между группами – отрицательная корреляция, потому что чем больше одного оксид-сорбента, тем в ЖМК меньше другого) – феррофильная (например, мышьяк, фосфор, РЗЭ) и манганофильная (Co, Pt) (Юдович, Кетрис, 2008).

1.1.5.2. Глинистые минералы

Другим важным сорбентом являются глинистые минералы, особенно смектиты и смешанослойные (Соколова, 1985). По интенсивности поглощения глинистыми минералами металлы образуют ряд: $\text{Pb} > \text{Hg} > \text{Cd} > \text{Co} > \text{Cu} > \text{Zn} > \text{Mn}$ (Экологическая химия водной среды, 1988).

1.1.5.3. Торф

В ряду природных сорбентов самым универсальным является торф (Баденкова, Добродеев, 1984; Межибор, 2009) – многокомпонентная, трехфазная, полидисперсная система с большой площадью удельной поверхности: $50\text{--}400 \text{ м}^2/\text{г}$ (Лиштван и др., 1974), в которой на долю твердой фазы приходится 15-40 % объема. От других дисперсных материалов торф отличается высокой гидрофильностью, что обеспечивает довольно активный перенос в нем влаги, связанный с поверхностными и внутрифазными явлениями (Лиштван и др., 1989). Это процессы смачивания и капиллярного подъема влаги, фильтрация и водообмен. В тундровых ландшафтах данные процессы способствуют появлению специфических образований – прослои торфа, кольматированные гидроксидами железа. Можно предположить, что кольматированный слой, образованный при участии гидроксидов железа, выполняет функции механического барьера. Появление кольматированного слоя в

почвенном профиле может вызвать нарушение водообмена в зоне капиллярного поднятия мерзлотной верховодки. Следовательно, кольматация может определять режим увлажнения почв в профиле на уровне микро– и нанорельефа. Близость мерзлотного водоупора и достаточно узкий интервал рН-Eh-условий образования гидроксидов (Копейкин, 1984) позволяют считать, что формирование и разрушение кольматированных слоев в сезонноталом слое мерзлотных почв очень динамичны и носят сезонный характер.

Существенной составной частью поровых растворов торфа является растворенное ОВ. С ним связываются активность сорбции и особенности ионообменных реакций, которые обусловлены наличием в составе растворенного ОВ активных функциональных групп, например, карбоксильной и фенольной (Гамаюнов, 1974, 2005). Данные свойства торфа нашли широкое применение в природоохранной практике (Беляева и др., 2007), в частности, при ликвидации аварийных разливов промышленных стоков в районах нефтедобычи (Солнцева, 1998).

1.1.5.4. Органическое вещество почв

Присутствие растворенного ОВ существенно влияет на подвижность некоторых элементов в почвенном профиле. Например, Ва относится к числу слабых мигрантов, так как сульфид и карбонат Ва имеют низкую растворимость (Перельман, 1979), однако в составе растворимых органоминеральных комплексов фульватного типа Ва хорошо мигрирует в кислых слабоминерализованных водах (Юдович, Кетрис, 2006, с. 69). Также титан (типичный элемент-гидролизат) в зоне гипергенеза малоподвижен, но в водах, где имеется много растворенного ОВ, Ti может образовывать растворимые комплексы с гуминовыми и фульвовыми кислотами. При этом концентрация Ti в составе таких органических комплексов может достигать 1.5-2.0 % (Ковалев, Генералова, 1969).

Органическое вещество почв представлено химическими соединениями специфической и неспецифической природы. К первым относят гумусовые вещества, составляющие до 90% всей массы органического вещества почв, и в их состав входят гуминовые кислоты, фульвокислоты и гумин. Последний относится к инертной части почвенного гумуса, практически не участвующей в почвообразовательных процессах (Александрова, 1980). К группе органических веществ неспецифической природы причисляют соединения, входящие в состав растительных остатков: белки, аминокислоты, углеводы, жиры, воски, дубильные вещества, лигнин, фенольные и полифенольные вещества, низкомолекулярные органические кислоты. На долю этих веществ в почвенном гумусе приходится не более 15 %. Известно, что гуминовые кислоты (ГК) определяют плодородие почвы. Они увеличивают поглощательную способность почвы, способствуют образованию водопрочной структуры почвенных частиц. ГК при взаимодействии с солями Al, Fe, Ca, Mg образуют *коллоидные соединения*. Такой гуминовый гель способен адсорбировать на своей поверхности ионы металлов из растворов (Ong et al., 1970; Swanson et al., 1966). Фульвокислоты (ФК) же представляют собой высокомолекулярные азотсодержащие органические кислоты. Их отличие от гуминовых кислот в том,

что в ФК меньше углерода, но содержится больше кислорода и водорода (Орлов, 1985). Соли ФК растворимы в воде и обладают сильноокислой реакцией. Активно воздействуя на минеральную фазу почв ФК, инициируют развитие подзолообразовательного процесса (Роде, 1937; Пономарева, 1964; Зайдельман, 1998), который по своей геохимической сути является кислым (фульвокислотным) выщелачиванием. При таком фульвокислотном выщелачивании не только минералообразующие элементы (Fe, Na, Mg), но и многие элементы-примеси (Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sn) образуют растворимые комплексы с лигандами фульвокислот. В последующем они могут быть сорбированы гумусовым веществом, образуя нерастворимые соединения в форме хелатов – «клещеобразных» соединений, в которых ион металла связан не менее чем с двумя органическими лигандами. Наряду с хелатами, органические кислоты могут образовывать и солеобразные нерастворимые соединения. Так, при взаимодействии гуминовых кислот с катионами K, Na, Rb, Cs, Sr, Ba, Mg, Ca, Be возникают органоминеральные комплексы – гуматы, из которых соединения K, Na, Rb, Cs растворимы и вымываются из почвы, тогда как органокомплексы с Sr, Ba, Mg, Ca, Be хорошо закрепляются в почвах. Последнее обусловлено тем, что органическому веществу почв свойственна сорбционная активность, которая энергично проходит в кислой среде в восстановительных условиях (Александрова, 1980; Leventhal, 1985). Считается, что восстановление металла происходит не в растворе, а на поверхности твердой минеральной фазы, то есть реакции взаимодействия по своей природе являются хемосорбционными. При этом хемосорбция определенным образом зависит от pH (Salomons, Forstner, 1983), а ее активность проявляется только в конкретных интервалах pH, в так называемых «сорбционных оптимумах» (Юдович, 1978). С ними связано действие *гуматного барьера*.

Очевидным доказательством существования гуматного барьера ⁴ является состав золы, в котором содержание CaO в десятки раз больше, чем в исходных растениях-торфообразователях. Несомненно, что этот кальций был сорбирован ГК торфа из болотных вод и удержан органической матрицей торфа в форме гумата кальция. Вхождение же в состав золы торфа микроэлементов обусловлено их накоплением органическим веществом торфа в виде хелатов. Очевидно, что формирование гуматного барьера – сложный природный процесс. Я.Э. Юдовичем (2001) на основании анализа и обобщения литературы по сорбции металлов из растворов органическим веществом (Манская и др., 1964, 1975; Матвеева и др., 1975; Шпирт и др., 1990, 1994; Miller et al., 1986, 1987; Eskenazy et al., 1994; Eskenazy, 1995) выделяются три основных фактора, контролирующих образование биосорбционного гуматного барьера.

Генезис биосорбента. Разные ОВ гумусового ряда сильно отличаются по своей способности связывать металлы из раствора, например, древесный торф поглощает германий намного сильнее, чем осоковый (Юдович, 2001).

⁴ Его описание дается по книге Я.Э. Юдовича «Курс геохимии осадочных пород (избранные главы)». Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2001. 284 с.

Кислотность среды. Для большинства элементов-примесей имеются *оптимальные интервалы pH-осаждения*, в которых осуществляется прочная сорбция (хемосорбция) элементов-примесей из растворов. При этом была найдена очень общая эмпирическая закономерность: при прочих равных условиях сорбция была наибольшей в слабокислой или даже околонеutralных средах. В природе это означает подщелачивание среды торфяника путем усиленного поступления в него из приземной атмосферы теллурической пыли в составе аэрозольного стока.

Восстановительная обстановка. При окислении ОВ в анаэробных условиях, наряду с органическими кислотами, проявляющими сильные восстановительные свойства, образуются и минеральные восстановители (H_2 , CH_4 , NH_3 , H_2S). Их мощное воздействие на минеральный субстрат вызывает активную миграцию металлов в ионной форме с последующей их сорбцией ОВ.

На гуматном барьере, как всяком хемосорбционном, осаждаются элементы, встречающиеся в растворе в ионной форме.

1.2. Геохимическая активность снежного покрова

Снеговедческие исследования. Со времени появления работы А.И. Воейкова в 1871 г., в которой ученый впервые обратил внимание на снежный покров, играющий важную роль в природных процессах (Воейков, 1949), сформировались основные направления исследований снежного покрова, традиционно развивающиеся и сегодня. Их тематика связана с изучением роли снежного покрова в физико-географическом процессе; получением информации о физико-механических свойствах снега, процессах его формирования и таяния; составлением методик снежной мелиорации в практике земледелия и борьбы со снежными заносами и лавинами, а также методик снегомерных наблюдений на гидрометеорологической сети для подготовки прогнозов запаса воды в почве, условий выпаса скота в районах отгонно-пастбищного животноводства и оленеводства; прогнозированием весеннего стока.

Снежный покров как природный планшет для аэрозольного стока. Снежный покров является единственным природным планшетом, способным хранить информацию об атмосферных выпадениях, поглощая, накапливая и обеспечивая их практически полную сохранность в течение зимнего периода. Поэтому в рамках изучения территориального распределения характеристик снежного покрова сформировалось научное направление, связанное с его геохимическими исследованиями. Их начало было обозначено в двух работах, где снежный покров рассматривался как депонирующий субстрат для естественной (Влодавец, 1936) и техногенной пыли (Вашков, 1936). В качестве самостоятельного объекта геохимического опробования снег впервые был использован при изучении ореолов рассеяния рудных месторождений (Колотов и др., 1965) и выявлении аэротехногенного загрязнения (Елпатьевский, 1976). Затем, как геохимический фактор в почвообразователь-

ных процессах, снежный покров был обозначен в работах М.А. Глазовской (Глазовская, 1952) и И.Н. Степанова (Степанов, 1962). С конца прошлого века геохимическое изучение снежного покрова стало активно развиваться в рамках экологических исследований для индикации техногенного загрязнения (Глазовский и др., 1983; Беликова и др., 1984; Белозерцева, 1999); при оценке трансграничного переноса сульфатов (Василенко и др., 1983; Василенко и др., 1985; Астратов и др., 1986) и связанного с ним загрязнения поверхностных вод (Бреслав, 1985; Оболкин, 1991).

Современные направления снеговедческих исследований. В настоящее время, как показывает анализ литературы, посвященной исследованиям снежного покрова, интерес к нему усилился (Котляков, 1968, 2002; Семенов, 2002; Макаров, 2007; Kaasik et al., 2000; Walker et al., 2003; AMAP... Human Health in the Arctic, 2009; The Arctic as a messenger..., 2011). При этом большая часть работ отведена тематике, где снежный покров рассматривается как депонирующая среда, в которой накапливаются и сохраняются вещества, поступающие на поверхность из приземной атмосферы, что позволяет оценивать загрязнение снежного покрова органическими соединениями (Язиков и др., 2004; Павлов и др., 2011; Meyera, Waniaa, 2008; Yunker, Macdonald, 2003; Waniaa et al., 1998; Shao-Menga, Winchesterb, 1989); выявлять биогенетическую составляющую аэрозольных сульфатов в снеге Арктики (Rempillo et al., 2011); получать сравнительные характеристики загрязнения снега урбанизированных территорий (Негробов и др., 2005; Локощенко, 2005; Павлов и др., 2009; Рапута и др., 2010), проводить зонирование промышленных районов (Нечаева, Макаров, 1996; Скрипальщиков и др., 2002).

Вместе с тем, об исследованиях, связанных с изучением внутриснежной химической трансформации пылеаэрозольных выпадений, накапливающихся в снежной толще одновременно с ее нарастанием, известно мало. Чаще всего данный аспект рассматривается в контексте результатов исследований, в которых анализируются изменчивость строения снежного профиля (Pielmeier et al., 2003a; Harper, Bradfordb, 2003) и микротекстуры снежных слоев (Pielmeier, Schneebeli, 2003b), особенности преобразования химического состава почвенных вод в результате зимнего внутриснежного выщелачивания (Cragin et al., 1996; Berner, Rao, 1996; Delmas et al., 1996), а также причины закисления снежного покрова (проблема кислого снега) (Johannessen, Henriksen, 1978; Loranger, Brakke, 1988).

1.2.1. Образование субохлажденной пленочной влаги в снежной толще

Снег представляет собой пористую двухкомпонентную (воздух-вода) среду (Кузьмин, 1957), в которой вода находится одновременно во всех своих фазовых состояниях (твердом – лед, жидком – вода, газообразном – водяной пар) (Рихтер, 1948). При этом лед образует стенки пор, создавая прочностную структуру пористого вещества – снега. Отмечается, что благодаря постоянно протекающим процессам сублимации, поры снега, в отличие от других пористых

веществ, всегда насыщены водяным паром (Окуджава, 1959). Его конденсация на ледяных стенках пор приводит к образованию субохлажденной пленочной жидкости, которая при больших размерах пор «выстилает» их поверхность, а в узких образует капиллярную жидкость. Возможность образования субохлажденной пленочной жидкости на поверхности ледяных кристаллов теоретически показана Б.П. Вейнбергом (1940), а экспериментально – В.И. Квиливидзе с соавторами (1970).

Существование жидкой фазы воды при отрицательных температурах не является чем-то экстраординарным. Наблюдения за процессом замерзания воды в тонких капиллярах показали, что в капиллярах диаметром менее 10 мкм вода оставалась жидкой до температуры -10°C . При этом её свойства совпадали со свойствами обычной воды (Савицкий, 1968). Иными словами, если при замерзании с переходом температуры через 0°C разрываются термодинамические параметры криогенной системы с выделением скрытой теплоты (фазовый переход первого рода, Hobbs, 1974; Буторин, Скрипов, 1974), то в случае с субохлажденной влагой таких разрывов нет: эффект снижения температуры проявляется в уменьшении скорости реакций и миграции (изменении вязкости и диффузии). Миграция влаги в промерзающих пористых телах осуществляется путем действия трех механизмов: диффузии пара, перемещения незамерзающих пленок воды по поверхности частиц, течения незамерзающих прослоек влаги между льдом и твердой поверхностью (Вода и водные растворы..., 1985). Незамерзание пленок объясняется влиянием поверхностных сил, изменяющих структуру граничных слоев воды. В отличие от водяных пленок, незамерзающие прослойки представляют собой граничную фазу льда, структура которого настолько изменена под действием соседней поверхности, что осуществляется переход из кристаллического в жидкое аморфное (квазижидкое) состояние (Дерягин и др., 1989). Известно, что такая квазижидкая пленка влаги обладает растворяющими свойствами (Федосеева и др., 1980; Нечаев и др., 1981; Лебеденко, 1989; Федосеева, Федосеев, 2010). Данное обстоятельство позволяет предполагать возможность химической трансформации аэрозолей, аккумулированных в снежной толще в течение всего периода его залегания. Однако при геохимических исследованиях снежного покрова пробоотбор традиционно рекомендуется проводить в конце зимы (Глазовский и др., 1983; Геохимия ..., 1990; Экогеохимия ..., 1995; Белозерцева, 1999; Павлов и др., 2006; Еремина, Григорьев, 2010). Предполагается, что суждение о характере аэрозольного загрязнения снежного покрова конкретной территории на основании только однократной снегосъемки будет неполным.

1.2.2. Внутриснежное формирование криогидратов

Известно, что точка замерзания растворов, согласно закону Рауля, снижается пропорционально молярной концентрации растворенного вещества (для таких растворов точка замерзания лежит ниже 0°C). И когда температура системы переходит через 0°C , растворенные соединения остаются в жидком (субохлажденном) состоянии. При дальнейшем

снижении температуры происходит криогенная дегидратация раствора, в результате которой выделяется кристаллическая фаза в виде объемного льда и жидкая, представляющая собой субохлажденный концентрированный раствор соли (Глинка, 1987). Последующее понижение температуры системы приводит к образованию твердой эвтектической смеси – криогидратов, являющую собой двухфазную систему, состоящую из взаимопроникающих областей окристаллизованного растворенного вещества и льда.

1.2.3. Геохимическая роль атмосферных газов в снежном покрове

Известно, что чем легче газ сжижается, тем легче он адсорбируется. Другими словами, адсорбция увеличивается с ростом температуры кипения газа. Так, для двуокиси азота она составляет $+21^{\circ}$, диоксида серы -10° , аммиака $-33,7^{\circ}\text{C}$ (Брунауэр, 1947). Следовательно, в условиях атмосферы указанные газы могут адсорбироваться на поверхности ледяных кристаллов снега в виде капель сжиженного газа и накапливаться в снежном покрове. Вместе с тем, известно, что при испарении сжиженных газов температура падает. Так, при испарении сжиженного диоксида серы температура опускается ниже -50°C . Значит, испарение данного газа в снежной толще может вызывать активизацию криогеохимических процессов между парниковыми, атмосферными газами и аэрозольным веществом, аккумулярованным в снежном покрове. Возможность газов находиться в конденсированном (сжиженном) состоянии повышает геохимическую активность снежной толщи и способствует развитию поверхностных химических реакций с участием пыле-аэрозольных выпадений и молекул газов, аккумулярованных в снежном покрове.

В результате аккумуляции в снежной толще могут одновременно присутствовать в разном соотношении газы-окислители (O_2 , O_3 , NO_2 , Y_2 , H_2O , NO), газы-восстановители (SO_3 , H_2S , H_2 , NH_3 , N_2 , N_2O , CO), включая и полярные газы (CO_2 , CH_4 , H_2O , HCl , SO_2). Данное обстоятельство и зависимость концентраций указанных газов от температуры и относительной влажности воздуха, атмосферного давления создают в снеге уникальную динамично меняющуюся среду, контролирующую активность химических преобразований аэрозолей в снежной толще. В связи с этим следует заметить, что кислород, водород, углерод, азот, как активные воздушные мигранты, образуют газообразные соединения, очень подвижные в зоне гипергенеза (Перельман, Касимов, 1999). Геохимическая роль газообразных соединений указанных воздушных мигрантов заключается в том, что, растворяясь в воде, они определяют условия миграции многих элементов, становясь для некоторых, по А.И. Перельману (1982), «геохимическими диктаторами». В связи с этим следует ожидать, что при фазовых переходах воды в снежной толще возможно изменение активности миграции и аккумуляции химических элементов. Оно обусловлено тем, что адсорбированные на поверхности ледяных кристаллов твердых гидрометеоров свободные газы и их соединения в снежной толще претерпевают определенные изменения при растворении в субохлажденной снеговой влаге.

1.3. Геохимические барьеры в ландшафтах

Геохимия ландшафта имеет фундаментальное значение для решения вопросов экологической геохимии – борьбы с загрязнением окружающей среды. Особенно существенны представления о геохимической дифференциации биосферы и ноосферы и *концепция геохимических барьеров* (Перельман, 1989; 1977; Перельман, Касимов, 1999; Солнцева, Касимов, 1982).

Геохимические барьеры играют большую роль при изучении особенностей миграции и концентрации химических элементов в биосфере. Их сочетания влияют на интенсивность и контрастность формирования геохимических аномалий в почвах, растениях, природных водах.

По А. И. Перельману, геохимическими барьерами называются «... такие участки зоны гипергенеза, в которых на коротком расстоянии происходит резкая смена миграции, что приводит к концентрации элементов» (Перельман, 1968, с. 215). Характеристиками геохимических барьеров, по А.И.Перельману (1979), являются градиент и контрастность. *Градиент барьера (G)* характеризует изменение геохимических показателей (температура, давление, Eh , pH и др.) в направлении миграции химических элементов:

$$G = (m_1 - m_2)/l,$$

где m_1 – значение геохимического показателя до и m_2 – после барьера, l – линейные размеры барьера. *Контрастность (S)* характеризуется отношением величины геохимических показателей до и после барьера:

$$S = m_1 / m_2.$$

Емкость барьера – это величина, характеризующая количество веществ, способных накапливаться в единице массы субстрата (Солнцева, 1998; Перельман, Касимов, 1999). *Устойчивость* барьеров во многом обусловлена необратимостью процессов и реакций между веществом барьера и потока, поступающего в зону барьера (Солнцева, 1983). Важной характеристикой барьера является *тип преобладающего массопереноса* вещества, поступающего к барьеру и движущегося в теле барьера (Максимович, 2006, 2010). Для оценки преобладающего типа переноса вещества – *конвективного* или *диффузионного* – используется критерий Пекле (Pe) (Максимович, Хайрулина, 2011), представляющий безразмерную величину:

$$Pe = (V \times L) / D,$$

где V – действительная скорость фильтрации; D – коэффициент молекулярной диффузии; L – характерный линейный размер, в пределах которого изменяется концентрация рассматриваемого соединения в направлении фильтрации. Если $Pe > 10$, рассеяние соединения определяется только конвекцией, а когда $Pe < 5 \cdot 10^{-2}$ – только молекулярной диффузией, при $5 \cdot 10^{-2} < Pe < 10$ осуществляется смешанный массоперенос (Зверев, 1982). Тип массопереноса во многом определяет скорость образования барьера. В результате формирования

барьера и снижения его проницаемости тип массопереноса может меняться с конвективного на диффузионный.

Таблица 1.3

Типологическая дифференциация геохимических барьеров
(по: Глазовская, 2012, с дополнениями автора)

Типологические группы барьерообразования				
Форма движения материи	Природа образования	Механизм массообмена и закрепления	Режим функционирования	Местоположение
1. Механические 2. Биогеохимические 3. Физико-химические	1. Биогенные 2. Хионогенные 3. Техногенные 4. Природно-техногенные 5. Искусственные	1. Кислотно-щелочной 2. Карбонатизация 3. Окислительно-восстановительный 4. Физико-химическая адсорбция 5. Биосорбция 6. Термодинамический 7. Гидродинамический 8. Теплофизический	1. Сезонный 2. Статичный 3. Динамичный 4. Непроницаемый 5. Полупроницаемый 6. Комплексный 7. Двусторонний	1. Внутрипочвенные 2. Аквальные 3. Поверхностные

Обобщение накопленных к настоящему времени сведений о геохимических барьерах в окружающей среде позволяет выделить по различным критериям несколько типологических групп (табл. 1.3). Следует заметить, что приведенные в табл. 1.3 типологические критерии отображают существенные признаки, свойства и характеристики геохимических барьеров и внутри типологических групп, и между ними. Предложенная система критериев выполнена на основе экстраполяции известных соотношений и сопоставлений барьерных таксономических признаков, известных на сегодняшнее время и отражающих современные знания о геохимических барьерах. По формам миграции элементов и процессам их концентрации выделяют механические, биогеохимические, физико-химические барьеры.

1.3.1. Механические геохимические барьеры

Механические барьеры возникают на участках, где изменение скорости миграции элементов не сопровождается трансформацией форм миграции. Так, генезис россыпных месторождений некоторых химических элементов связан именно с механическими барьерами (Поликарпочкин, 1974). Особенность образования механических геохимических барьеров в том, что процессы аккумуляции вещества в зоне барьера контролируются законами механики и

не зависят от химической активности соединений, слагающих данное вещество. В формировании механических барьеров в естественных условиях главное значение приобретают физические параметры вещества (дисперсность, плотность, теплоемкость, смачиваемость и др.) и степень воздействия внешней среды, осуществляемого посредством текучей воды, силой тяжести, ветровым и температурным режимом, солнечным излучением.

1.3.2. Биогеохимические барьеры

Механизм образования биогеохимических барьеров определяется концентрационной функцией живого вещества биосферы. Концентрационной функцией живого вещества биосферы В. И. Вернадский назвал *«скопление отдельных элементов из их рассеяния в окружающей среде»* (Вернадский, 1960, с. 289). А. В. Лапо определяет ее как *«избирательное накопление в ходе жизнедеятельности определенных видов вещества: а) используемых для построения тела организма; б) удаляемых из него при метаболизме»* (Лапо, 1987, с. 65). Вместе с тем, зоомасса представляет очень незначительный процент от общей массы живого вещества биосферы, поэтому в расчетах используются только данные о фитомассе. Считается, что концентрационная функция растительности – типичная многофакторная геохимическая система (Лапо, 1987; Юдович, Кетрис, 1994), зависящая от факторов, которые можно объединить в две большие группы: экологические (т.е. собственно биотические) и геохимические.

1.3.2.1. Биотические факторы

Изучение элементного состава разных групп организмов (Виноградов, 1963; Ковальский, Андриянова, 1968; Ковальский, 1974; Ковальский, 1983), включая и растения (Малюга, 1963; Титлянова, 1972; Ткалич, 1970; Школьник, 1974), показало определенное постоянство *среднего состава*, мало зависящее от элементного состава окружающей среды. Это может быть следствием эволюционного приспособления организмов – результатом адаптации вида за счет широкой нормы реакции (Алексеева-Попова и др., 1983; Алексеева-Попова, 1990), что, в свою очередь, может реализоваться путем экологической дифференциации вида на генетически отличающиеся популяции. Классические исследования Н. И. Вавилова (1931) выявили внутривидовые категории, обладающие наследственными морфологическими или только физиологическими различиями в отличающихся природно-климатических условиях. Считается, что благодаря наследованию сохраняется специфичность элементного химического состава растений.

Биофильность. А. И. Перельман (Перельман, 1979) ввел понятие о *биофильности* химических элементов, отражающее неодинаковую степень их концентрирования в живом веществе. Биофильность количественно характеризуется *коэффициентом биологического поглощения* A_x , показывающим, во сколько раз содержание химического элемента (x) в

золе биологического объекта (растения или животного) больше, чем в литосфере, в целом или в каком-либо другом компоненте окружающей среды, например, в почве.

1.3.2.2. Геохимические факторы

Существуют многочисленные данные, свидетельствующие о том, что внешняя среда значительно влияет на элементный состав растительности. Вместе с тем, было замечено, что не все органы и ткани растения в одинаковой мере накапливают химические элементы. При этом содержания химических элементов в разные фазы растения могут отличаться на порядки. Считается, что растительный организм проходит в онтогенезе сложный биохимический цикл, в отдельные моменты которого потребности в химических элементах меняются, т.е. находятся под генетическим контролем (Ильин, 1985, с. 36). Процесс нарушается в тех случаях, когда почва (среда обитания) обогащена подвижными соединениями. В таких условиях химические элементы могут накапливаться в растениях в количествах, превышающих нормальное содержание. По А. Л. Ковалевскому (1991), это так называемое барьерное накопление, которое является обычным механизмом адаптации растений к произрастанию в условиях повышенных содержаний элементов. Для растений характерно сочетание тканей с безбарьерным и барьерным накоплением химических элементов. Типичными безбарьерными тканями являются корни древесных, кустарниковых и травянистых растений и внешние слои коры деревьев (Ковалевский, 1991, с. 49).

Геохимическая специализация растений. Считается, что по отношению к действию геохимических факторов окружающей среды элементный состав каждого конкретного растительного организма зависит от систематической принадлежности, и в границах отдельного таксона будет оставаться относительно стабильным (Титлянова, 1972). Поэтому А. И. Перельман (1977) предложил ввести понятие о *геохимических особенностях организмов в пределах отдельных таксонов* – вида, рода, семейства. По А. П. Виноградову (1963), элементный химический состав организмов (в частности, растения) хранит признаки своего происхождения. Дальнейшие исследования в этом направлении существенно расширили представления о биогеохимической мобилизации так называемых «микроэлементов» (элементов-примесей) и о таксономически обусловленной геохимической специализации растений. Считается, что в видах растений, сформировавшихся в гумидных ландшафтах (ландшафтах влажного климата и кислого класса), идет преимущественное накопление катионогенных элементов, которые в данных условиях обладают повышенной миграционной способностью. Тогда как виды, развившиеся в засушливых ландшафтах, соответственно обогащены анионогенными элементами – подвижными в геохимических условиях аридных и семиаридных областей. Их предложено называть гумидокатными и ариданинтными (Айвазян, 1974). Способность растений накапливать катионогенные/анионогенные элементы, закрепленная наследственностью, проявляется и в случае их произрастания в отличных от центров видообразования геохимических условиях. Исследованиями А. Д. Айвазян и Н. С. Касимова на примере Алтая, Мугоджар и Казахстана установлено, что гумидокатные виды и в аридных условиях накапливают катионогенные элементы (Айвазян, Касимов, 1979; Касимов, 1980; Касимов, 1988).

1.3.2.3. Взаимодействие растений с аэрозольным стоком

Механизм поступления химических элементов в растение аэрозольным стоком изучен в меньшей степени, нежели при минеральном питании. Известно, что одним из путей поступления загрязняющих веществ из приземной атмосферы в растение является обменная адсорбция, возникающая при взаимодействии техногенных эмиссий в приземном слое воздуха с поверхностью листьев (Илькун, 1990).

При наличии загрязнения приземной атмосферы возникает высокая вероятность турбулентного осаждения техногенных аэрозолей из нисходящих воздушных потоков на поверхность растений. Впервые феномен турбулентного осаждения аэрозольных частиц был отмечен в 1944 г. Дархемом (Durham, 1944: цит. по Медников, 1980, с. 116) в опытах при изучении осаждения пыльцы растений на горизонтальные пластинки в полевых условиях. Им было замечено, что на нижней стороне пластинки пыльцы осаждается немногим меньше, чем на верхней. В настоящее время общепризнано, что большинство твердых поверхностей состоит из участков различной активности, так что обычные поверхностные реакции на твердых телах протекают преимущественно на локализованных «активных адсорбционных участках», которые для каждого вещества могут быть на разных частях поверхности (Адам, 1947). Таким образом, при хроническом загрязнении атмосферы интенсивность турбулентного осаждения и связанное с ним увеличение концентрации кислых сухих аэрозолей на поверхности растения будут определяться количеством «активных адсорбционных участков». При смачивании поверхности листа на этих участках возникают условия для развития реакций кислого гидролиза, продукты которого могут вызывать повреждение покровных тканей листа (точечный некроз и/или хлороз листьев). Известно, что кислые осадки оказывают воздействие на эпикутикулярные слои воска, вызывая их быстрый переход в аморфное состояние (Turunen, Huttunen, 1990). В результате проникновение металлов внутрь растения может происходить не только через устьичные щели, но и сквозь претерпевшие химические изменения слои кутикулы.

Механизм взаимодействия воздушного потока с листовой поверхностью. Отмечается, что в слое растительности любых фитоценозов наибольшую роль в трансформации материальных потоков играет поверхность листа. По сравнению с поверхностью других органов растений лист преобладает количественно и характеризуется высокой физиологической активностью и сложным, меняющимся в сезонной динамике, химическим составом (Уткин, 2008). Кроме того, обнаруживается значительная изменчивость фитометрических характеристик листа в зависимости от его положения в кроне дерева и времени в течение периода вегетации (Blue, Jensen, 1988). Все это находит свое отражение в количестве удерживаемого пыле-аэрозольного вещества, которое в зависимости от структуры древостоя может колебаться в значительных пределах (Зубарева и др., 1999). Даже в одновременно отобранных пробах листьев одной породы деревьев, произрастающих на общей мониторинговой площадке, содержание химических элементов может изменяться в 2-3 раза (Смагунова и др., 2004). Предполагается, что данное обстоятельство, возможно, связано с морфоструктурой кроны. В густых древостоях различие массы листьев в верхней и нижней частях полога может составлять два и более раз, тогда как индексы, характеризующие распределение массы и площади листовой поверхности, в

кронах у одиночно растущих деревьев имеют обычно близкие величины (Hager, Sterba, 1985; цит. по: Уткин, 2008, с. 19).

Осаждение аэрозолей на поверхность листа происходит при контакте воздушного потока с листом. При обтекании воздушным потоком над поверхностью листа возникает пограничный слой, в котором проявляется эффект вязкости (Шлихтинг, 1967; Лойцянский, 2003). Если на внешней границе этого слоя скорость обозначить через v , то в пограничном слое резко падает скорость воздушного потока – от v до 0

(рис. 1.4-I). Данное снижение происходит за счет трения тонкого слоя воздуха, непосредственно примыкающего к обтекаемой поверхности и тормозящегося об неё. В зависимости от распределения скорости v пограничный слой может быть турбулентным и ламинарным. Для *турбулентного* пограничного слоя характерно нелинейное распределение скорости воздушного потока (рис. 1.4-I, h_1). В *ламинарном* пограничном слое распределение скорости воздушного потока изменяется линейно: от 0 на твердой поверхности до v на границе слоя с воздушным потоком (рис. 1.4-I, h_2).

Из-за шероховатости поверхности между ламинарным потоком и твердой поверхностью располагается буферный подслой с нулевой скоростью воздушного потока (рис. 1.4-I, h_3). При увеличении скорости воздушного потока ламинарный слой переходит в турбулентный, и его толщина при этом сильно уменьшается.

Следовательно, при взаимодействии воздушного потока с поверхностью листа скорость осаждения частиц из пограничного слоя будет зависеть от структуры данного слоя. Механизм процесса обусловлен следующим. Так как воздух прозрачен для солнечной радиации, то его температура зависит от нагрева частиц; нагрев, в свою очередь, – от интенсивности солнечной радиации. Тогда чем больше частиц в пограничном слое, тем выше его температура, тем активней в нем идет молекулярное перемешивание (молекулярная диффузия): при нагреве частиц часть их кинетической энергии передается молекулам воздуха. При этом число соударений возрастает, и частицы могут контактировать с поверхностью и удерживаться на ней. Силы, которые обеспечивают такой контакт, называются *адгезией* (Зимон, 1983). Адгезии всегда предшествует адсорбция, которая сопровождается изменением концентрации вещества на границе раздела фаз. Процесс идет на различных межфазовых поверхностях и адсорбироваться могут любые вещества. Адсорбционное равновесие, т.е. равновесное распределение вещества между пограничным слоем и граничащими фазами, является динамическим равновесием и быстро устанавливается. При этом «прилипание» частиц к поверхности будет обусловлено действием капиллярных сил. Схе-

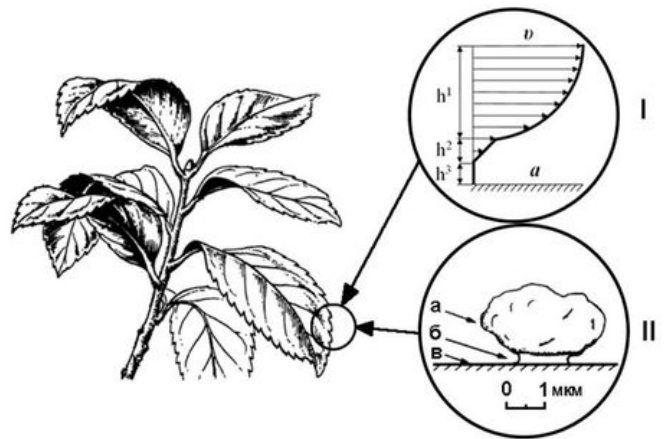


Рисунок. 1.4. Схема изменения скорости воздушного потока в пограничном слое (I); образование капиллярной жидкости при контакте частицы с поверхностью (II).

ма приведена на рис. 1.4-II. При контакте частицы (рис. 1.4-II,а) с поверхностью листа (рис. 1.1-II,в) в зазоре между контактирующими телами происходят конденсация паров и образование прослойки жидкости (рис. 1.4-II,б). Появление последней реализуется за счет *капиллярной конденсации*, т.е. конденсации паров в жидкость при давлении, которое меньше давления насыщенного пара. Для появления капиллярной конденсации необходимо, чтобы относительная влажность воздуха была более 50%, а температура воздушного потока была выше температуры поверхности, с которой контактирует частица. В природных условиях это обеспечивается турбулентным движением воздушных потоков и влагосодержанием воздуха. Их характеристики в приземной атмосфере зависят от температуры. При этом для каждой температуры существует своё состояние насыщения, т.е. то предельное содержание водяного пара в воздухе, которое в условиях неизменного давления не может быть превзойдено. Из сказанного следует, что при полном влагонасыщении воздуха, т.е. при относительной влажности (e), равной 100 %, фактически температура воздуха совпадает с точкой росы (τ). Тогда при относительной влажности меньше 100 % точка росы ниже фактической температуры воздуха:

$e, \%$	=	100	90	80	70	60	50
$\tau, \text{град.}$	=	15,0	13,4	11,6	9,5	7,3	4,5

Представленная зависимость показывает (Хромов, Мамонтова, 1959), что при суточном ходе температур воздуха от 4,5 °С до 15 °С и при неизменных характеристиках влагосодержания воздуха выделение росы произойдет только один раз – при температуре 15°С, тогда как образование капиллярной жидкости в указанном интервале температур, а вместе с ней и осаждение аэрозолей будут происходить всякий раз, когда поток воздуха коснется охлажденной поверхности.

Нарушение концентрационных функций растений при атмосферном загрязнении. Запыление атмосферы негативно сказывается на растениях. Осевшая на листьях пыль нарушает у них тепло- и влагообмен с атмосферой, уменьшает интенсивность поглощения солнечной радиации и вызывает перегрев листьев. Температура листьев повышается на 8-10 градусов, соответственно, увеличивается скорость транспирации. При сплошном покрытии листьев пылью транспирационные потери полностью прекращаются и растения погибают (Болтнева и др., 1982; Бериня, Лапиня, 1985). Для листьев растений не менее опасно хроническое воздействие низких концентраций SO_2 . Во многом это обусловлено тем, что листья – орган растения, где активно осуществляется газообмен. Диоксид серы, попадая внутрь листа, взаимодействует с транспирационной влагой и превращается в сернистую кислоту, которая затем медленно окисляется кислородом воздуха до серной. При этом возможно понижение кислотности клеточных растворов, что вызывает нарушение фотосинтеза, поскольку при низких значениях pH среды (3,2-4,4) хлорофилл необратимо окисляется (Кунина и др., 1979; Нобл, Такемото, 1982; Сергейчик, 1990). Следует заметить, что продукты сжигания попутного газа, в отличие от запыленности приземной атмосферы, оказывают более сильное воздействие на растения, в первую очередь из-за кислото-содержащих аэрозолей, образующихся как продукты фотохимического окисления диоксида серы (SO_2) (Юнге, 1965; Charlson et al., 1992; Gray et al., 2011).

Сопоставление биогеохимической активности жизненных форм тундровых растений (кустарников, трав, мхов, лишайников) показало систематическую (биоморфную) специализацию трав в преимущественном накоплении анионогенных элементов, тогда как кустарники, мхи и лишайники характеризуются увеличенным содержанием катионогенных элементов (рис. 1.5). Формирование аномалий катионогенных элементов во мхах и лишайниках идет по безбарьерному типу, а их контрастность зависит от степени шероховатости и формы листовых пластинок мхов и вегетативной поверхности (кустистые, накипные) лишайников (рис. 1.6 и 1.7).

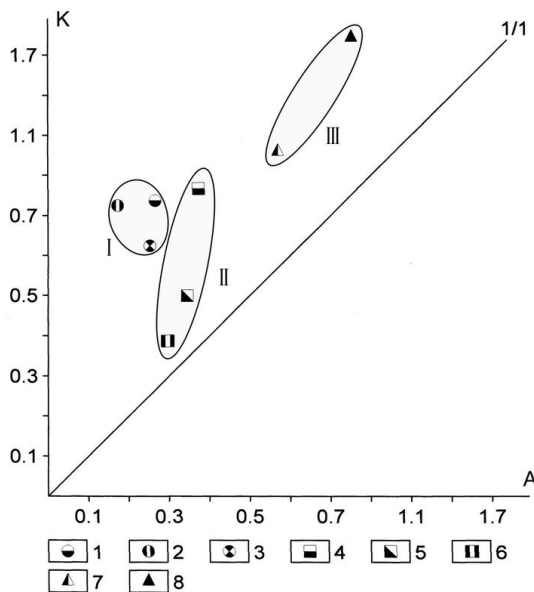


Рисунок. 1.5. Сравнение биогеохимической активности жизненных форм растений южной подзоны Большеземельской тундры по соотношению катионов ($K = [\sum k k \text{ Mn, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Sr, Ba, Ga, Nb}] / 9$) и анионов ($A = [\sum k k \text{ Zr, Mo, Sn, V, P, Zr, Cr}] / 7$) в золе. Усл. обозн.: I – древесные растения; II – травяные растения; III – моховые растения (нормирование выполнено по отношению к местному кларку $Ax1$, каждый знак 30-40 проб).

Сравнительная оценка биогеохимической активности споровых и цветковых растений показала, что при прочих равных условиях контрастность сигнала аэрогенной биогеохимической аномалии определяется степенью шероховатости листовой поверхности растения. Поэтому следует более строго подходить к выбору этих растений в качестве биоиндикаторов загрязнения атмосферы.

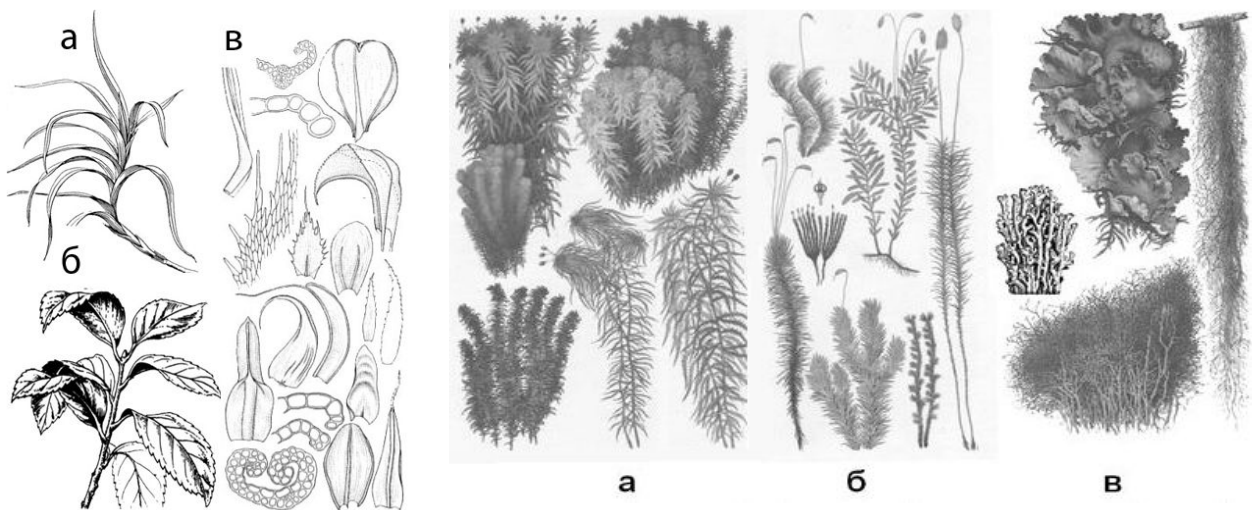


Рисунок. 1.6. Формы листовых пластинок: а) трав, б) древесных растений, в) листостебельных мхов.

Рисунок. 1.7. Жизненные формы споровых растений: сфагнума (а), листостебельных мхов (б) и лишайников (в), различающихся по площади контакта с аэрозольными частицами в деятельном слое воздуха.

1.3.3. Физико-химические барьеры

Этот тип барьеров изучен наиболее полно. Основным механизмом, приводящим к образованию геохимических барьеров данного класса, является изменение окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий. Типы и виды аномалий образуются на геохимических барьерах в зависимости от их класса (А, В, С, D и др.) и класса (состава) вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена теоретическая классификация концентраций химических элементов на геохимических барьерах (Перельман, 1977), где каждый вид концентрации имеет обозначение, включающее символ барьера и класса вод (табл. 1.2). Поскольку схема построена по матричному принципу, то зная рН-Eh-условия (класс барьера) и состав вод, поступающих к барьеру, можно прогнозировать состав аномалии, образующейся на данном барьере, прогнозировать новые виды концентраций; зная условия их формирования, указать критерии поиска. Попытка развить матричную систему А.И.Перельмана применительно к комплексным барьерам была предпринята Н.С.Касимовым (1982) при рассмотрении различных вариантов геохимических границ. Среди геохимических барьеров по морфологии выделяют комплексные (совмещенные), двусторонние, латеральные и радиальные (Солнцева, Касимов, 1982). Комплексные барьеры формируются при совмещении нескольких геохимических процессов. Например, образование гидроксидов железа и марганца на кислородном барьере (с последующей сорбцией ими химических элементов) приводит к возникновению комплексной геохимической аномалии типа А-Г (Геохимия ландшафтов рудных..., 1983; Домчак, 1975; Касимов, Самонова, Геннадиев и др., 2004). В случае, если к барьеру подступают воды с разных сторон и различного класса, то в этой зоне формируется разнородный спектр химических элементов, обусловленный существованием двустороннего геохимического барьера. Такая разновидность барьера описана Н.С. Касимовым (1980) для краевых зон колков и болот Северного Казахстана, где наиболее характерно образование двусторонних барьеров Е-С и Е-D классов. Двусторонние барьеры А-С класса, связанные со сменой рН-Eh условий, описаны Г. С. Макуниной (1974) для краевых зон болот на Среднем Урале. В отдельную морфологическую группу выделяют латеральные и радиальные геохимические барьеры. Примером первых могут быть границы сопряженных элементарных ландшафтов, а вторых – горизонты оглеения и ожелезнения в почвенном профиле, толще рыхлых и коренных отложений, в зоне разломов.

1.3.4. Техногенные геохимические барьеры

А.И.Перельман ввел понятие «техногенные геохимические барьеры». На техногенных барьерах, так же, как и в природных, образуются аномалии (см. табл. 1.4). Изучение техногенных аномалий на геохимических барьерах является одной из главных задач при эколого-геохимической оценке состояния окружающей среды.

Таблица 1.4

Типы концентрации химических элементов на геохимических барьерах зоны гипергенеза (по А.И.Перельману, 1977)

СОСТАВ ВОД, ПОСТУПАЮЩИХ К ГЕОХИМИЧЕСКОМУ БАРЬЕРУ													
Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия (рН-Eh-условия)		КИСЛОРОДНЫЕ ВОДЫ				ГЛЕЕВЫЕ ВОДЫ				СЕРОВОДОРОДНЫЕ ВОДЫ			
		1. Сильнокислые	2.Кислые и слабокислые	3. Нейтральные и слабощелочные	4.Сильнощелочные (содовые)	5. Сильнокислые	6.Кислые и слабокислые	7 .Нейтральные и слабощелочные	8.Сильнощелочные (содовые)	9. Сильнокислые	10.Кислые и слабокислые	11.Нейтральные и слабощелочные	12.Сильнощелочные (содовые)
Границы рН в зоне гипергенеза		< 3	3-6.5	6.5-8.5	> 8.5	< 3	3-6.5	6.5-8.5	> 8.5	< 3	3-6.5	6.5-8.5	> 8.5
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ	Кислородный А	A1 Fe	A2 Fe, Mn, Co	A3 Mn	A4	A5 Fe	A6 Fe, Mn, Co	A7 (Fe),Mn, Co	A8 (Mn)	A9 S, Se, (Fe)	A10 S, Se	A11 S, Se	A12 S, Se
	Сульфидный (сероводородный) В	B1 Tl, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, U	B2 Tl, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Mo, U	B3 Tl, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	B5 Tl, Pb, Cd, Bi, Sn	B6 Tl, Fe, Co, U, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg,	B7 Tl, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg (Mo), (U)	B8 Tl, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe), (Co), (Ni), (U)	B9	B10	B11	B12
	Глеевый С	C1 Cu, U, Mo	C1 Cu, U, Mo	C3 Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V	C4 Cu, Ag, Cr, Mo, U, Re, Se, V, As	C5 Cu, U, Mo	C6 Cu, U, Mo	C7 U, Mo	C8 U, Mo	C9	C10	C11	C12
	Щелочной D	D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, U	D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, (U)	D3	D4	D5 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)	D6 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)	D7 Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni, Cu, Pb	D8	D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y	D10 Mg, Ca, Sr, Ba,	D11	D12
	Кислый Е	E1	E2	E3 Si, Mo	E4 (Cu), (Zn), Ag, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Mo, (Ge), Zr, V, (Ti) CR	E5	E6	E7 Si, Mo	E8 (Cu), (Zn), Be, Al, Ga, Sc, U, TR, Si, Zr, (Ti), Mo	E9	E10	E11 Si, Ge	E12 Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Ge, Zn, (Ti)
	Испарительный F	F1 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F2	F3 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	F4 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, V, Se	F5 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F6	F7 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mn, Ca, Sr, S, Zn	F8 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Zn	F9 Li, Na, K, Rb, F, Cl, S, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F10	F11 Li, Na, K, Rb, F, Cl, S, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F12 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J
	Сорбционный G	G1 Al, Sc, Cs, Si, Ge, P, V, As	G2 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, S, Cl, Br, J, F, P, V, Mo, As	G3 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As)	G4 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As)	G5 Al, Sc, Cs, Si, Ge, P, V, As	G6 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, S, Cl, Br, J, F, P, Fe, Mn	G7 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G8 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G9 Al, Sc, Cs, Si, Ge, P, V, As	G10 Sr, (Cl, Ba, Br, J, F, B, S, P)	G11 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G12 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P)
	Термодинамический H	H1	H2 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni	H3 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb	H4 Zn, (Cu), (U)	H5	H6 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni, Fe	H7 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb, Mn	H8 Zn, (Cu), (U)	H9	H10 Mg, Ca, Sr, Ba	H11 Mg, Ca, Sr, Ba	H12

Применительно к последнему в российском законодательстве появились нормативные документы с указанием на обязательность изучения геохимических барьеров для выявления направлений и путей миграции, а также закономерностей распределения и аккумуляции загрязнений (СП 11-102-97). По А.И.Перельману, техногенные барьеры могут быть полезными, нейтральными и вредными. К первым относятся барьеры, которые создаются на пути миграции загрязняющих веществ для осаждения тяжелых металлов и(или) радионуклидов. Ко вторым можно отнести запасы золота в банке, а с третьими связано появление повышенных концентраций токсичных веществ в почве, отрицательно влияющих на качество среды обитания животных и растительных организмов. При поступлении на поверхность почвы загрязненных растворов и их прохождении через различные генетические горизонты, выступающие в качестве тех или иных геохимических барьеров (Глазовская, 1988), в пределах почвенного профиля происходит частичное или полное очищение растворов от загрязняющих веществ, но при этом сама почва загрязняется. Появление загрязнения обуславливается тем, что почвенно-геохимические барьеры обладают определенными количественными характеристиками. Превышение объемов поступления техногенных потоков выше какого-то предела «засоряет» геохимические барьеры. Так, эффективность щелочного барьера по отношению к загрязняющим веществам зависит от количества карбонатов, нейтрализующих кислые техногенные растворы, а сорбционного – от количества и обменной активности глинистых минералов, способных закреплять в своей кристаллической решетке токсичные металлы.

1.3.5. Природно-техногенные геохимические барьеры

В результате промышленного освоения территории в ландшафтах возникают особые природно-техногенные процессы, в которых признаки природных и техногенных эффектов и явлений находятся в разных соотношениях (Перельман, Касимов, 1999). В этих условиях возможно образование специфических природно-техногенных геохимических барьеров. Триггерным эффектом для их формирования являются техногенные преобразования первичной геохимической обстановки и появление техногенных геохимических барьеров, параметры которых (устойчивость, емкость, контрастность и др.), а также среда, где эти барьеры «работают» (например, сорбционные и буферные свойства почв), поддерживаются природными условиями. Так, в ряде случаев для нейтрализации загрязнителей используют сорбционные свойства почв, грунтов (Максимович, 2006, 2010), а для снижения концентрации загрязнения часто применяют разбавление поверхностными водами. Например, известен способ биотехнологической очистки на основе природного механизма самоочищения в водно-болотных системах (Саксин, Крупская, 2004) или закачки загрязненных растворов в отработанные скважины (Гаев и др., 2009). В пределах распространения карбонатных пород для нейтрализации кислых промышленных стоков возможно использование карстовых полостей (Максимович, Мещерякова, 2009). Вместе с тем,

количественная характеристика защитных свойств природной среды (емкость барьера, проницаемость, период действия и др.) требует специальных полевых и лабораторных исследований и сложных расчетов. Однако емкость и способность к концентрации элементов природными объектами представляют значительную величину и могут иногда во много раз превышать объем поступающих в окружающую среду загрязнителей, что делает поиск технических решений их применения весьма актуальным (Защита подземных вод ..., 1992; Сергеев и др., 2002).

1.3.6. Искусственные геохимические барьеры

Техногенные вещества могут осаждаться практически на всех видах природных геохимических барьеров, поэтому существует важная проблема – обнаружение геохимических барьеров, препятствующих и локализирующих распространение загрязняющих веществ. В зоне техногенеза возникают специфические техногенные барьеры. Их систематика дана в работе Н.П. Солнцевой и Н.С. Касимова (1982). Различают две группы. Первая – искусственные барьеры, представляющие собой специально подготовленные участки поверхности с использованием технических средств, на которых осаждаются химические элементы из техногенных и природных потоков. Вторая – новообразованные барьеры. Среди них выделяют наложенные, встроенные, вторичные. Считается, что механизм концентрации элементов на техногенных барьерах будет иметь специфические особенности, определяемые свойствами техногенных потоков (газы, твердые и жидкие отходы). Однако геохимическая сущность барьера в разных условиях (природных и техногенных) может быть одинаковой и общее число видов техногенных барьеров должно быть невелико (Перельман, 1989).

1.3.6.1. Геохимические барьеры в ресурсосберегающих технологиях

Действие таких барьеров направлено на защиту грунтовых вод и подземных водоносных горизонтов, которые порой являются единственными источниками питьевого водоснабжения. При создании искусственных техногенных барьеров применяют природные материалы и отходы производства, обладающие определенными свойствами. Так, при создании искусственных сорбционных барьеров широко используются глины, суглинки, торф, а щелочного – карбонаты (доломиты, известковые туфы). Хорошие результаты работы сорбционного барьера получают применяя бентонитовые глины, цеолитсодержащие туфы (Никашина и др., 2010). Нередко используются способы очистки сточных вод от грубых и тонких взвесей путем создания почво-грунтовых фильтров из отходов угледобычи на предприятиях угольной промышленности (Лесин, 1986). Достаточно эффективно создание искусственных геохимических барьеров, когда в качестве сорбционного наполнителя применяют силикатные гели (Защита подземных вод от загрязнения ..., 1992). Исследования показали, что полупроницаемый силикатно-

гелевый экран уменьшает фильтрацию почво-грунтов и способен удерживать тяжелые металлы в сорбционном наполнителе искусственного барьера.

1.3.6.2. Геохимические барьеры в ресурсовоспроизводящих технологиях

Необходимость их разработки обусловлена экстенсивным недропользованием. Известно, что из-за неравномерного распределения полезных компонентов в массиве горных пород абсолютное большинство полезных металлов сосредоточено не в рудном теле, а рассеяно во вмещающих его породах. В этих условиях технологии, основанные на целенаправленной активизации миграции металлоносных растворов путем усиления естественного выщелачивания полезного компонента из металлвмещающих горных пород с последующим осаждением металлоносных растворов на искусственных барьерах, дают возможность получения техногенных руд с их дальнейшим вовлечением в металлургический передел. В настоящее время число технологий геохимического воспроизводства минеральных ресурсов за счет рудообразования на искусственных геохимических барьерах активно растет (Воробьев, 2002).

1.4. Геохимическая активность атмосферы и закисление поверхности сульфатными аэрозолями

1.4.1. Ключевые процессы геохимической активности атмосферы

Как известно, отдельные элементы и соединения участвуют в круговороте веществ на Земле. Такой же обмен веществ постоянно происходит между различными сферами, включая, естественно, и атмосферу; ее состав рассматривается как результат взаимодействия различных сфер (атмосферы, гидросферы, литосферы, биосферы). Это же взаимодействие обеспечивает и относительную постоянность состава атмосферы – поступление вещества в атмосферу равно количеству, выпавшему из атмосферы. При этом поступление вещества в атмосферу и его выведение в составе аэрозольного стока могут происходить в различных агрегатных состояниях, что связано с геохимической активностью атмосферы.

Можно выделить несколько ключевых процессов, определяющих геохимическую активность атмосферы: 1) физико-химические – при концентрировании высокодисперсных атмосферных компонентов в каплях облаков (взаимодействие молекул газов, молекул азотной и серной кислот, субмикроскопических кристаллов льда с растворимыми и нерастворимыми аэрозольными частицами природного и техногенного происхождения); 2) динамичный обмен между аэрозольной средой воздушной массы и облаками в атмосфере; 3) фазовые переходы воды и связанное с ними криогенное концентрирование растворимых атмо-

сферных компонентов; 4) свободнорадикальный механизм окислительных процессов и образование кислых осадков.

Физико-химические процессы, приводящие к концентрированию атмосферных компонентов в каплях облаков, обусловлены турбулентным перемешиванием воздуха и наличием флуктуирующих сил (Кислотные дожди, 1989), благодаря которым аэрозольные частицы укрупняются и могут попасть в облачную каплю. В результате в ней собираются растворимые и нерастворимые аэрозольные частицы, что увеличивает минерализацию облачной капли. Когда малые облачные капли выносятся из облака, то они под действием оптического излучения нагреваются и испаряются (Зуев, 1977). В воздухе остается сухой остаток, который может быть вовлечен в процесс образования новых водяных капель.

Динамичный обмен между аэрозольной средой воздушной массы и образующимися облаками продолжает физико-химические преобразования аэрозольных частиц. При этом отмечается изменение спектра аэрозольных частиц: уменьшается концентрация аэрозольных частиц и появляются более эффективные ядра конденсации в виде крупных ядер конденсации со сложной структурой и составом (Мазин, 1982). Процесс очень интенсивный. Двух-трехбалльное поле кучевых облаков мощностью 1,5-2 км трансформирует за 1-1,5 часа распределение аэрозолей в трех-четырекилометровом слое воздуха (Мазин, 1982, с. 56).

Фазовые переходы воды и криогенное концентрирование растворимых атмосферных компонентов происходят в облачных каплях при отрицательных температурах. Процесс сопровождается появлением ледяных ядер и смешанных ядер конденсации. Последние представляют собой ядро конденсации, внутри которого находятся нерастворимые частицы, окруженные гигроскопическим веществом, которое оседало на них по мере испарения облачной капли. Очевидно, что процесс перехода воды в лед сопровождается криохимическими реакциями между растворимой фазой аэрозольных частиц и намерзающих на ядро конденсации облачных капель. При этом возможно образование кристаллогидратов. В условиях низких температур кристаллогидраты могут быть относительно устойчивыми и при этом выполнять роль своеобразных «твердых» водяных растворов в атмосфере. Предполагается, что структура таких кристаллогидратов не препятствует диффузии и «встраиванию» внутри кристаллогидрата атмосферных компонентов и химическому взаимодействию между ними.

Окислительные процессы в атмосфере обуславливает высокий окислительный потенциал среды. При этом практически все реакции идут в сторону образования веществ, характеризующихся высшими формами окисления. Наряду с ним в атмосфере активно протекают газофазное окисление на молекулярном уровне с участием кислорода, озона, перекиси водорода, а также гетерогенные реакции молекулярного окисления на поверхности аэрозольных частиц. Во всех этих реакциях принимают участие свободные радикалы, образование которых во многом обусловлено фотохимическими процессами (Кислотные дожди, 1989).

Таким образом, геохимическая активность атмосферы характеризуется: а) высоким окислительным потенциалом среды; б) криогенным концентрированием атмосферных компонентов с образованием кристаллогидратов; в) высокодисперсным состоянием вещества атмосферы и связанным с ним высоким потенциалом активной поверхности; г) конденсированием атмосферных компонентов при взаимодействии воздушной массы и конвективным облаком.

1.4.2. Геохимическая роль ионов железа в атмосфере

Она тесно связана с формированием вторичных аэрозолей. Начало процесса связано с динамичным взаимодействием между аэрозольной средой и воздушной массой образующихся облаков, которое продолжает внутриоблачное физико-химическое преобразование сульфатных аэрозольных частиц. Механизм преобразования частиц обусловлен фазовыми переходами воды в атмосфере и криогенным концентрированием растворимых атмосферных компонентов, которые происходят в облачных каплях в условиях низких температур.⁵ Процесс сопровождается появлением смешанных ядер конденсации. Последние представляют собой ядро конденсации, внутри которого находятся нерастворимые частицы, окруженные гигроскопическим веществом, которое оседало на них по мере испарения облачной капли. Между тем, физико-химические преобразования тонкодисперсной жидкой аэрозольной фазы при низких температурах в замороженном и субохлажденном (незамороженном) состояниях неравнозначны. В каплях облаков при субохлаждении эффекты снижения температуры проявляются лишь в замедлении скорости реакций, скорости процесса переноса (например, изменение вязкости жидкости и диффузии) и количества энергии в систем. В этих свойствах нет разрыва при переходе температуры через 0°C, т.е. компоненты системы переходят в субохлажденный режим взаимодействия без замораживания (Вода в дисперсных..., 1987). При этом действие термодинамических констант реагирующих соединений сохраняется, поскольку термодинамика не рассматривает скорости реакций, а только определяет, какая из форм в данных условиях устойчивее (Кашик, 1989). Следовательно, физико-химические реакции между минеральной составляющей и субохлажденной влагой аэрозолей при комплексообразовании возможны и будут зависеть от факторов среды: степени охлаждения капель облаков, скорости изменения температуры, концентрации растворенных веществ, а также внутриоблачной турбулентности (Мазин, 1982).

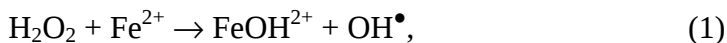
Появление свободных гидроксильных радикалов в атмосфере может инициироваться каталитическим окислением пероксида водорода с участием ионов металлов с переменной валентностью⁶ (Fe, Zn, Cu, Mn, Hg и др.). Механизм подобных цепных реакций известен

⁵ При отрицательной температуре в облаках почти всегда присутствует хотя бы незначительное количество субохлажденной воды в виде очень мелких капель диаметром 2-20 мкм (Мазин, 2001).

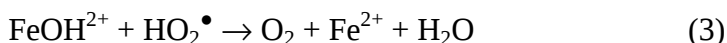
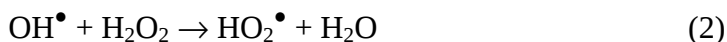
⁶ Предполагается, что нахождение этих металлов в атмосфере даже в небольших количествах достаточно для проявления каталитических свойств при окислительно-восстановительных превращениях диоксида серы в каплях об-

давно (Лайтинен, Харрис, 1979). В них роль ионов металла сводится к генерации гидроксильных свободных радикалов, образующихся как промежуточные продукты окисления. Одной из таких известных систем является каталитическое окисление перекиси водорода с участием ионов железа. Схема реакций включает:

1) инициирование цепи



2) рост цепи



(реакции (1-4) идут параллельно с индуцированной реакцией (5) разложения перекиси водорода)



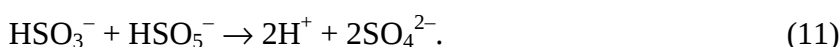
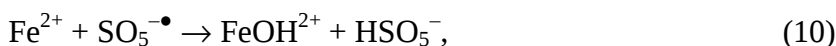
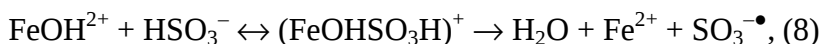
3) обрыв цепи



Стехиометрическая реакция (7) показывает количественные соотношения начальной (1) и конечной реакций (1.24):



На поверхности металлсодержащих аэрозолей, являющихся одновременно ядрами конденсации, реакции могут идти значительно быстрее. Металл в данном случае выступает в качестве индуктора, иницирующего цепную реакцию разложения пероксидного радикала ($\text{HO}_2^\bullet$), в результате которой генерируются гидроксильные радикалы. Как правило, в этой роли чаще всего оказываются ионы металлов с переменной валентностью, в частности Fe, концентрация которого в атмосфере значительна (Ивлев, Довгалюк, 1999). Поэтому существование ионов железа, а также наличие атмосферных радикалов $\text{HO}_2^\bullet$ и $\text{OH}^\bullet$ создаёт в атмосфере благоприятные условия для протекания реакций окисления диоксида серы до серной кислоты через преобразование сульфитов в сульфаты (например Ермаков, Пурмаль, 1998):



При этом отмечается, что в каплях облаков с типичной для атмосферы концентрацией $[\text{Fe}] = 10^{-6} - 10^{-4}$ моль/л скорость каталитического окисления диоксида серы, обусловленного гидроксильным радикалом, существенно повышается.

Предполагается, что дальнейшие химические преобразования продуктов окисления диоксида серы с участием ионов железа будут сопровождаться ростом комплексообразования с SO_4^{2-} путем замещения OH^- в гидратированных комплексах по типу лигандного обмена с образованием сульфатных аэрозолей.

1.4.3. Образование сульфатных металлокомплексов

Монокомплексы металлов, взаимодействуя с сульфат-ионом, дают начало появлению многоводным сульфатным комплексам в атмосфере (Тентюков, 2005а,б), что обусловлено ростом комплексообразования с SO_4^{2-} путем замещения OH^- в гидратированных комплексах по типу лигандного обмена с образованием сульфатных соединений. Предполагается, что в случае труднорастворимых соединений железа $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ интенсивный рост концентрации сульфат-иона, замещающего OH^- , приводит к образованию как стабильных (например, $[\text{FeHSO}_4]^{2+}$ на основе $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$), так и метастабильных (например, $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_4]\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ на основе $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$) сульфатных комплексов. Применительно к атмосферному циклу миграции железа это повышение содержания сульфатных комплексов в аэрозольной среде должно привести к смещению равновесия в системе «вода–частица» в сторону большего растворения минеральных форм железа из минеральной фазы аэрозолей. Это, в свою очередь, вызовет увеличение аналитической концентрации металла в каплях облаков и, как следствие, – появление новых форм соединений железа в атмосферных выпадениях. На основании анализа опубликованных материалов, посвященных гипергенной минералогии (Зонтов, 1959; Кравцов, 1974; Мирошников, Щеглова, 1959; Сергеев, 1995; Яхонтова, Зверева, 2000), составлен список металлосодержащих сульфатных комплексов, образование которых в аэрозольной среде при обменных и каталитических реакциях вполне возможно (табл. 1.5). Выбор обусловлен тем, что: а) для их кристаллизации немаловажную роль играют процессы, протекающие на фоне отрицательных температур; б) для их образования требуются низкие значения pH; в) для них характерна высокая растворимость в воде; г) все они легко разлагаются водой с выпадением гидроксидов железа. Первую группу составили купоросы – водные сульфаты Fe и Cu, а также изоморфные смеси Cu, Mg, Zn. В зоне гипергенеза они образуются исключительно как сезонные и техногенные минералы в результате кристаллизации из растворов. Во вторую группу включены многоводные сульфаты в виде основных солей Fe^{3+} и Cu^{2+} с молекулярной и кристаллической водой. Образование

основных многоводных сульфатов Fe и Cu связано с гидролизными реакциями комплексных катионов $[\text{CuHSO}_4]^+$ и $[\text{FeHSO}_4]^{2+}$, регулируемые их концентрациями и величиной pH. Предполагается, что все эти многочисленные формы, отличающиеся порой только количеством молекулярной или кристаллической воды, образуются в результате частичных равновесий в необратимом гидролитическом процессе вода-частица, следовательно, являются промежуточными продуктами гидролиза. Считается, что образование промежуточных продуктов на пути к полному их равновесию в растворе быстрее снижает свободную энергию системы, чем формирование стабильных фаз⁷ (Кашик, 1989).

Таблица 1.5

Перечень водорастворимых сульфатов Fe и Cu, образование которых возможно в аэрозольной среде при загрязнении атмосферы диоксидом серы

Купоросы		Основные соли	
Ссомольнокит	$\text{Fe}^{2+}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Батлерит	$\text{Fe}^{3+}[\text{SO}_4]\text{OH} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Роценит	$\text{Fe}^{2+}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Фиброферрит	$\text{Fe}^{3+}[\text{SO}_4]\text{OH} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Сидеротил	$\text{Fe}^{2+}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Славикит	$\text{Fe}^{3+}[\text{SO}_4]\text{OH} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Мелантерит	$\text{Fe}^{2+}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Гогманнит	$\text{Fe}_2^{3+}[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Пизанит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Cu})[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Антлерит	$\text{Cu}_3[\text{SO}_4](\text{OH})_4$
Кировит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Брашантит	$\text{Cu}_4[\text{SO}_4](\text{OH})_6$
Галотрихит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Познякит	$\text{Cu}_4[\text{SO}_4](\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Халькантит	$\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Удоканит	$\text{Cu}_8[\text{SO}_4]_3(\text{OH})_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Бутит	$\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Серпиерит	$(\text{Cu}, \text{Zn})_5[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

⁷ В термодинамике важно определить, какая из форм в данных условиях является более устойчивой. Отсюда – в атмосфере образование метастабильных форм, скорее, как правило, нежели как исключение.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проходили летом и в зимнее время. Их методическую основу составлял сопряженный геохимический анализ системообразующих компонентов ландшафтов (почвы, растения, природные воды, снежный покров). При решении отдельных вопросов мониторинга топливобудобывающих комплексов использовали как общепринятые методы геохимии ландшафтов, так и оригинальные специальные методики (описание дается ниже в соответствующих главах и разделах). Работы включали три этапа: подготовительный, полевой и камеральный. В ходе исследований было получено и проанализировано более двух тысяч проб. В табл. 2.1 показано количественное распределение проб и виды анализов.

Таблица 2.1

Объект анализа	Фактический материал												
	*Код видов анализов и число определений												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Большеземельская тундра, 1982-1984 гг.													
Почва	1201		14				8						
Растения	304			26	24	28							
Природные воды		14											
Снеговая вода		45											
Донный наилок			16				7						
Гидроксиды железа	28												
Воркутинская тундра, 1987-1988 гг.													
Почва	158												
Растения	446												
Природные воды		18											
Ямальная тундра, 1990-1992 гг.													
Почва	534		14										
Растения	725												
Природные воды		12											
Гидроксиды железа	39												
Подвижное железо		15											
Таежная зона северо-востока европейской территории России, 2006-2013 гг.													
Сухие выпадения				21				58	45	130			
Смывы с растений								25					
Снеговые воды		78						212	15		900	1771	1771

*Коды видов анализов: 1 – полуколичественный эмиссионный спектральный анализ (ПСА), 2 – гидрохимический, 3 – рентгеноструктурный, 4 – электронная парамагнитно-резонансная спектроскопия (ЭПР), 5 – морфо-анатомический, 6 – дифференциально-термический, 7 – люминесцентно-битумологический, 8 – атомно-абсорбционный с индуктивно связанной плазмой (АА-ИСП), 9 – радиохимический, 10 – гаммаспектроскопия, 11 – турбидиметрия, 12 – водородный показатель (рН), 13 – кондуктометрия (æ).

2.1. Подготовительный этап

На подготовительном этапе собиралась вся имеющаяся информация (опубликованная и фондовая), содержащая геокриологическую, геологическую, гидрологическую, палеогеографическую и физико-географическую характеристику района исследований, по которой определяли изученность территории, готовили библиографический обзор, составляли программу полевых работ. При подготовке последней выбирали ключевые объекты геохимического опробования растений, определяли схемы геохимического опробования почвенного покрова в пределах целинных и нарушенных участков тундр. Выбор ключевых участков часто производили на основе анализа аэрофотоснимков и осуществляли с таким расчетом, чтобы они располагались в пределах наиболее типичных ландшафтных единиц.

2.2. Полевой этап

На этом этапе проводились ландшафтно-геохимические, геокриологические и снеговедческие исследования, а также выполнялась апробация новых способов сбора аэрозолей и послойного изучения снежного покрова.

2.2.1. Ландшафтно-геохимические исследования

В ходе маршрутных наблюдений осуществляли привязку ключевых участков на аэрофотоснимки и наносили точки геохимического опробования. Особое внимание уделяли проявлениям эпигенетических процессов, с которыми связано формирование геохимических барьеров в почве и рыхлых отложениях. Например, кислородный барьер определялся по эпигенетическому ожелезнению (охристому окрашиванию почвы коллоидами гидроксидов железа в зоне разгрузки мерзлотной верховодки); щелочной – по границе вскипания от соляной кислоты (признак присутствия CaCO_3); глеевый – по появлению сизой окраски в почвенном профиле. Индикацию генетических горизонтов проводили по системе, предложенной М.А. Глазовской (1972,а), а тип концентраций элементов на геохимических барьерах – по А.И. Перельману (1977). Геохимическое опробование почвенно-растительного покрова велось как по линиям ландшафтно-геохимических профилей, так и по сети опорных разрезов. Опробование выявляет положение одного или нескольких геохимических барьеров в почвенном профиле. Наш опыт показывает, что редкий отбор проб не дает правильного представления о распределении элементов в почвенном профиле, и для получения достоверных дан-

ных требуется сгущение опробования (рис. 2.1). Положение геохимического барьера устанавливают по совпадению пиков содержания элементов в определенном горизонте профиля. В представленном примере один геохимический барьер выявляется на глубине 90, а другой, менее контрастный – 20 см. Кроме почв, проводили опробование коллоидных пленок и натеков гидроксидов железа, формирующихся в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Пробы растений отбирали в радиусе 6-8 м вокруг почвенного разреза. Изучение природных вод включало химический анализ мерзлотной верховодки, сточных буровых вод, вод ручьев и малых рек, дренирующих исследованные участки.

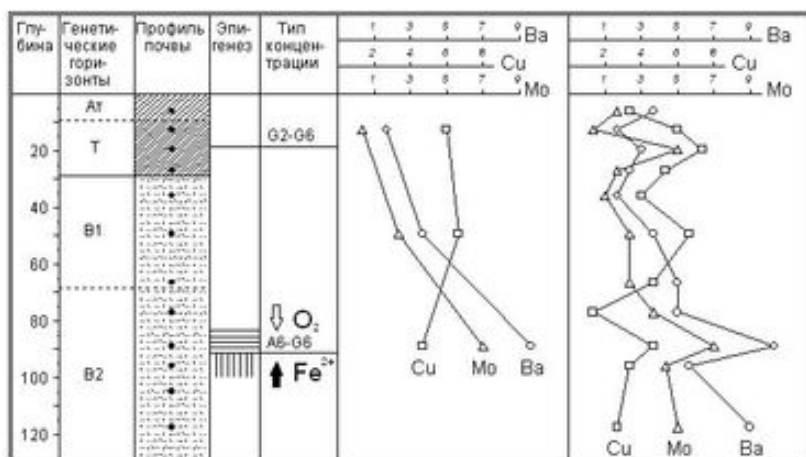


Рисунок. 2.1. Информативность геохимического опробования в зависимости от частоты отбора проб.

Наблюдения за состоянием растительности. Описывался растительный покров, отмечались высота растений и проективное покрытие раститель-доминантов как на фоновых, так и техногенных участках; наличие визуально определяемых нарушений (хлороз, некроз, дефолиация побегов, морфологические изменения

листьев). Динамические наблюдения за растениями, оказавшимися в полосе стока аварийных разливов сточных вод буровой, осуществлялись только на полевом стационаре «Буровая «Харьяга-26».

2.2.2. Геокриологические исследования

Этот вид исследований осуществлялся на полевом стационаре «Буровая «Харьяга-26». Зимой 1982/83 г. изучали криотекстуру почво-грунтов и особенности распределения элементов-примесей (ЭП) при описании фронтальных стенок центрального шурфа⁸ и канав. Последние предназначены для закладки «якорей», к которым крепятся тросы-растяжки от буровой вышки. Все описания и геохимическое опробование мерзлых почв выполнены с 17 по 21 апреля 1983 г. Летом следили за динамикой сезонного оттаивания почв целинных и техногенных участков; измеряли глубину протаивания почвы с помощью металлического щупа.

⁸ В него устанавливается труба – направляющая для бурового инструмента.

2.2.3. Снеговедческие исследования

Стационарные исследования. В первый год работы на полевом стационаре «Буровая «Харьяга-26» они включали геохимическое опробование снежного покрова, которое осуществлялось в ходе снегомерной съемки. Пробы отбирали по восьми линиям снегомерных профилей, совпадающих с основными азимутальными румбами, стандартным весовым снегомером в двукратной повторности в полиэтиленовые пакеты, где снег и оттаивал. Для определения тяжелых металлов полученную воду переливали в стеклянные сосуды емкостью 0.5 л и фиксировали, добавляя 1.5 мл 10 %-ной соляной кислоты. На второй год планом исследований предусматривалось изучение изменчивости снегонакопления в зависимости от степени развития природных и техногенных форм рельефа и структуры растительного покрова. Для этого на контрольном участке, где летом были описаны поверхность и структура растительности, определяли плотность и запасы снега по линиям снегосъемки, совпадающим с летними профилями. Одновременно изучали динамику изменчивости водородного показателя в профиле снежной толщи. С этой целью были заложены и опробованы несколько снежных шурфов. Пробы снега отбирались из стенки с помощью весового снегомера, который горизонтально врезали в снежную стенку; пробы льда – из забоя шурфа, откалывая лед пешней. Образцы снега и льда помещали в полиэтиленовые пакеты. Измерение pH снега и льда производилось потенциометрически (pH-метр ЛТ-17 с хлорсеребряным электродом) сразу после оттаивания проб. Для градуировки pH-метра перед каждой партией проб осуществляли замеры в контрольном растворе (0.1М раствор KCl). Воспроизводимость измерений составляла 30 %.

2.2.3.1. Устройство⁹ для отбора проб снега с поверхностным инеем

Оно выполнено в виде угольника (рис. 2.2), состоящего из большой горизонтальной (1) и малой вертикальной (2) прямоугольных пластин, перпендикулярно скрепленных по большому краю. Жесткость креплений обеспечивают две треугольные пластины (3). На внутренней стороне горизонтальной пластины (1) угольника имеются две направляющие в виде паза (4) для нож-лотка. Нож-лоток представляет собой прямоугольный ящик без задней стенки, с заостренным наружным краем основания. В верхней части на внешней стороне боковых стенок выполнены две направляющие в виде выступов (5). Нож-лоток снабжен ручкой (6), закрепленной на передней стенке. Для получения снежного бруска нож-лоток своими направляющими-выступами вставляется в направляющие-пазы горизонтальной пластины. Поступательное движение нож-лотка при вырезании прямоугольного бруска снега ограничивается длиной направляющих и вертикальной пластиной угольника. Последняя обеспечивает фиксацию уголь-

⁹ Данное устройство защищено патентом РФ № 2363939 «Способ выявления сульфатного загрязнения снежного покрова (варианты) и устройство для отбора проб снега с поверхностным инеем» (опубл. 10.08.2009; Бюлл. № 22).

ника в снежном покрове и установку горизонтальной пластины параллельно снежной поверхности, не касаясь ее.

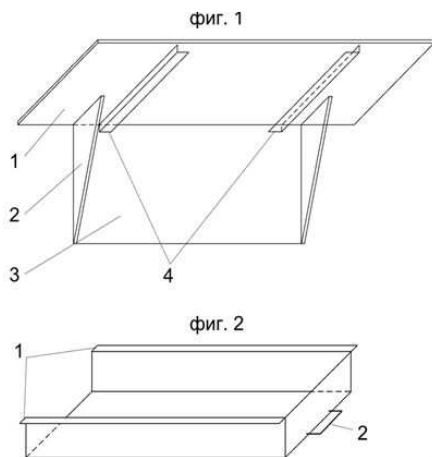


Рисунок. 2.2. Устройство для отбора поверхностных проб снега (описание в тексте).

Методика снегоотбора. Вертикальная пластина угольника погружается в снег, пока его горизонтальная пластина не достигнет поверхности снега, не касаясь его. Затем вдоль лицевого края горизонтальной пластины угольника отрывается неглубокий снежный шурф, одна стенка которого совпадает с лицевым краем горизонтальной пластины угольника. После чего в направляющие горизонтальной пластины вставляют нож-лоток (с высотой бортиков 54 мм) и вдвигают его в снежную стенку шурфа.

Пример работы с устройством показан на рис. 2.3.



Рисунок. 2.3. Площадка отбора проб снега с поверхностным инеем.

Полученный таким образом снежный брикет помещают в пластиковый пакет. До обработки пробы хранились на холоде, присыпанные снегом.

2.2.3.2. Послойный снегоотборник

Плотность – одна из важнейших характеристик снега, поскольку с ней связаны такие его свойства, как прочность, теплопроводность, водоудерживающая способность, прозрачность (Котляков, 1968; Snow and Climate..., 2008). Известно, что стандартное оборудование для определения плотности снега содержит градуированный цилиндр (диаметром 10 и высотой 60 см) и весы, позволяющие взвешивать цилиндр с его содержимым¹⁰. При изготовлении цилиндров используют алюминий, реже – пластик. Для более глубокого снега применяют цилиндрический снегоотборник диаметром 5 см, состоящие из разъемных труб (Наблюдения..., 1985; Handbook of Snow..., 1981). Установлено, что цилиндрические снегоотборники малого диаметра лучше удерживают снежный керн, чем пробоотборники большего диаметра. Если необходимо определить плотность отдельных слоёв снега, то снегоотбор ведут с применением коротких цилиндров, объёмом 500 см³ (Handbook of Snow..., 1981). Однако в этом случае трудоёмкость и длительность снегомерных наблюдений увеличиваются (Farnes et al., 1980). При измерении послойной плотности снега используется приём, при котором цилиндрический снегоотборник направляют горизонтально во фронтальную стенку снежного шурфа (Кузьмин, 1957). Однако этот способ снегоотбора не позволяет получить кор-

¹⁰Следует заметить, что в таком цилиндре при высоте снежного керна менее 10-15 см чувствительность весов не обеспечивает достаточной точности определения плотности снега (Кузьмин, 1957).

ректные результаты, поскольку круглый профиль горизонтального керна не совпадает с геометрией слоёв, слагающих снежную толщу, что снижает информативность и сопоставимость данных.



Рисунок. 2.4. Устройство для послойного отбора снега (а) и схема его использования (б-ж). Пояснения в тексте.

Для послойного отбора проб снега был сконструирован специальный снегоотборник с прямоугольным сечением, позволяющий получать пробы снега в виде пластин равной величины. Его общий вид приведен на рис. 2.4,а. Конструкция представляет собой прямоугольную призму размерами 54×27×36 см, стенки 1 которой выполнены из прочного и химически инертного материала (в нашем случае это стеклотекстолит). Крепление стенок осуществляется с помощью алюминиевых уголков 2, одновременно выполняющих функцию ребер жесткости и направляющих, обеспечивающих вертикальность погружения призмы в снежную толщу. Передняя стенка призмы – съемная. Снегоотборник позволяет получать пробы снега равного объема, когда снежная толща имеет сложную стратиграфию, заключающую в себе горизонты с прослоями, различающимися по плотности и количеству оледенелых включений, не выдержанных по простиранию. Для отбора проб снега с равным объемом устройство снабжено устанавливаемой внутри снегоотборника рамой в виде пары продольных 2 и пары поперечных 3 ребер жесткости. При этом продольные ребра жесткости выполнены в виде роликовых направляющих, а поперечные – металлических пластин. Для фиксирования рамы на нужной глубине внутренняя пластина-поперечина 3 по краям имеет неподвижные фиксаторы-выступы 4, а наружная – подвижные 5. Подвижность обеспечивается возвратно-поступательным движением штоков-фиксаторов 5 в цилиндрах 6, неподвижно закрепленных на концах передней пластины-поперечины 7. Ограничение возвратно-поступательного хода и выступа штоков-фиксаторов 5 регулируется пружинным механизмом 8, расположенным на передней пластине-поперечине 7. Для установки рамы на нужной глубине в трех прямоугольных пластинах сделаны установочные отверстия 9 с фиксированным шагом. Для получения снежных пластин равного объема устройство снабжено нож-лотком 10, выполненным в виде прямоугольного ящика без задней стенки и с заостренным наружным краем основания. На боковых стенках нож-лотка закреплены роликовые направляющие 11, взаимодействующие с роликовыми направляющими рамы 2. Высота стенок нож-лотка больше фиксированного шага опробования. Погрешность параллельных послойных измерений плотности при толщине снега до 50 см составляет 6-8%. На данный прибор, заявленный как «Послойный снегоотборник», получен патент № 2477461 (опубликовано 10.03.2013; Бюлл., № 7), который, в свою очередь, является модификацией «Снегоотборника Тентюкова» (патент № 2411487; опубликовано 10.02.2011; Бюлл., № 4).

Порядок проведения снегоотбора показан на рис. 2.4, б-е. Призма снегоотборника (рис. 2.4,б) заглубляется вертикально при постоянном усилии, направленном вниз (рис.

Для послойного отбора проб снега был сконструирован специальный снегоотборник с прямоугольным сечением, позволяющий получать пробы снега в виде пластин равной величины. Его общий вид приведен на рис. 2.4,а. Конструкция представляет собой прямоугольную призму размерами 54×27×36 см, стенки 1 которой выполнены из прочного и химически инертного материала (в нашем случае это стеклотекстолит). Крепление стенок осуществляется с помощью алюминиевых уголков 2, одновременно выполняющих функцию ребер жесткости и направляющих, обеспечивающих вертикальность погружения призмы в снежную толщу. Передняя стенка призмы – съемная. Снегоотборник позволяет получать пробы снега равного объема,

2.4,в). После заглубления призмы перед ее лицевой стенкой отрывают снежный шурф (рис. 2.4,г). Затем снимают переднюю стенку призмы и внутри ее закрепляют раму в установочных отверстиях над поверхностью снега (рис. 2.4, д). При этом расстояние до рамы должно быть меньше, чем высота стенок нож-лотка. Далее в роликовые направляющие рамы вставляют нож-лоток (рис. 2.4, е), который поступательным движением вдвигается в снежный керн. Снежный брикет (размером 2×27×36 см) из нож-лотка помещают в полиэтиленовый пакет для последующего взвешивания и расчета плотности снежного слоя. Затем с помощью пружинного механизма освобождают передние фиксаторы, раму выдвигают из установочных отверстий задней пластины, перемещают ниже на один фиксированный интервал и закрепляют в установочных отверстиях, после чего операцию по отбору нового снежного брикета повторяют.

Для работы в глубоком и рыхлом снегу устройство снабжено тремя составными стойками диаметром 0,8 мм, каждая длиной 1,5 м (рис. 2.4,ж). Стойки вставляются в специальные проушины, закрепленные на стенках призмы снегоотборника. Поскольку стеклотекстолит имеет низкий теплообмен, снег к стенкам пробоотборника не примерзает и устройство может свободно перемещаться в снежной толще по направляющим стойкам. Фиксирование призмы в снежной толще на нужной глубине осуществляется с помощью стопорных винтов. Для свободного заглубления призмы снегоотборника в снежную толщу, в которой имеются прослойки из ледяных корок и/или снежных досок, устройство снабжено металлической линейкой (1 м), один конец которой заточен, что позволяет протыкать снежные доски и ледяные корки по периметру призмы без смятия снежных слоев.

2.2.4. Атмогеохимические исследования аэрозольного стока

2.2.4.1. Пассивный пробоотбор аэрозолей

При выполнении работ, связанных с оценкой атмосферного загрязнения, все более широкое применение получают пассивные способы пробоотбора аэрозолей, основанного на молекулярной диффузии загрязнителя из анализируемого объекта к сорбенту, который представляет собой подготовленную определенным образом подложку с селективным химическим реагентом (Вольберг, 1995; Юшкетова, Поддубный, 2007а; Юшкетова, Поддубный, 2007б). Первыми, кто применил пассивный пробоотборник, были Палмз (E.D. Palmes) и Ганнисон (A.F. Gunnison): в 1973 г. они разработали специальное устройство – пассивный пробоотборник – для измерения концентрации диоксида азота в рабочей зоне (Palmes, Gunnison, 1973). Ими же теоретически обоснована работа пассивного пробоотборника (Palmes et al., 1976). Простота изготовления и эксплуатации пассивных пробоотборников, а также большое разнообразие реагентов, используемых для детектирования вредных веществ, быстро расширили сферу их практического применения не только в промышленной гигиене (Giese et al., 2002), но и экологических исследованиях (Kot-Wasik et al., 2007). Результаты показывают, что пассивный пробоотбор достаточно эффективен и при оценке загрязнения воздуха органическими веществами и прилегающих к ним

территорий. Пассивные пробоотборники являются очень привлекательными для исследований состояния атмосферного воздуха, когда надо получить осредненную за относительно длительный период времени (от недель до месяцев) количественную оценку атмосферного загрязнения. Однако отмечается, что перед длительным экспонированием пассивные пробоотборники необходимо проверить на устойчивость к воздействию погодных факторов (Wagner, Leith, 2001), поскольку процесс сорбции аэрозолей зависит от метеорологических параметров внешней среды (Kreissl et al., 1991), химического взаимодействия между реагентом подложки и отбираемым загрязнителем (Delcourt, Sandino, 2000).

Между тем, технологичность и качество пассивного пробоотбора аэрозолей при аэрозольном мониторинге можно существенно улучшить, если применять в качестве сорбционной подложки (субстрата) химически инертные материалы, используя для их экспонирования специальные устройства, обеспечивающие турбулентное осаждение аэрозолей из пограничного слоя. Анализ литературы и патентный поиск показали, что такой способ пассивного пробоотбора аэрозолей является принципиально новым. На его основе разработаны новые технологии мониторинга аэрозольного загрязнения ландшафтов и приземного воздуха, что нашло свое подтверждение в выдаче патентов РФ.

2.2.4.2. Пассивный пробоотборник аэрозолей – импульвератор

Турбулентно-диффузионный пассивный пробоотборник аэрозолей – импульвератор. На рис. 2.5 представлены общий вид и комплектующие части устройства для сбора сухих аэрозолей, далее оно будет называться импульвератором. Схема импульвератора для экспонирования искусственной

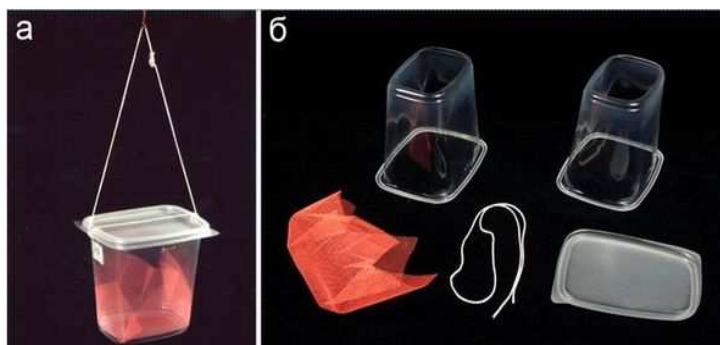


Рисунок. 2.5. Общий вид импульвератора (а) и его составляющие компоненты (б). Пояснения в тексте.

сорбционной поверхности из волокнистых материалов приведена на рис. 2.6, А. Устройство включает контейнер (1), выполненный из материала, обладающего высокой теплоемкостью и химически инертного к атмосферным компонентам. Контейнер может быть выполнен, например, из пластмассы или дерева, или композиционного материала (углепластика, металлопластмассы, стеклопластика). К его открытой нижней части резиновым кольцом (на рис. 2.6 не показано) крепится нейлоновая сетка (6), а верхняя часть закрыта глухой крышкой (2) с выступом-козырьком, под которым сделано несколько отверстий (3). Внутри импульвератора на сетку (6) помещен химически инертный субстрат из гидрофильного материала (4). Для обеспечения градиента температур он должен иметь более низкую теплоемкость, чем материал, из которого выполнен контейнер импульвератора (1). Импульвера-

тор содержит приспособление для фиксации при развешивании, например, в виде металлической дужки, крючка или петли из капроновой нити.

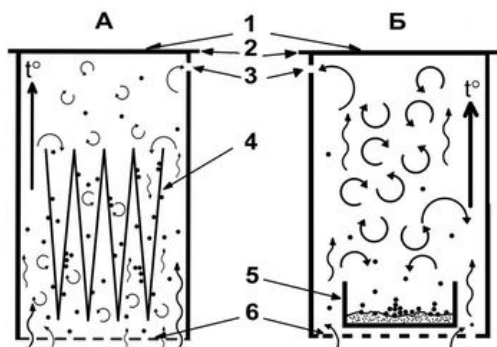


Рисунок. 2.6. Схема импульвератора для сбора аэрозолей путем экспонирования химически инертных сорбционных волоконистых (А) и порошковых (Б) материалов (пояснение в тексте).

Отличие импульвератора, приспособленного для экспонирования тонкодисперсных минеральных порошков (рис. 2.6, Б), заключается в том, что в контейнер импульвератора помещается круглый ложемент (5). Материал ложемента с целью обеспечения градиента температур должен иметь более низкую теплоемкость, нежели материал, из которого выполнен контейнер. На ложементе тонким слоем укладывается химически инертный тонкодисперсный порошковый субстрат, обладающий высокой удельной активной поверхностью.

Технический эффект устройства (импульвератора) достигается тем, что из-за различий в теплоемкости материалов депонирующего субстрата и импульвератора при воздействии солнечной радиации во внутреннем объеме устройства возникает температурный градиент, сопровождающийся формированием конвективных и турбулентных потоков воздуха над субстратом. В результате внутри устройства возникает высокая вероятность диффузионного и турбулентного осаждения сухих аэрозолей из пограничного слоя на поверхность сорбента. Величина температурного градиента зависит от нагрева частиц. Чем больше частиц в пограничном слое, тем выше его температура, тем активнее идет молекулярное перемешивание: при нагреве частиц часть их кинетической энергии передается молекулам воздуха. В результате этого число соударений возрастает, и частицы могут контактировать с поверхностью и удерживаться на ней за счет адгезионного взаимодействия и действия капиллярных сил конденсирующейся жидкости. При этом устойчивость сигнала геохимической аномалии будет возрастать всякий раз, когда поток воздуха коснется охлажденной поверхности. Экспонирование импульвераторов осуществляется с помощью специального устройства (рис. 2.7), на которое получен патент № 2459191. Пассивный пробоотбор аэрозолей испытан в широком диапазоне температур (от -47 до $+32^{\circ}\text{C}$), относительной влажности (30-100%) и скорости ветра (от штиля до $20\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ с порывами до 35). Наблюдения проводились в тундровой и таежной зонах европейской территории России. Результаты позволяют рекомендовать пассивный сбор сухих выпадений для контроля аэрозольного загрязнения приземного воздуха, мониторинга трансграничного переноса тяжелых металлов, изучения колебаний радиационного фона в приземной атмосфере.



Рисунок. 2.7. Обустройство аэрозольных площадок для экспонирования импульвераторов в тайге (а) и тундре (б).

2.3. Камеральный этап

На камеральном этапе готовили пробы для аналитических работ, осуществляли анализ и обработку полевого материала, составляли отчеты и компьютерную базу данных с результатами аналитических определений.

2.3.1. Аналитические методы

Рентгеноструктурный анализ включал изучение состава глинистых фракций в почвенном покрове фоновых и техногенных участков. Подготовка проб к анализу была выполнена З. Г. Скок по методике проф. Г. А. Кринари (1982), съемка и диагностика глинистых минералов сделаны В. В. Хлыбовым на аппарате ДРОН-2 (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Расчет относительного содержания глинистых минералов проводили по методике И. Д. Зхуса (1966). Макро- и микрокомпоненты проб воды (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}+\text{K}$, $\text{Fe}_{\text{общ}}$, Zn^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+}) определяли по стандартным методикам в химической лаборатории Коми республиканской СЭС (аналитики Т. М. Тарасова и А. А. Беляков), в гидрохимической лаборатории Экологического научно-исследовательского стационара (г. Лабытнанги) и лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН (химики-аналитики Ю. Г. Смирнов и Е. Н. Прокопович).

Основной аналитический метод определения содержаний химических элементов в геохимических пробах – приближенно-количественный атомно-эмиссионный спектральный (с дуговым возбуждением) анализ (ПСА). Под приближенно-количественным атомно-эмиссионным спектральным анализом понимается такой метод, в котором оценка интенсивности линий проводится без фотометрирования и использования внутреннего стандарта (Юдович и др., 1970). Образцы торфа и растений озоляли при 550°C . Почвенные образцы

предварительно просеивали для получения фракции 0.25 мм, затем растирали для проведения ПСА. При подготовке проб на ПСА (учитывая его среднюю погрешность воспроизводимости – около 30 %) некоторые образцы анализировали в 6-8-кратной повторности. Методические исследования, выполненные в разное время С. В. Лонцихом, Л. Д. Мешалкиным, В. С. Мищенко и некоторыми другими авторами, посвященные различным методическим аспектам ПСА и обобщенные в книге Ю. А. Ткачёва и Я. Э. Юдовича «Статистическая обработка геохимических данных» (Ткачёв, Юдович, 1975), свидетельствуют не только о больших возможностях этого вида анализа, но указывают и на границы его применимости. Между тем, аналитическая привлекательность ПСА обусловлена низкими пределами обнаружения (до 10^{-5} %, а для отдельных элементов до 10^{-6} – 10^{-7} %), экспрессностью, относительной простотой, низкой стоимостью, возможностью выбирать вариант, обеспечивающий желаемую точность, и выполнять многоэлементный (до 35 элементов) анализ из одной навески проб (Иванова, Ткачёв, 2003). Поэтому, несмотря на возросшие требования к точности выполняемых анализов, особенно в случаях установления химического состава нового минерала или стандартного образца, применение ПСА предпочтительней в тех случаях, где высокая точность не требуется, например, при массовых анализах геохимических проб. Так, из доклада Геологической службы США следует, что атомно-эмиссионный метод с дуговым возбуждением чаще всего востребован при определении большого числа элементов в геохимических объектах (Methods for Geochemical analysis, 1987). В книге (Methods for Geochemical analysis, 1987) сравниваются различные методы анализа по пределам обнаружения элементов и заключается, что атомно-эмиссионный метод с дуговым возбуждением имеет пределы обнаружения элементов, сопоставимые с таковыми для атомно-эмиссионного метода с индуктивно-связанной плазмой. Однако, если учесть высокую стоимость и сложность последнего, станет понятным, почему традиционный метод эмиссионного спектрального анализа по-прежнему остается востребованным у геологов и геохимиков (Иванова, Ткачёв, 2003).

2.3.2. Расчетные методы

2.3.2.1. Статистическая обработка геохимических данных

Известно, что результат любого анализа – это всегда приближенная оценка истинного содержания элементов в пробе. В большинстве лабораторий ошибка ПСА в определении содержания элементов составляет около 30 %. Это случайные ошибки воспроизводимости единичного анализа. Кроме того, для результатов ПСА характерно завышение среднего арифметического из нескольких параллельных определений одной и той же пробы по сравнению с истинным значением концентрации элементов в ней, что обусловлено логарифмически нормальным распределением погрешностей в оценке интенсивности спектральных линий (Юдович и др., 1970). По-

этому несмещенной оценкой среднего содержания будет мода на кривой распределения логарифмов или среднее геометрическое. Результаты ПСА можно представлять в форме условных логарифмических единиц – баллов. Баллы соответствуют серединам равных логарифмических интервалов:

$$b = a \cdot \lg x + b_0,$$

где b – балл; a – число равных логарифмических интервалов, на которые разделен один порядок концентрации; b_0 – балл, соответствующий концентрации, равной 1 %. Например, если $x = 0.0022$ %, то при делении порядка на три части ($a = 3$) это будет отвечать четырем баллам, а при более дробном делении порядка на четыре части ($a = 4$) – шести. Мы применяли результаты анализов, выполненных в пяти лабораториях. Поэтому для корректной статистической обработки итогов геохимического опробования в сводных выборках, которая учитывала бы особенности исходных аналитических данных разных лабораторий, все результаты переводили в баллы (табл. 2.2). Для облегчения перехода между шкалами разной кратности при объединении анализов разных лабораторий для расчета средних использовали график функциональной зависимости между баллами и логарифмированными значениями содержаний (рис. 2.8).

Программа «Ecolstat». Обработка геохимической информации выполнялась с использованием комплекса программных продуктов. Результаты анализов непосредственно вводились в компьютер. Анализы размещались в электронных таблицах программы «Stata» (автор-разработчик М. С. Подоров). В этой программе предусмотрена возможность интеграции с разработанным проф. Ю. А. Ткачёвым вычислительным комплексом «Ecolstat», в котором и обрабатывались данные. С его помощью можно строить гистограммы распределения элементов-примесей в натуральном или логарифмическом масштабе, производить расчет медианы и квартилей распределения, размаха значений, а также и других средних содержаний (помимо медианных); среднеквадратичного отклонения для натуральных значений и логарифмов; коэффициентов корреляции. С помощью комплекса можно легко и быстро формировать выборки по различным признакам. Результаты обработки оформляются в виде соответствующих таблиц и графиков. «Ecolstat» позволяет использовать сведения разных лабораторий, которые могут иметь неодинаковые метрологические характеристики: пределы обнаружения, нижние пределы количественного определения, формы выдачи результатов, а именно: *количественная* форма выражения (когда в первичной таблице – данные количественного анализа), *балльная* (когда приводятся итоги полуколичественного анализа в баллах) или *интервальная* (в форме чисел, соответствующих серединам интервалов).

Представление результатов в баллах при делении порядка на 2, 3, 4, 6 частей (по: Ткачёв, Юдович, 1975, с.57)

Порядок концентраций, %	a = 2, b ₀ = 8.5			a = 4, b ₀ = 16.5			a = 3, b ₀ = 12.5			a = 6, b ₀ = 24.5		
	Логарифми- ческие интер- валы	Средины интервалов	Балл	Логарифми- ческие интер- валы	Средины интервалов	Балл	Логарифми- ческие интер- валы	Средины интервалов	Балл	Логарифми- ческие интер- валы	Средины интервалов	Балл
10 ⁻⁴	1.0–3.2	1.8	1	1.0–1.8	1.3	1	1.0–2.2	1.5	1	1.0–1.5	1.2	1
	3.2–10.0	5.6	2	1.8–3.2	2.4	2	2.2–4.7	3.2	2	1.5–2.2	1.8	2
				3.2–5.6	4.2	3	4.7–10.0	6.8	3	2.2–3.2	2.7	3
				5.6–10.0	7.5	4				3.2–4.7	3.9	4
										4.7–6.8	5.6	5
10 ⁻³										6.8–10.0	8.2	6
	1.0–3.2	1.8	3	1.0–1.8	1.3	5	1.0–2.2	1.5	4	1.0–1.5	1.2	7
	3.2–10.0	5.6	4	1.8–3.2	2.4	6	2.2–4.7	3.2	5	1.5–2.2	1.8	8
				3.2–5.6	4.2	7	4.7–10.0	6.8	6	2.2–3.2	2.7	9
				5.6–10.0	7.5	8				3.2–4.7	3.9	10
10 ⁻²										4.7–6.8	5.6	11
										6.8–10.0	8.2	12
	1.0–3.2	1.8	5	1.0–1.8	1.3	9	1.0–2.2	1.5	7	1.0–1.5	1.2	13
	3.2–10.0	5.6	6	1.8–3.2	2.4	10	2.2–4.7	3.2	8	1.5–2.2	1.8	14
				3.2–5.6	4.2	11	4.7–10.0	6.8	9	2.2–3.2	2.7	15
10 ⁻¹				5.6–10.0	7.5	12				3.2–4.7	3.9	16
										4.7–6.8	5.6	17
										6.8–10.0	8.2	18
	1.0–3.2	1.8	7	1.0–1.8	1.3	13	1.0–2.2	1.5	10	1.0–1.5	1.2	19
	3.2–10.0	5.6	8	1.8–3.2	2.4	14	2.2–4.7	3.2	11	1.5–2.2	1.8	20
10 ⁻⁰				3.2–5.6	4.2	15	4.7–10.0	6.8	12	2.2–3.2	2.7	21
				5.6–10.0	7.5	16				3.2–4.7	3.9	22
										4.7–6.8	5.6	23
										6.8–10.0	8.2	24
		1.0	8.5		1.0	16.5		1.0	12.5		1.0	24.5

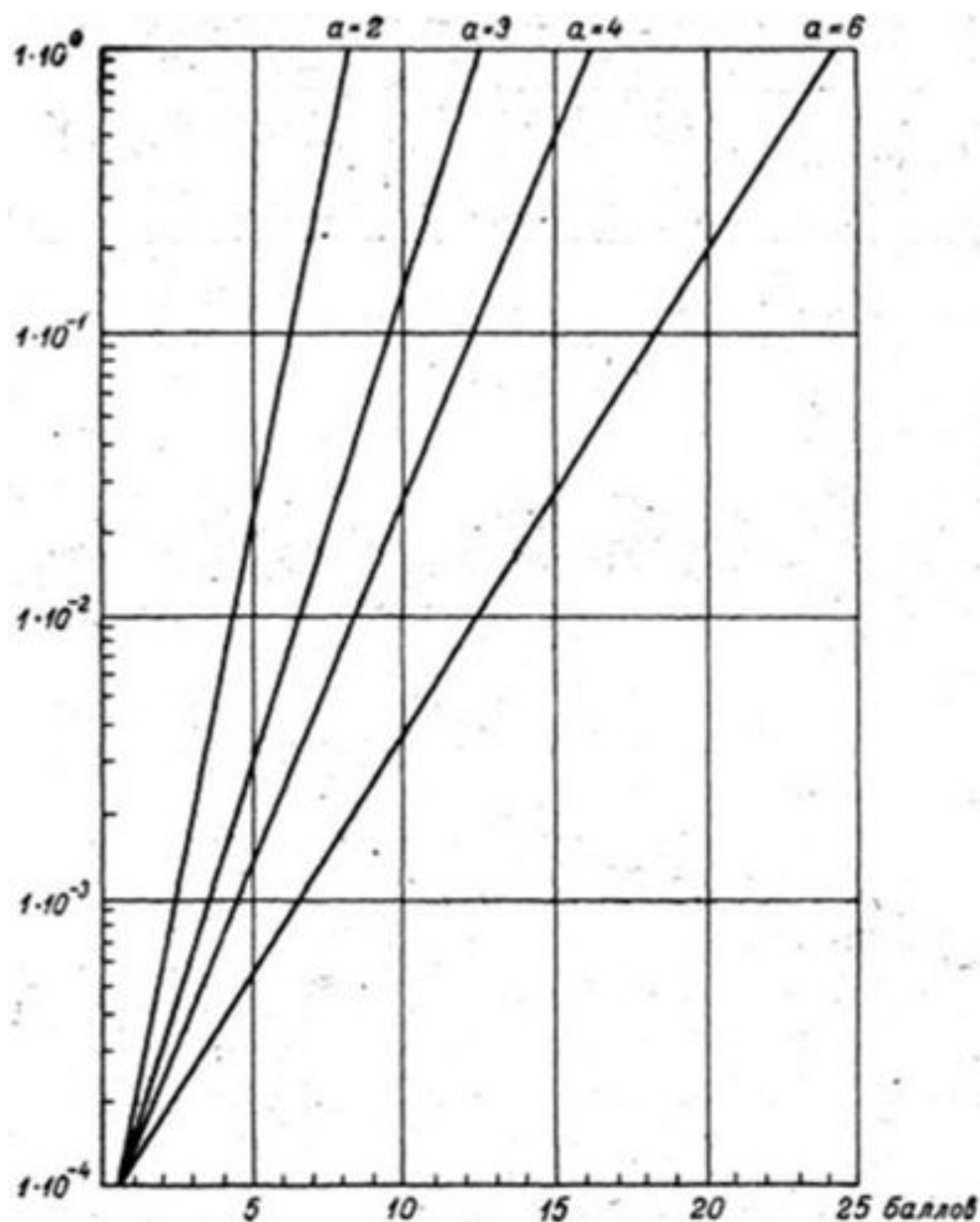


Рисунок. 2.8. Функциональная зависимость между баллами и логарифмированными значениями содержаний, в вес. % (по: Ткачёв, Юдович, 1975).

График позволяет выполнить перевод из одной шкалы в другую. Например, 8 баллов в шкале $a = 4$ составит 4.6, 11.5 баллов – соответственно в шкалах с a , равным 2, 3, 6. Аналогично любое содержание можно перевести в баллы. Например, 0,01 % выразится в шкалах с a , равным 2, 3, 4, 6, как 4.5, 6.5, 8.5, 12.5 соответственно.

Для графического представления результатов использованы специальные программы: «Geoch», «Divid», «Stata», «Spicor», «Shema», разработанные М. С. Подоровым и Е. Р. Фрайтером. Первые две предназначены для построения геохимических спектров, «Stata» – для формирования базы данных, последние две – для изображения полей соотношения и вертикального распределения химических элементов в профиле почв.

2.3.2.2. Геохимические показатели

Специальные геохимические показатели широко используются при интерпретации результатов мониторинга загрязнения окружающей среды (Авессаломова, 1987, 1992) и геохимическом изучении системообразующих компонентов ландшафта (почв, растительности, природных вод, атмосферы) (Геохимия окружающей среды, 1990). Геохимические показатели, используемые в данной работе, приведены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Геохимические показатели, характеризующие распространенность и распределение химических элементов в ландшафтах

Показатель	Обозначение	Расчет и информативность показателя
Кларк концентрации	КК	Представляет собой отношение содержания элемента в пробе к его кларковому содержанию. В данной работе расчеты КК осуществляются относительно кларков стратисферы, вычисленных Н.А. Григорьевым (2003). Особенности этих кларков в том, что они являются средневзвешенными величинами по долям того или иного литотипа в стратисфере (согласно модели: А.Б. Ронов и др., 1990). Этим они выгодно отличаются от простых (невзвешенных) кларков А.П. Виноградова (Виноградов, 1962) и некоторых других геохимиков.
Местный кларк концентрации	K_x	Среднее содержание химического элемента в изучаемом объекте конкретного ландшафта (Глазовская, 1964) характеризует распространенность элемента в изучаемом ландшафте.
Коэффициент биологического поглощения	A_x	Показатель связан с биофильностью элементов (Перельман, 1975) и отражает их способность концентрироваться в живом веществе, в частности, в растениях. Коэффициент (A_x) вычисляется как отношение содержания элемента в золе растения к его содержанию в почве или горной породе.
Акропетальный коэффициент	АК	АК по Р.Р. Бруксу (1986) с уточнением А.Л. Ковалевского (1991) является аналогом коэффициента относительного содержания элемента в органах растения (ОСОР), предложенного Д.А. Сабининым (1955).
Средний кларк концентрации,	$\bar{K}_K$	Предложен Д.М. Шоу (1969) и представляет собою средний кларк концентрации группы элементов в некоторой природной системе: при $\bar{K}_K > 1$ в ней идет накопление, а при $\bar{K}_K < 1$ – рассеяние химических элементов.
Биогеохимическая активность вида	BXA K_{BXA} A_{BXA}	Сумма кларков концентрации (коэффициентов биологического поглощения – A_x) химических элементов в золе растения. Характеризует способность вида накапливать элементы (Айвазян, 1974). Возможен расчет отдельно по катионам (K_{BXA}) и анионам (A_{BXA}) (Айвазян, Касимов, 1979).
Ряд биологического поглощения	A_x	Дает сравнительную характеристику интенсивности биологического поглощения элементов растениями (Перельман; 1975, Полюнов, 1944).

2.3.3. Физические и морфо-анатомические исследования растений

Морфо-анатомический анализ растений. При выборе биоиндикационных признаков повреждений растений, вызванных внутрипочвенным растеканием загрязняющих веществ, выполнялся сравнительный морфо-анатомический анализ тонкой структуры вегетативных органов растений. Для анализа образцы фиксировались в растворе Карнуа. Срезы стеблей и листьев с побегов текущего года готовились с помощью вибрационного микротомы для мягких тканей (Скупченко, 1979) и окрашивались метиловым зеленым-пиротином (Пирс, 1962).¹¹

Физические методы исследований растений. Данная группа методов использовалась при качественной оценке характера повреждений растений, когда нет видимых нарушений, но есть основание предполагать наличие повреждений тонкой структуры вегетативных органов растений. Применяли методы электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР-спектроскопия) и дифференциально-термографического анализа. Съемка спектров ЭПР и термографический анализ выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (н.с. Г. С. Назарова и инженер Г. Н. Модянова).

2.3.4. Разработка баз данных с ботанической номенклатурой

Для работы с номенклатурой сосудистых растений при биогеохимической характеристике ландшафтов составлены электронные справочники в виде баз данных «Salix» и «Plantae Vascularis». Информационная основа электронного справочника «Salix»: Современная номенклатура сосудистых растений европейского Северо-Востока России / Б. И. Груздев, В. А. Мартыненко, В. М. Тарбаева. Институт биологии. Сыктывкар, 1999. Справочник «Salix» содержит 1300 названий. Информационная основа «Plantae Vascularis»: «Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР)» / С. К. Черепанов. М.: Изд-во «Мир и семья-95», 1995. Справочник «Plantae Vascularis» содержит 23000 названий и включен в Государственный регистр баз данных за № 0220006850 (регистрационное свидетельство № 6462 от 04.09.2000 г.).

¹¹ Подготовка препаратов и микрофотосъемка проводились С.В. Кузиковой.

Глава 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ

3.1. Районы нефтедобычи в южной части Большеземельской тундры

По ландшафтно-геохимической классификации А.И.Перельмана (1975) территория относится к тундровым ландшафтам с кислым глеевым классом миграции, а по районированию территории, по типам возможных изменений природной среды при нефтедобыче (Пиковский, 1993) – к Урало-Тиманской ландшафтно-геохимической области.

Рельеф. Исследованная территория – это эрозионно-денудационно-аккумулятивная равнина. Здесь выделяются междуречья, представленные моренными формами рельефа – пологими холмисто-грядовыми образованиями («мусюры») с хорошо выраженными долинами малых водотоков с глубиной вреза водотока 2-7 и 10-20 м, а также плоскими слабо-дренируемыми заболоченными водоразделами с превышениями 2-3 м и с многочисленными озерами (типичный ландшафт многоозерья). Основными рельефообразующими факторами являются солифлюкция, термокарст, морозное выветривание, эрозионные процессы. На плакорах развивается мелко-, средне-, крупнобугристая тундра. Часто отмечается чередование невысоких плоских бугристых торфяников с заболоченными, труднопроходимыми понижениями.

Геология. В геологическом отношении исследованный район – это часть Харьягинской депрессии, относящейся к Колвинскому мегавалу. Четвертичные отложения мощностью до 250 м залегают несогласно на различных древних породах. На значительной части Большеземельской тундры они имеют континентальное происхождение. Выделяются ледниковые, аллювиальные, озерные и делювиальные отложения (Структура платформенного чехла..., 1982; Шапошникова и др., 1982). Современные четвертичные отложения представлены рыхлыми осадками небольшой мощности, в состав которых входят покровные суглинки, аллювиальные и озерно-болотные фации. Покровные суглинки широко развиты на вершинах и склонах водоразделов. Их мощность составляет 3-5 м. Современный аллювий слагает первые надпойменные террасы и поймы рек. Для надпойменных террас характерен супесчано-суглинистый состав аллювия, а в пойме наиболее типичны песчаные разности с включениями валунов и гальки. Озерно-болотные осадки представлены суглинками, песками и перекрыты торфяными отложениями (Геоэкологические условия..., 1964).

Климат. По климатической классификации Б.П. Алисова (1956) район относится к субарктическому поясу. Особенности климата определяются малым количеством солнечной радиации зимой (суммарная радиация за три зимних месяца достигает всего 2, в то

время как летом – 35 ккал/см²) (Справочник по климату СССР, 1967). Близость полярных областей, интенсивный западный перенос воздушных масс определяют циклонический тип погоды. Среднегодовая температура колеблется в пределах –0.2... – 6.3°C. Средняя температура лета составляет +10... +12°C, а зимняя –17... –20°C.

Геокриологические условия. В пределах исследованного района отмечается широкое развитие мерзлых толщ. На их распространение определенное влияние оказал полярно-голоценовый этап Полярной (поздневалдайской) ледниковой эпохи, которая отличалась наиболее суровым климатом за весь неоплейстоцен. В период глубокого похолодания в интервале 24-17 тыс. лет назад ледники небольшими языками заходили в долину р. Шапкина, а также перекрывали верхнее течение р. Колва. Долина р. Лая оставалась свободной от ледника (Андреичева, Марченко-Вагапова, 2005). По характеру распространения мерзлых пород выделяют сплошную (мерзлота отсутствует только в долинах крупных рек) и прерывистую зоны. Последнюю представляют отдельные мерзлые массивы протяженностью более 20 км (Гинсбург, Исаев, 1981). По структуре территория характеризуется двухслойным строением мерзлых толщ. Выделяется современная (мощность которой растет с юга на север от 50 до 90 м) и реликтовая (с глубиной залегания кровли 200-230 м) мерзлые толщи (Баулин и др., 1978). В кровле многолетнемерзлых толщ криогенное строение отложений неоднородное. Суглинистые отложения имеют невысокую льдистость (Геокриологические условия..., 1964). Наибольшей льдистостью отличаются мерзлые реликтовые торфяники.

Растительность. Растительный покров южной тундры на среднесуглинистых и супесчаных тундровых почвах представлен кустарниковыми ассоциациями, получившими название «ерниковые тундры» – с широким участием ивы и березы карликовой, причем в условиях холмисто-грядового рельефа такие тундры встречаются лишь отдельными участками: на склонах. Вершины холмов и повышений заняты кустарниково-мохово-лишайниковыми ассоциациями со стелящимися формами ив и березы карликовой высотой до 20 см. На плоских слабодренированных междуречьях развиваются осоково-сфагновые и гипно-сфагновые моховые сообщества. В долинах крупных рек (Лая и Колва) развиваются даже долинные леса, а поймы малых и средних водотоков часто заняты крупноивняковой разнотравно-луговой растительностью на дерново-глеевых почвах (Растительность..., 1980). Растительные сообщества тундры сравнительно молоды и имеют голоценовый возраст (Александровский, 1983).

Природные воды. Характеристика поверхностных вод дается в объеме таксонов геохимической классификации, предложенной А.И. Перельманом (1982). Гидрохимическая характеристика и ионный состав приведены в табл. 3.1 и 3.2. В Большеземельской тундре преобладают малые реки и ручьи длиной меньше 10 км. Они составляют 93.6% от общего количества водотоков. Озерность водосборов достигает 5-10, а заболоченность 10-20 %.

Таблица 3.1

Макроионный состав поверхностных вод, мг/дм³ (южная подзона Большеземельской тундры)

Номер пробы	Место взятия пробы	Взвеш. вещ-во	Минерализ.	Сух. ост.	pH	HCO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ³⁻	NO ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺
Мерзлотная верховодка													
1	Мочажина	9.0	68.7	9.8	4.5	18.3	4.8	4.5	0.00	0.000	6.0	0.6	4.5
2	Разрез 130	41.0	56.5	74.8	4.7	30.5	7.2	3.5	0.00	0.880	8.0	2.4	4.0
Воды озер и болот													
3	Озеро 1	7.0	16.2	7.0	6.6	6.7	1.9	3.2	0.00	0.000	2.4	0.7	0.8
4	Озеро 2	7.8	55.7	45.2	6.7	30.5	7.2	4.5	0.44	0.000	5.0	4.2	3.9
5	Озеро 3	5.2	22.8	5.2	6.6	11.0	1.4	4.2	0.00	0.000	3.2	1.3	0.2
6	Озеро 4	9.2	52.2	39.6	7.2	30.5	4.8	4.5	0.44	0.000	3.0	5.5	3.5
7	Озеро 5	9.2	20.6	6.4	6.6	9.2	1.4	4.2	0.00	0.000	3.0	1.0	1.8
8	Болото низинное	5.8	21.9	5.8	6.4	11.0	1.4	3.5	0.00	0.000	2.8	1.0	1.8
9	Верховое болото	4.8	9.7	4.8	5.5	2.4	1.9	2.5	0.00	0.000	1.2	0.4	0.5
Воды ручьев и рек													
10	Ручей Сено-шор	14.4	96.8	115.0	6.1	61.0	7.2	4.5	0.00	0.000	16.0	3.6	4.5
11	Река Лая	6.0	282.3	142.4	6.7	201.4	7.2	4.5	0.00	0.013	34.1	9.1	26.0
12	Река Лая	13.4	241.6	162.0	6.9	164.7	9.6	6.5	0.44	0.013	32.1	8.5	19.8
13	Река Колва	11.2	101.3	63.6	6.8	67.1	4.8	3.5	0.00	0.000	16.0	2.4	7.5
14	Река Колва	8.8	110.8	80.0	6.8	67.2	9.6	4.5	0.00	0.018	14.0	2.4	13.2

Микроионный состав поверхностных вод, мг/дм³ (южная подзона Большеземельской тундры)

Номер пробы	Место взятия пробы	pH	Fe	Zn	Pb
Мерзлотная верховодка					
1	Мочажина	4.5	1.40	0.07	0.003
2	Разрез 130	4.7	0.95	0.07	0.004
Воды озер и болот					
3	Озеро 1	6.6	н/о	0.03	0.003
4	Озеро 2	6.7	0.44	0.01	0.004
5	Озеро 3	6.6	н/о	0.01	0.001
6	Озеро 4	7.2	0.44	0.77	0.000
7	Озеро 5	6.6	н/о	0.00	0.000
8	Болото низинное	6.4	н/о	0.08	0.008
9	Верховое болото	5.5	н/о	0.05	0.005
Воды ручьев и рек					
10	Ручей Сено-шор	6.1	2.55	0.05	0.012
11	Река Лая	6.7	0.35	0.10	0.000
12	Река Лая	6.9	0.40	0.05	0.005
13	Река Колва	6.8	0.44	0.05	0.005
14	Река Колва	6.8	0.47	0.06	0.012

Мерзлотная верховодка, вследствие большого количества растворенного органического вещества, отсутствия активного перемешивания и резких суточных колебаний температуры в зоне мерзлотного водоупора, близка к глеевому типу. Воды холодные, кислые (pH 4.2-4.7), ультрапресные – минерализация 50-60 мг/дм³. По ионному составу – гидрокарбонатно-кальциевые, с повышенным содержанием железа. Это определяет выпадение гидроксидов железа и образование охристого окрашивания в зоне смешения глеевой верховодки с кислородом воздуха. В смотровых шурфах в торфяных почвах ожелезненные участки всегда совпадают с капиллярной каймой мерзлотной верховодки. Воды озер и болот довольно однородны по составу и условиям формирования, поскольку в период снеготаяния они объединяются в озерно-болотные комплексы. Площадь водосбора отдельных комплексов установить чрезвычайно сложно, так как избыток воды, образующейся в результате таяния снега и выпадения осадков, отводится по временным водотокам и полосам стока. Слабый водообмен и медленное разложение донных органических осадков повышают значения pH (по сравнению с мерзлотной верховодкой) до 6.6-7.6. По физико-химическим условиям воды озер и болот близки к глеевому типу. По ионному составу – гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 20-50 мг/дм³. Воды ручьев по окислительно-восстановительным условиям стоят ближе к кислородному типу, поскольку турбулентное

движение воды определяет активное перемешивание водной толщи. Воды слабокислые (pH 5.0-6.0), хотя в зоне разгрузки в них мерзлотной верховодки pH может понижаться до 4.4-4.7. Воды ультрапресные, по ионному составу гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 70-90 мг/дм³, обогащены железом. Воды рек близки к кислородному типу, ультрапресные с минерализацией 100-120 мг/дм³. Кислотность вод близка к нейтральной (pH 6.3-6.8). По ионному составу воды гидрокарбонатно-кальциевые.

3.1.1. Геохимическая дифференциация ландшафтов

В пределах исследованной территории выделяются эрозионно-аккумулятивные и озерно-болотные равнины (ландшафты «многоозерья»). Статистические параметры распределения элементов-примесей (ЭП) в почвенном покрове ландшафтов южной подзоны Большеземельской тундры приведены в табл. 3.3.

Основными рельефообразующими факторами являются солифлюкция, термокарст, морозное выветривание, эрозионные процессы. Мерзлотные почвы эрозионно-аккумулятивной равнины беднее по содержанию ЭП, нежели почвы ландшафтов многоозерья, что, возможно, отражает различия в почвообразовательном процессе и условиях миграции ЭП. Для первого это глееобразование при избыточном увлажнении и вынос ЭП в условиях различной степени расчлененности рельефа, для второго – торфонакопление и сорбция ЭП органическим веществом. В зоне техногенеза данные статистические параметры меняются. Ниже будут показаны особенности геохимической трансформации целинных тундр на стадии геолого-разведочных работ. Принимается, что несмотря на их локально ограниченный характер техногенного воздействия на природный комплекс, они, тем не менее, в дальнейшем определяют общий тренд изменений состояния геосистем.

3.1.1.1. Ландшафты долин малых водотоков

Исследовались отработанные буровые площадки на Харьегинском, Сандивейском и Мишваньском месторождениях в южной части Большеземельской тундры (рис. 3.1). Изучено 12 буровых площадок с прилегающими к ним участками целинной тундры. На каждой буровой была проведена топографическая съемка и составлены картосхемы в масштабе 1:1000 (Печорская КТТП, инженер-геодезист А.В.Яковин), по которым строились крупномасштабные геохимические карты элементарных ландшафтов. Мишваньское месторождение занимает часть Лая-Колвинского междуречья. Здесь выделяются междуречья, представленные моренными формами рельефа: пологими холмисто-грядовыми образованиями («мусюры») с хорошо выраженными долинами малых водотоков с глубиной вреза водотока 2-7 и 10-20 м. Геохимия южно-тундровых ландшафтов в пределах этого междуречья и сейчас остается слабо изученной, что связано с малой освоенностью данной территории.

Статистические параметры распределения элементов-примесей в ландшафтах
южной подзоны Большеземельской тундры, г/т

Элементы	Озерно-болотные равнины (ландшафты многоозерья), n = 826				Эрозионно-аккумулятивные равнины, n = 375			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы								
Sr	178	278	464	1,0	158,5	251	316	0,9
Ba	464,2	774	1000	1,9	398,1	631	1000	1,5
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью								
Y	10	35,9	59	1,2	6,3	10	15,8	0,3
Ga	7,7	13,1	27,8	1,1	4	6,3	10	0,5
Sc	16,7	21,6	27,8	2,3	3,2	6,3	10	0,7
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью								
Ti	3160	7700	10000	2,3	630	1000	3160	0,3
Zr	100	166	278	1,0	39,8	63,1	158,5	0,4
V	77,4	110,2	166	1,2	7,9	31,6	50,1	0,3
Sn	2,2	2,8	3,2	1,0	2	2,4	3	0,8
Mo	1,7	2,2	2,7	1,5	1	1,6	4	1,1
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы								
P	1000	1990	5010	3,0	599	774	1000	1,2
V. Металлы-сульфофилы								
Zn	77,4	166	215	3,9	31,6	50,1	100	1,2
Cu	27,8	46	77	1,5	15,8	25,1	39,8	0,8
Pb	10	16,7	21,5	1,4	6,3	10	31,6	0,8
VI. Металлы-сидерофилы								
Mn	278,3	464,2	774	0,6	100	199	501	0,2
Cr	100	117	166,8	2,0	15,8	31,6	63,1	0,5
Co	10	19	27,8	1,4	6,3	10	15,8	0,7
Ni	40,8	46,4	77,4	1,3	20	31,6	39,8	0,9

Вместе с тем, наличие нефтяных месторождений определяет необходимость изучения геохимических условий миграции и концентрации ЭП, оценки геохимических аномалий и разработки природоохранных мер в этой части Большеземельской тундры. В пределах Мишваньского месторождения были выбраны три отработанные буровые площадки (Мишвань-2, -11, -15), на которых проводилось разведочное бурение. Эти площадки занимают водосборные бассейны первого порядка, в пределах которых автономные и подчиненные элементарные ландшафты геохимически сопряжены и представляют собой единую систему мобилизации и выноса вещества. Основными рельефообразующими факторами являются солифлюкция, термокарст, морозное выветривание, эрозионные процессы. На плакорах развивается мелко-, средне-, крупнобуг-

ристая тундра. Часто отмечается чередование невысоких плоских бугристых торфяников с заболоченными, труднопроходимыми понижениями.

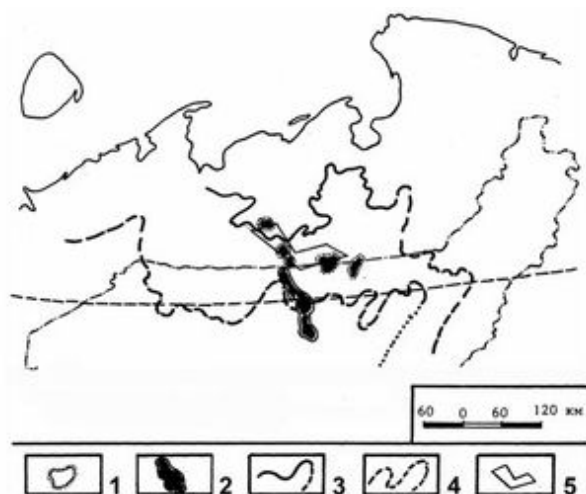


Рисунок. 3.1. Схема размещения нефтяных месторождений в южной части Большеземельской тундры (состояние на 1983 г.). Усл.обозн.: 1 – прогнозные, 2 – осваиваемые месторождения, 3 – граница сплошного и 4 – прерывистого распространения мерзлоты, 5 – район исследования.

Почвы относятся к тундровому элювиально-глеевому типу (Забоева, 1975). Основные черты геохимии макроэлементов (Fe, Al, Si, Mg, Ca, K, P) в процессах тундрового элювиально-глеевого типа почвообразования рассмотрены И. В. Забоевой (1975) на примере тундровых поверхностно-глеевых, глееподзолистых почв кустарниковой тундры и лесотундры; И. В. Игнатенко (1979) описаны лесотундровые поверхностно-глеевые почвы; в северной тайге Западной Сибири Н. А. Караевой (1973) охарактеризованы элювиально-глееватые кислые почвы, отличающиеся наличием сплошного оглеенного профиля. Ареал этих почв захватывает западно-сибирскую лесотундру и кустарничковую тундру; аналогичные им глеевые дифферен-

цированные почвы описаны В. О. Таргульяном (1971) в кустарничковой тундре и лесотундре Восточной Чукотки. Иными словами, элювиально-глеевый тип почвообразования широко распространен в тундровой, лесотундровой и частично в таежной зонах.

Особенности элювиально-глеевого процесса в мерзлотных почвах показаны в работе И. В. Игнатенко (1979). Этим почвам присуще наличие верхнего («висячего») и нижнего глеевых горизонтов, разделенных неоглеенной и относительно агрегированной толщей легких суглинков с наличием белесоватой (кремнеземистой) присыпки на гранях почвенных отдельностей (педов). Отмечается четкая дифференциация профиля по содержанию тонкодисперсной фракции (<0.001 мм) – верхние горизонты, в основном оглеенные, ее содержат меньше, чем нижние; в распределении полуторных окислов (R_2O_3) и особенно Fe_2O_3 также наблюдается образование двух максимумов. Кроме того для верхнего, «висячего», глеевого горизонта характерна тиксотропность, что препятствует нисходящей миграции почвенных растворов и «способствует» развитию латерального стока.¹² Вместе с тем, по влагосодержанию в почвенном профиле выделяют верхнюю зону с повышенной влажностью, среднюю – относительно иссушенную и нижнюю – насыщенную водой. Предполагается, что это остаточное проявление перераспределения почвенной влаги в се-

¹² Это подтверждается резким изменением окраски воды в тундровых и лесотундровых ручьях, вызванным выносом подвижных фракций РОВ после продолжительных дождей (от бесцветной до окраски хорошо заваренного чая) (Игнатенко, 1979).

зонно-талом слое (СТС) в осенне-зимний период, в результате которого верхняя и надмерзлотная части СТС оказываются более увлажнены, чем средняя (Игнатенко, 1979; Кондратова, 1965). Элювиально-глеевому почвообразованию свойственно обеднение растительной подстилки зольными элементами, что вызвано интенсивным выщелачиванием из органических остатков и их поглощением растениями. Элювиально-глеевое почвообразование сопровождается кислотным гидролизом силикатов, с чем связывается активный вынос алюминия и особенно железа; их взаимодействие с гумусовыми и фульвокислотами определяет преимущественную миграцию Fe и Al в составе органоминеральных комплексов (Игнатенко, 1979; Таргульян, 1971).

3.1.1.2. Ландшафты многоозерья с реликтовыми торфяниками

Выбор ключевых участков на территории Сандивейского и Харьягинского месторождений обусловлен особенностями ландшафтов, где широко развиты и озерно-болотные комплексы с западинно-бугристым рельефом (типичный район многоозерья). Для района, который выделяется нами как Верхне-Колвинский озерный, характерны слабая рассеченность рельефа (относительное превышение 1,5-2,5 м) и наличие мощных (до 1,5 м) отложений торфа (реликтовые торфяники). Следует заметить, что доля автономных ландшафтов озерного района составляет более 60%, а трансэлювиальные, представленные лишь узкой краевой частью озерно-болотных комплексов, всего 10. Трансаккумулятивные ландшафты (озерные и болотные котловины, соединенными между собой полосами стока и протоками) занимают оставшуюся часть.

Рельеф территории с реликтовыми торфяниками – плоские слабодренируемые заболоченные водоразделы с превышениями 2-3 м и с многочисленными озерами – типичный ландшафт «многоозерья» (Полевые геоэкологические ..., 1961). Дренаж территории осуществляется р. Колва. Характерной особенностью района являются широкое развитие термокарста, большое количество спущенных озер, что свидетельствует об активной термоэрозии и связанных с ней просадочных процессах, что можно рассматривать как продолжающееся развитие термокарста и посткриогенного рельефообразования в данном районе. Термокарстовые и просадочные понижения, связанные между собой полосами стока, часто образуют обширные озерно-болотные комплексы. Для озерных котловин отмечаются термоабразия береговых уступов и размывание реликтовых торфяников – в прибрежной части формируются отмели, образованные скоплениями растительного детрита из остатков древесного торфа. Сильные ветры с наветренной части котловины озера образуют нагонную волну, действие которой вызывает обрушение торфяных береговых уступов, а на противоположной стороне в это время обнажается широкая отмель. При сильном ветре (свыше 5 м/сек) из-за наличия нагонной волны разница уровней воды для озера с площадью зеркала более 4000 м² достигает 30-50 см, что способствует подмыву береговых уступов озерных котловин. Водораздельные участки между озерно-болотными комплексами заняты крупно-

и плоскобугристыми торфяниками, осложненными небольшими мелкими с крутыми берегами озерами, часто спущенными. Центральная часть котловин таких озер занята болотами, а прибрежная осложнена миграционными буграми пучения. По классификации (Полевые геокриологические ..., 1961), отмеченные формы можно отнести к плоскодонно-западинным, связанным с сегрегационными льдами и образующим группу западин, соединенных между собой полосами и ложбинами стока.

В почвенном покрове ландшафтов многоозерья доминируют почвы мерзлотные тундрово-болотные и тундровые глеевые. Для плоских торфяных бугров характерно формирование мерзлотных сухо-торфяных почв. Подстилающие породы представлены озерно-болотными отложениями (Забоева, 1975; Игнатенко, 1979). Наличие близко залегающего мерзлотного водоупора определяет переувлажнение и развитие оглеения по всему почвенному профилю. Сезонное промерзание смыкается с многолетней мерзлотой. В результате этого процессы выветривания почвообразующих пород и разложения органического вещества идут особенно медленно.

Криогенные текстуры реликтовых торфяников. Участок, на котором проводились геокриологические исследования СТС, представляет собой высокий торфяной бугор с плоской вершиной, на котором впоследствии была построена буровая «Харьяга-26». Состав и криогенное строение реликтовых торфяников изучали на примере центрального шурфа¹³ (разрезы Р 210-1 и Р 210-2, все описания разрезов выполнены с 17 по 21 апреля 1983 г.). Разрез 210-1 (рис. 3.2) заложен по северной стенке центрального шурфа (размеры 1,8×1,8×1,8), который расположен на невысоком плакоре между двумя озерно-болотными комплексами. Поверхность – ерниковая кустарничково-лишайниково-моховая тундра, мощность снежного покрова – 40-60 см. На его поверхности – наст, под ним рыхлый мелко-, среднезернистый снег. Криогенная текстура верхней части морозно-сухой торфяной толщи массивная и образована поровой разновидностью льда-цемента, поскольку не образует видимых скоплений льда. Ниже она меняется на тонкошлифовую слоистую. Размеры ледяных линзочек длиной 0,8-1,0 и шириной 0,2-0,4 см с редкими по массе ледяными линзами длиной 4,0-10,0 и шириной 1,0-1,5 см. В зоне контакта с минеральным грунтом их количество возрастает. Линзы льда прозрачные, в них отмечаются многочисленные столбики из мелких пузырьков газа. Криогенная текстура минеральной толщи образована ледяными шлирами длиной 2,0-3,0 и толщиной 0,5 см, образующими сетчатую структуру. В нижней части толщи размеры ледяных линз истончаются до 0,2 см, и криогенная текстура суглинка приобретает вид неполносетчатой из-за преобладания субвертикально ориентированных ледяных линз. В забое шурфа льдообразование атакситового типа. Лед прозрачный и содержит минеральные включения с четко различимой ореховатой структурой почвенных частиц (педов). Влажность суглинков высокая, при оттаивании пробы оплывают.

¹³ В него устанавливается труба – направляющая для бурильного инструмента.

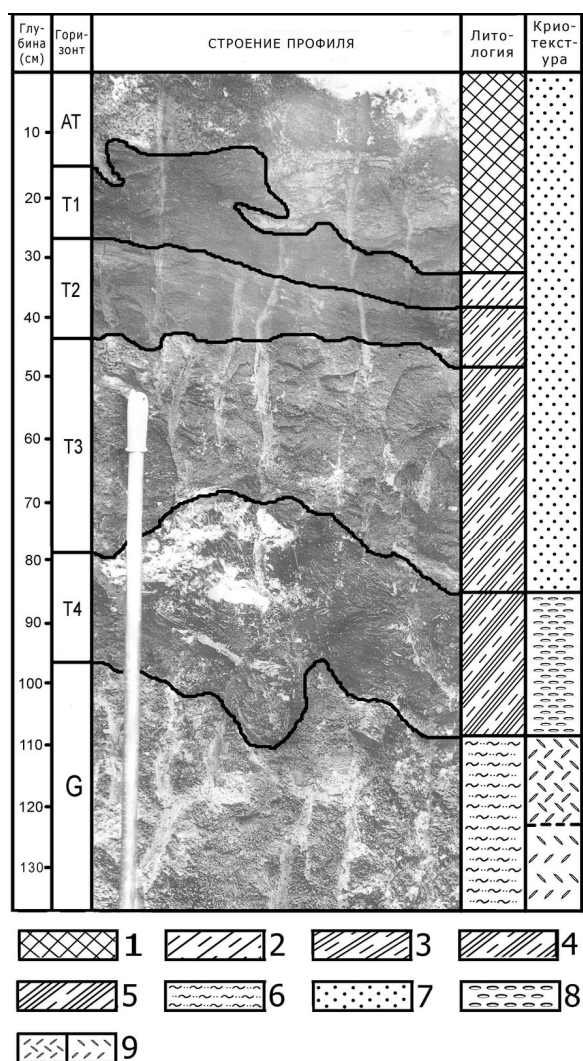


Рисунок. 3.2. Мерзлотные текстуры в реликтовых торфяниках (разрез 210-1). Усл. обозн: I – литология: 1 – торфяная подстилка (АТ), 2 – слабо-разложившийся торф, представленный моховым очесом (Т1), 3 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава, 4 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава с включениями растительного детрита (Т3), 5 – темно-бурый слабо-разложившийся древесный торф (Т4), 6 – глеевый покровный суглинок (G); II – криотекстуры: 7 – массивная, образованная поровым льдом-цементом, 8 – тонкошлифовая слоистая, 9 – тонкошлифовая: а) сетчатая, б) неполносетчатая.

стилающая их суглинистая толща, вскрытые шурфом и канавами, характеризуются определенной сменой криогенных текстур. Верхняя часть торфяной толщи имеет массивную криогенную текстуру, образованную поровым льдом-цементом.

Мерзлотная текстура другой боковой стенки шурфа показана на примере Р 210-2 (рис. 3.3) и аналогична Р 210-1. Верхняя часть торфяной толщи, так же, как и в описанном выше разрезе, морозно-сухая и имеет массивную криогенную текстуру, образованную поровой разновидностью льда-цемента. И тоже как в Р 210-1 с приближением к зоне контакта с суглинком меняется на тонкошлифовую с включением относительно крупных (длиной до 30 и шириной 2--3 см) субгоризонтальных ледяных линз. Линзы из прозрачного льда, в котором хорошо различимы тонкие столбики из мелких пузырьков газа. Криогенная текстура минеральной толщи (на рис. 3.3 не показана) в верхней части сетчатая и осложнена несколькими относительно крупными серповидными линзами льда, которые выпуклой частью обращены к торфяному слою. «Выдавленная» ими минеральная масса образует своеобразный горб, который «входит» в перекрывающий его торфяной горизонт. В серповидных ледяных линзах имеются почвенные отдельности (1.5-2.0 см в диаметре) с хорошо различимой ореховой структурой, «захваченные» растущими жилами льда от основной почвенной массы. В нижней части суглинистая толща имеет неполносетчатую криогенную текстуру, из-за того, что ледяные линзочки истончаются, а их количество уменьшается.

В целом, реликтовые торфяники и под-

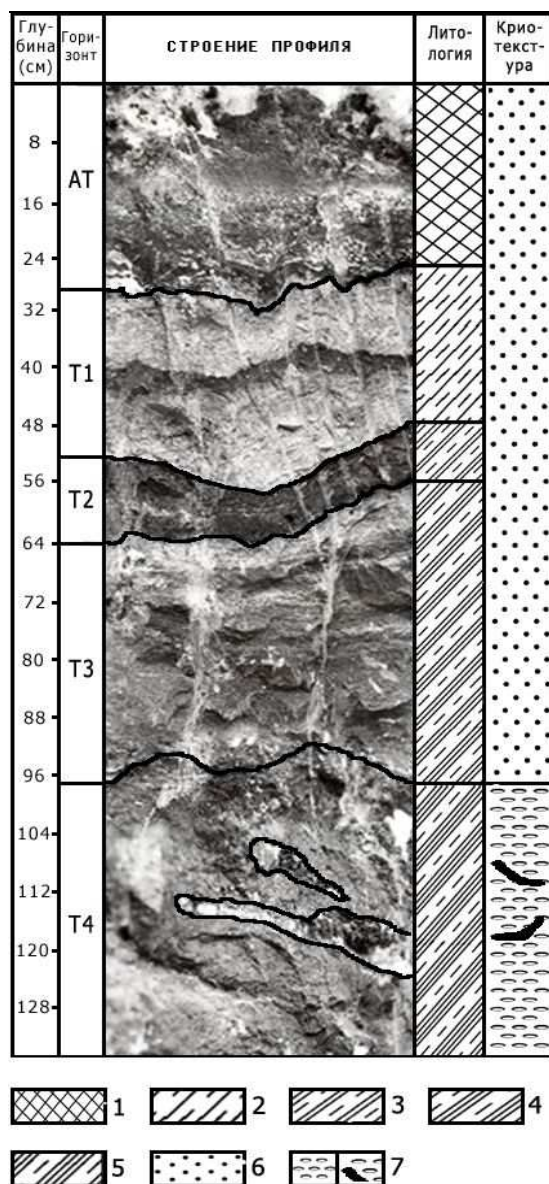


Рисунок. 3.3. Мерзлотные текстуры в реликтовых торфяниках (разрез 210-2). Усл. обозн: I – литология: 1 – торфяная подстилка (АТ), 2 – слаборазложенный торф, представленный моховым очесом (Т1), 3 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава, 4 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава с включениями растительного детрита (Т3), 5 – темно-бурый слаборазложенный древесный торф (Т4); II – криотекстуры: 6 – массивная, образованная поровым льдом-цементом, 7 – тонкошлировая: а) слоистая, б) слоистая с включениями ледяных линз.

В нижней ее части криогенная текстура преобразуется в слоистую тонкошлировую с редкими субгоризонтальными линзами льда, в которых отмечаются вертикальные тонкие столбики из пузырьков газа. Для нижней части торфяной толщи характерно наличие слоистой тонкошлировой криотекстуры, которая представлена в массе большим количеством мелких линз льда чечевидной формы длиной и шириной 0,8 и 0,5 см соответственно. Линзы (шлиры) льда четко выдержаны по простиранию. Криогенная текстура осложнена наличием относительно крупных линз льда. Для минеральной толщи отмечается сетчатая в верхней и неполносетчатая криогенные текстуры в нижней ее частях. Такая структура образована ледяными линзочками длиной 6-8 и толщиной 0,5 см. При этом их размеры истончаются к низу. В разрезе 212 наблюдается скопление относительно крупных ледяных линз, образующее «выпучивание» минеральной массы в торфяной горизонт. Крупные линзы содержат включения минерального грунта с хорошо различной ореховатой структурой почвенных отдельностей. В талом состоянии суглинков оплывает, поскольку его увлажнение выше полной влагоемкости. Подобные криогенные атакситовые текстуры зафиксированы во всех описанных разрезах, хотя их положение не всегда совпадает с зоной контакта с торфяной толщей.

В итоге можно отметить, что криогенные текстуры во всех исследованных разрезах

представлены четырьмя типами: массивным, сетчатым, неполно-сетчатым и атакситовым. Вместе с тем, сравнивая изменение льдистости пород, отмечается определенная приуроченность увеличенного льдообразования в нижней части древесного торфа и кровли

мерзлых суглинков, что, наряду с атакситовым типом льдообразования, дает основание предполагать и сегрегационный тип льдообразования (Попов, 1967; Попов, 1974).

3.2. Старопромышленный район угледобычи в Воркутинской тундре

Воркутинская тундра выделяется нами как часть южно-тундровых ландшафтов в пределах Воркутинского промышленного района. Зональный тип природных ландшафтов в пределах Воркутинской тундры – субарктические южнотундровые – в настоящее время в результате промышленного освоения группы Воркутских угольных месторождений полностью трансформирован (Исаченко, 1985). Кроме того, здесь проводились работы по сельскохозяйственному освоению тундры (Антонов, 1983; Биогеоценологические исследования на сеяных лугах... 1979; Хантемир, 1974).

Рельеф территории в пределах Воркутинского промышленного района образован полого-холмистой равниной с абсолютными отметками 15-240 м и осложнен чередованием речных долин и водораздельных увалов, простирающихся в юго-западном направлении с относительными превышениями 10-30 м (Ифанов, 1963).

По климатическому районированию территория относится к атлантико-арктической климатической области (Алисов, 1956) с преобладанием континентальных условий. Зимой высока повторяемость проникновения воздушных масс с Атлантики, а летом – из центральных районов Арктики. Средняя многолетняя годовая температура составляет -6.3°C (по ГМС «Воркута»), продолжительность безморозного периода – 53 дня. За год выпадает до 550 мм осадков, из которых 51% – летом. Устойчивый снежный покров сохраняется 210-230 дней. Распределение снега крайне неравномерно (от 10-20 см на плакорах и до 1.5 м в понижениях), что во многом обусловлено сильными ветрами. Так, его средняя скорость составляет 5.8, а зарегистрированная максимальная – 30 м/сек.

По геокриологическим условиям район относится к зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты. Средняя многолетняя температура мерзлых почво-грунтов -1.2°C . Величина сезоннооттаивающего слоя 0.7-1.5 м. Сезонное промерзание не смыкается с кровлей многолетнемерзлых пород (Гинзбург, Исаев, 1985).

В ландшафтной структуре Воркутинской тундры выделяются эрозионно-аккумулятивные равнины, представленные долинами р. Воркута и ее притоков Сырьяга, Нгаяцяга, Юньяга. Водоразделы заняты озерно-ледниковой песчанистой равниной. Восточная часть Воркутинской тундры образована ландшафтами холмисто-увалистых западных предгорий Урала, развивающихся на палеозойских дислоцированных породах, перекрытых моренными отложениями. На северо-востоке Воркутинской тундры, в пределах распространения элювиальных отложений, выделяются ландшафты элювиально-делювиальных равнин, отличительная черта которых – карстовые явления (Евдокимова, Кузнецова, 1996).

В растительном покрове распространены тундровые сообщества, характерные для южной подзоны Большеземельской тундры – на водоразделах преобладает ерниковая тундра (высота карликовой березки до 20 см) со слабо развитым травяно-кустарничковым ярусом. Из споровых доминируют зеленые мхи (Растительность..., 1980). В пределах речных долин развиты аллювиальные почвы, занятые крупно-кустарниковой разнотравной растительностью. Среди ерниковой тундры на крутых склонах береговых уступов встречаются островки травянистой тундры (тундровые луговины) со злаково-бобовым разнотравьем. Мохово-лишайниковый покров развит слабо.

В почвенном покрове плакорных участков господствующим типом являются торфянисто-поверхностно-глеевые почвы, развивающиеся на покровных суглинках. Почвы – легкосуглинистые, супесчаные дерново-аллювиальные (Забоева, 1975; Игнатенко, 1979). Почвообразующими породами в пределах исследованного района являются покровные суглинки, которые плащеобразно перекрывают рельефообразующие отложения от водоразделов до второй надпойменной террасы (Израилов, 1963).

3.2.1. Агроландшафты (сеяные луга)

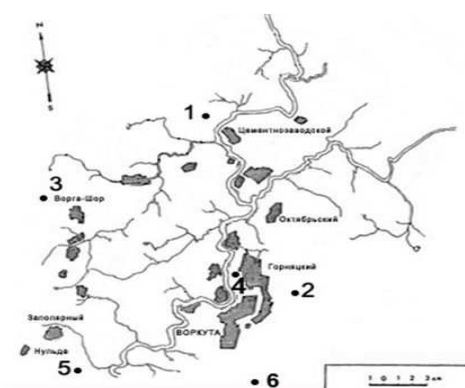


Рисунок. 3.4. Ключевые участки в Воркутинской тундре. Усл. обозн.: 1 – Цементозаводский, 2 – Мусюр, 3 – Прифермский, 4 – Горняк, 5 – Мульда, 6 – Юньяга.

Исследования проводились на ключевых участках (рис. 3.4). Особенности геохимической дифференциации техногенно преобразованных ландшафтов Воркутинской тундры изучали на ключевых участках 1, 5, 6, а специфику распределения микроэлементов в агротехногенных ландшафтах – *сеяных лугах* – на участках 2, 3, 4.

Геохимическая характеристика почвенного покрова. Нами исследованы особенности распределения микроэлементов в почвах целинных и освоенных участков тундры – *сеяных лугов*. Для их подготовки почва целинного участка подвергается многократному дискованию тракторной бороной в разных направлениях, глубина обработки верхнего слоя – до 15 см (Хантимер, 1974). Дальнейшее окультуривание почвы ведут путем минеральной подкормки сеяных трав. Эти агротехнические преобразования мало сказываются на геохимическом фоне – содержание ЭП в почвах целинных и освоенных тундр мало различается (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Статистические параметры целинной и освоенной поверхностно-глеевой почвы Воркутинской тундры, г/т

Элементы	Целинная тундра, n = 77				Освоенная тундра							
					Почвы под многолетними травами, n = 33				Почвы под однолетними травами, n = 48			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные литофилы												
Sr	13,1	27,8	59,9	0,1	24,0	31,6	56,0	0,1	27,1	31,6	42,2	0,1
Ba	131	100	215	0,2	74	100	117	0,2	74	100	177	0,2
II. Катионо- и анионогенные литофилы с постоянной валентностью												
Y	4,6	7,7	10	0,3	7,5	10	17	0,3	7,5	10	13	0,3
Ga	21,5	27,8	31,6	2,3	17,8	31,6	42,1	2,6	24,1	31,6	42,1	2,6
Sc	1	2,2	2,4	0,2	0,6	1	1,8	0,1	0,6	1	1,8	0,1
III. Катионо- и анионогенные литофилы с переменной валентностью												
Ti	2780	3590	4640	1,0	3160	4210	5620	1,1	2410	3160	5620	0,8
Zr	46,4	77,3	100	0,5	64,9	75	100	0,4	56,2	75	100	0,4
V	131	215	278	2,4	177	316	560	3,5	177	237	3160	2,6
Mo	0,2	0,5	1	0,3	0,2	0,6	1,0	0,4	0,3	0,6	0,7	0,4
Sn	2,2	2,8	4,2	1,0	2,4	3,2	4,2	1,1	1,8	3,2	5,6	1,1
IV. Типичные анионогенные литофилы												
P	770	1000	1480	1,5	1000	1770	2410	2,6	770	1000	1730	1,5
V. Металлы-сульфофилы												
Cu	21,5	27,8	32,0	0,9	23,7	30,6	36,1	1,0	24,1	31,6	560	1,0
Zn	27	46	100	1,1	56	75	100	1,7	56	75	100	1,7
Pb	7	10	21,5	0,8	7	10	17,8	0,8	7	10	17	0,8
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	100	215	278	0,3	133	316	560	0,4	100	177	316	0,2
Cr	77,3	100	177	1,7	86,6	100	133	1,7	77	100	133	1,7
Ni	10	21,5	27,8	0,6	15,4	31,7	42,1	0,9	11,5	17,8	31,6	0,5
Co	4,6	7,7	10	0,6	5,6	10	17	0,7	6,5	10	13	0,7

Вместе с тем, верхняя часть профиля освоенной почвы трансформируется в дерново-гумусовый слой. При этом дернина образуется только под многолетними травами. Расчет кларков концентрации показал, что для большинства ЭП он меньше единицы. Следовательно, в почвах целинных и освоенных тундр процессы выноса преобладают над аккумуляцией. При этом распределение ЭП в окультуренных почвах не аппроксимируется никаким известным типом распределения, но по геохимическим спектрам целинные и освоенные почвы оказываются сходными (рис. 3.5). Пред-

полагается, что главным фактором, обеспечивающим такое близкое распределение, является пылевое загрязнение, источник которого – работа ТЭЦ и цементного завода.

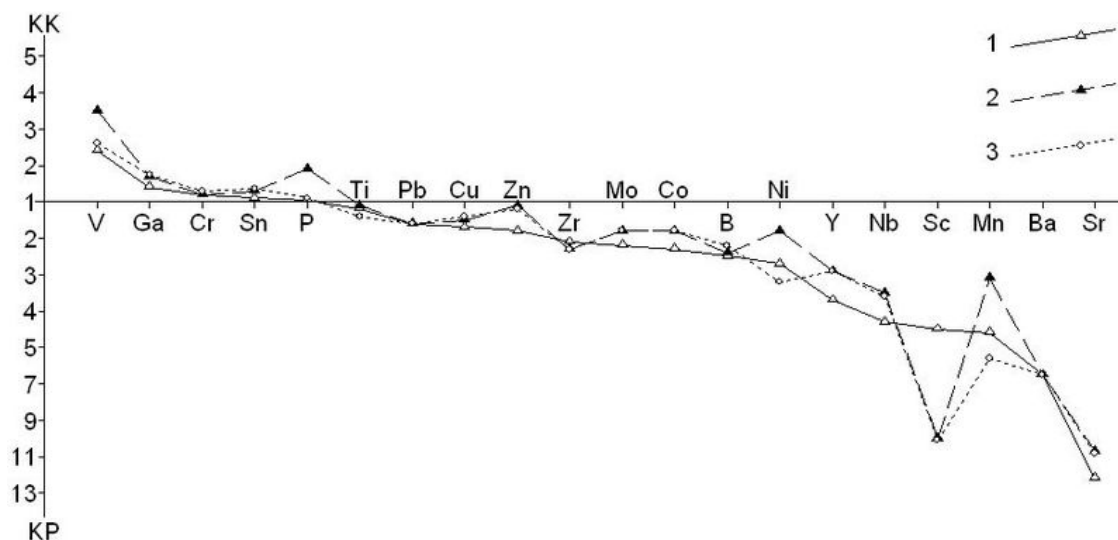


Рисунок. 3.5. Геохимические спектры распределения элементов в целинных (1) и освоенных почвах. Усл. обозн.: 1 – целинные почвы, 2 – освоенные почвы под многолетними и 3 – однолетними травами.

Наиболее активно в почвах целинной тундры накапливаются V, Ga, Cr. В освоенной тундре указанный спектр дополняется Zn и Sn, что, возможно, обусловлено активным развитием дернины (рис. 3.5), вследствие чего верхняя часть глеево-тиксотропного слоя преобразуется в гумусово-аккумулятивный горизонт за счет разложения растительных остатков, главным образом корневых.

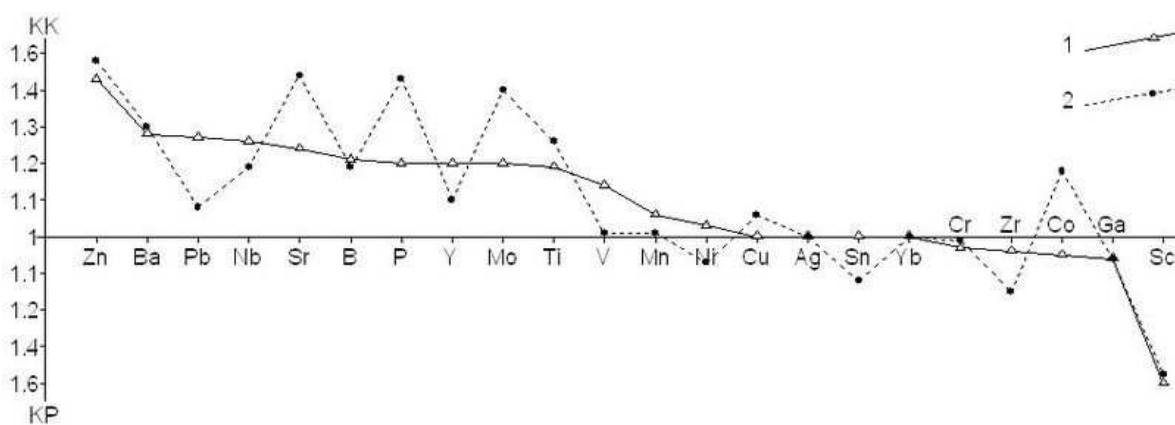


Рисунок. 3.6. Геохимические спектры распределения элементов в почвах под многолетними (1) и однолетними (2) травами. Расчет выполнен по отношению к местному кларку целинных почв (n=77).

Итак, в пределах Воркутинского промышленного района трансформация природного геохимического фона обусловлена влиянием техногенного подщелачивания, которое вызвано пылевыми выбросами цементного завода, и, возможно, зольными эмиссиями ТЭЦ. Их щелочная реакция вызывает смещение соотношения между катионами и анионами в сторону последних, но в почвах освоенных участков данный процесс развивается интенсивней (рис. 3.6).

3.3. Субарктические тундры Ямала в зоне газодобычи

Полуостров Ямал расположен на севере Западно-Сибирской равнины и вытянут вдоль меридиана 70°С в.д. на длину 750 км, ширина Ямала колеблется от 140 до 240 км.

Геохимические и геолого-структурные особенности территории. В структуре осадочной толщи выделяются плиоцен-плейстоценовый *ямальский комплекс*, залегающий с резким угловым несогласием на породах платформенного чехла. Комплекс сложен преимущественно песчано-глинисто-алевритовыми отложениями с включениями гальки, гравия и валунов. Формирование осадочной толщи ямальского комплекса обусловлено чередованием крупных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна в результате крупных колебаний уровня океана (Лазуков, 1970; Природа Ямала, 1995). В районе исследований отложения ямальского комплекса представлены *салехардской свитой* – сложным переслаиванием глинистых, суглинистых, супесчаных и песчаных горных пород с преобладанием суглинистых и глинистых тонкослоистых мореноподобных отложений в средней и нижней частях разреза. Верхняя часть разреза сильно опесчанена (Лазуков, 1970, Полуостров Ямал, 1975). Накопление отложений салехардской свиты шло в условиях максимальной трансгрессии Ямальского бассейна и характеризовалось сложной палеогеографической обстановкой. Свидетельство этого – чередование прослоев с конкрециями гидроксида железа (реже сидерита) и пирита (Чирва, 1963). Известно, что образование гидроксида железа идет в окислительных условиях, нередко с участием микроорганизмов (Кунце, 1986). В зоне окисления вмещающие породы окрашиваются в охристый цвет. Широкая встречаемость железистых конкреций в салехардской толще позволяет предполагать существование условий, благоприятных для образования геохимических аномалий элементов-примесей. Если гидроксид железа образуется в окислительных (палеопочвенных?) условиях, то пирит – в восстановительных, при наличии погребенного органического вещества и сульфата морской воды. В зоне восстановления железа породы темного цвета, что может объясняться не только дисперсной примесью органического вещества, но и наличием дисперсного пирита. Таким образом, условия образования отложений салехардской свиты характеризовались чередованием окислительного и восстановительного режимов. На салехардской свите залегают с размывом морские, прибрежно-морские верхнеплейстоценовые отложения *казанцевского горизонта*, которые являются рельефообразующими для четвертой террасы с абсолютными отметками поверхности 50-85 м (Природа Ямала, 1995). В средней части Ямала эта терраса занимает почти половину его территории (Герман, Кисляков, Рейни, 1963). В пределах района исследований казанцевские отложения имеют супесчано-суглинистый состав; содержание пылеватых и глинистых частиц может достигать 90%. Характерно наличие растительных остатков, образующих местами намывные торфяники (Лазуков, 1970, 1972), что считают одним из диагностических признаков казанцевских отложений (Полуостров Ямал, 1975).

Верхний плейстоцен-голоцен представлен покровными отложениями: супесями и суглинками, слабо облессованными, пористыми. В них встречаются слабозаложившиеся

остатки растительности, торф. Начало формирования покровных отложений связывают с временем освобождения территории из-под вод казанцевской трансгрессии (Полуостров Ямал, 1975). Нефтегазоносный комплекс Ямала терригенного состава и образован тремя ярусами коллекторов: ранне-среднеюрского, баррем-готеривского и апт-сеноманского, разделенных флюидоупорами (Нефтегазоносность..., 1986; Бирюков и др., 1989; Криосфера нефтегазоконденсатных..., 2006).

Для современного мезорельефа Ямала характерна унаследованность структур кровли олигоцен-четвертичного чехла (Архипов, Волкова, 1994; Грива, 2006). Существенным фактором, определяющим геолого-структурные особенности Ямала, являются высокоамплитудные разрывные нарушения и связанная с ней подвижность отдельных блоков фундамента (Леонов, 1993; Криосфера нефтегазоконденсатных ..., 2006). Сложные геодинамические условия и планируемые высокие темпы промышленного освоения газовых месторождений Ямала увеличивают риск возникновения аварийных ситуаций из-за возможных неравномерных просадок поверхности вследствие экстенсивного отбора газа (Грива, 2005,а; 2005,б). Опасные физико-геологические процессы и факторы их вызывающие приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5

Факторы геодинамического риска при разработке месторождений Ямала (по: Грива, 2006)

Группы факторов		Последствия воздействия на геологическую среду
Природные	Техногенные	
1. Унаследованность тектонических подвижек в современную эпоху. 2. Широкое распространение зон аномально высокого пластового давления. 3. Высокая плотность разноамплитудных тектонических нарушений во всех структурных этапах. 4. Аномалии теплового поля у подошвы мерзлой толщи. 5. Наличие разуплотненных зон с повышенной проницаемостью пород. 6. Повышенная эндогенная активность геодинамически нестабильных зон.	1. Неравномерное оседание земной поверхности при отборе газа. 2. Нарушение температурных условий. 3. Перераспределение полей давления. 4. Изменение напряженно-деформированного состояния горных пород.	1. Усиление современных вертикальных движений земной коры. 2. Возрастание наведенной техногенной сейсмической опасности. 3. Усиление нестационарности геотермического режима. 4. Миграция и метаморфизм криопегов. 5. Повышенная дегазация недр. 6. Деградация подземных льдов. 7. Затопление морскими водами низких геоморфологических уровней. 8. Изменение общего базиса эрозии территории и активизации экзогенных физико-геологических процессов.

Рельеф. На территории современного Ямала рельефообразующими являются плейстоценовые отложения морского генезиса, что обусловило относительную молодость ландшафтов (Полуостров Ямал, 1975; Шполянская, 1999; Розенбаум, Шполянская, 2000; Криосфера нефтегазоконденсатных ..., 2006). Полуостров Ямал, окруженный широкой материковой отмелью Карского моря, сложен преимущественно морскими песками и глинами

и является возвышенным участком погруженной в море равнины с абсолютной высотой 70 м над уровнем моря. Полуостров расположен в зоне многолетней мерзлоты. Мощность слоя сезонного протаивания колеблется от 0.2 м на севере и до 2.0 м – на юге (Лазуков, 1970; Полуостров Ямал, 1975; Природа Ямала, 1995). Для Среднего Ямала установлена определенная зависимость строения поверхности от наличия пластовых льдов (Пармузин, Суходольский, 1982).

Климат. Территория Ямала относится к западно-арктическому климатическому району. Климат суровый: лето короткое и прохладное, зима долгая (до 9,5 месяцев) и малоснежная с частыми метелями (до 140 дней в году). Снежный покров сохраняется в среднем 250 дней в году. Средняя скорость ветра 7 м/сек, при метелях может увеличиваться до 15. Для Ямала характерны большие объемы снеготранспорта ($> 1500 \text{ м}^3/\text{м}$) (Криосфера нефтегазоконденсатных..., 2006). Средняя годовая температура от -7.1 на юге (г. Салехард) до -11.4°C на севере (пос. Тамбей). Общее количество годовых осадков составляет от 230 мм на северной половине Ямала, что сопоставимо с полупустынными зонами (Орлова, 1962), до 400 мм на юге полуострова. Большая часть осадков выпадает в теплое время года.

Природные воды. В гидрологическом режиме Ямала преобладает поверхностный сток (Природа Ямала, 1995). Реки – равнинного типа с малой скоростью, сильно меандрируют, долины широкие и сильно заозеренные. Озера, как правило, термокарстового происхождения. Возможно образование экзотических котловинных озер – в воронках метановых выбросов.¹⁴ Природные воды в основном гидрокарбонатного класса (74%), реже – гидрокарбонатно-хлоридного (16 %) и хлоридного (10%). По водородному показателю поверхностные воды, как правило, имеют нейтральную реакцию ($\text{pH}=6.5\text{--}7.5$), реже слабокислую ($\text{pH } 5.0\text{--}6.5$) (Природа Ямала, 1995). Воды ультрапресные с малой минерализацией. Растворенное органическое вещество (РОВ) речных вод представлено гумусовыми соединениями, содержащими обычно протеиновые вещества, а в почвенных растворах – гуминовыми кислотами (гуминовой и ульминовой) и фульвокислотами (креновой и алопреновой) (Кусковский, 2003). Низкие значения pH почвенных растворов и активный поверхностный сток надмерзлотной верховодки обеспечивают активную миграцию РОВ в ландшафтах. Для поверхностных вод Ямала, наряду с этим, отмечается высокое (относительно ПДК) региональное содержание железа, алюминия, марганца (Кириллов и др., 2006). Для постоянных водотоков (р.Морды-Яха) характерен гидрокарбонатно-хлоридно-магниево-натриевый состав (табл. 3.6). Пробы из мочажин и полос (обр. 8, 12), открывающихся по тальвегу оврагов в пойму, отличаются увеличением доли сульфатов, гидрокарбонатов, натрия и калия, органического вещества и общего железа. Реки имеют очень малый уклон и медленное течение. При приливах в р.Морды-Яха возникает противотечение, при этом на поверхности воды образуются шапки пены. Химический состав пены (обр. 1) сильно отличается от химического состава речной воды: преобладают «морские» ионы Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , резко увели-

¹⁴ Интернет-ресурс: http://www.gazeta.ru/science/2014/07/20_a_6119897.shtml

чено содержание Fe, Ca и растворенного органического вещества (РОВ). Воды из слабых становятся слабощелочными. Отсутствуют сульфатные, хлоридные и гидрокарбонатные ионы. Высокое содержание ионных форм железа коррелирует с концентрацией РОВ, что дает основание считать, что железо в пене находится исключительно в составе органоминеральных комплексов.

Таблица 3.6

Гидрохимическая характеристика природных вод
в пределах субарктических тундр Ямала, мг/л

Номер образца и место отбора пробы	Гидрохимические параметры*						
	1	2	3	4	5	6	7
Поверхностные воды							
1. В прибрежной части водотока, пена, снятая с поверхности воды (р. Морды-Яха).	–	3218.0	1032.0	635.0	–	6853.1	7.05
2. Из водотока в овраге.	9636.3	152.0	32.0	151.0	–	983.4	5.95
3. Из ручья.	1740.0	100.0	2.1	1.63	7.4	804.0	6.45
4. Река Морды-Яха.	45.2	65.0	35.0	1.85	4.6	15.84	6.35
5. Почвенная верховодка из разреза 600, в районе тригопункта 46.3 м.	85.49	1007.0	858.0	0.48	6.4	35.83	7.50
Мерзлотная верховодка в зоне склоновых обрушений							
6. Первая ступень вклинивания мерзлотной верховодки (тригопункт 46.3 м).	240.99	7118.0	6308.0	–	44.0	578.0	7.05
7. Вторая ступень выклинивания мерзлотной верховодки на 8 м ниже отм. тригопункта 46.3 м.	100.0	8795.0	7353.6	–	47.9	697.6	7.40
8. Мочажина в нижней части склона холма.	23.9	156.0	2.2	1.06	8.0	29.0	7.80
9. Мерзлотная верховодка из почвенного разреза Я-308.	1074.0	473.0	354.0	–	129.9	864.0	6.90
10. Из мочажины, образовавшейся в результате подпруживания стока мерзлотной верховодки.	504.2	3538.0	3017.0	150.5	42.5	518.2	7.20
11. Из мочажины, образовавшейся в результате подпруживания стока мерзлотной верховодки.	532.4	4179.0	3789.0	–	27.8	538.2	7.65
12. Из полосы стока в пойме реки Морды-Яха.	3467.0	1996.0	1528.0	92.0	42.5	491.7	7.50

*Гидрохимические параметры: 1 – взвешенные вещества, 2 – сухой остаток, 3 – прокаленный остаток, 4 – БПК₅ (О₂мг/л), 5, 6 – перманганатная и бихроматная окисляемость, 7 – pH.

В тыльной части солифлюкционных террас и склоновых обрушений формируются поверхностные воды – за счет подпруживания стока мерзлотной верховодки и вод, образующихся при вытаивании ископаемых льдов. Преобладание среди катионов Mg²⁺ в этой

группе вод свидетельствует о его активном выщелачивании из вмещающих морских казанцевских отложений. Воды данного типа (см. обр. 6, 10, 11 – табл. 3.6) слабо соленые (3–6 мг/дм³), преимущественно сульфатно-хлоридно-калиево-натриевые с высоким содержанием карбонатов. В целом, верховодка в зоне склоновых обрушений имеет слабощелочную реакцию, отличается высокой минерализацией и содержит трудноокисляемое органическое вещество. Очевидно, что в формировании этих вод принимают участие легкорастворимые соли, которые в результате вертикальной миграции концентрируются в сезонноталом слое. Воды из мочажин в основном гидрокарбонатно-натриево-калиевые с щелочной реакцией. По кислотности воды близки к нейтральным и слабощелочным. Соотношение перманганатной и бихроматной окисляемости, а также значений БПК₅ и бихроматной окисляемости показывает наличие трудноокисляемого органического вещества.

Таблица 3.7

Ионный состав природных вод в пределах субарктических тундр Ямала, мг/л

Место отбора пробы	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Поверхностные воды									
1. Пена в прибрежной части водотока, р.Морды-Яха.	13.25	7.5	20.64	24.32	1.09	20.2	–	–	–
2. Из водотока в овраге.	8.25	1.5	2.00	10.94	0.057	2.17	46.8	39.57	5.76
3. Из ручья.	8.0	0.5	4.01	4.86	0.004	1.000	36.6	19.45	5.76
4. Река Морды-Яха.	5.85	1.0	–	9.73	0.007	0.267	24.4	22.36	3.84
5. Почвенная верховодка из разреза 600, в районе тригопункта 46.3 м.	47.05	0.75	6.01	14.59	0.007	0.192	14.64	95.03	7.68
Мерзлотная верховодка в зоне склоновых обрушений									
6. Первая ступень выклинивания мерзлотной верховодки (тригопункт 46.3 м).	1625.0	60.0	379.3	92.18	–	0.173	273.3	2236.0	1113.6
7. Вторая ступень выклинивания мерзлотной верховодки на 8 м ниже тригопункта 46.3.	2032.5	55.75	5.82	3.62	0.005	0.328	549.0	3595.2	396.0
8. Мочажина в нижней части склона холма .	12.2	2.15	24.01	4.86	0.003	0.431	51.24	13.64	3.84
9. Мерзлотная верховодка из почвенного разреза Я-308.	5.0	1.5	–	12.16	0.74	1.8	17.08	4.472	13.44
10. Из мочажины, образовавшейся в результате подпруживания стока мерзлотной верховодки.	975.0	18.05	70.14	105.7	0.058	0.104	231.8	11.18	99.84
11. Из мочажины, образовавшейся в результате подпруживания стока мерзлотной верховодки.	1187.5	25.75	40.08	121.6	0.029	0.055	441.6	60.37	124.8
12. Из полосы стока в пойме р.Морды-Яха.	167.5	88.8	16.03	14.59	0.33	7.95	396.5	153.7	96.0

*Гидрохимический анализ выполнен Ю.Г.Смирновым (Институт экологии, растений и животных УрО РАН).

В ионном составе вод (табл. 3.7) Fe³⁺ преобладает над Fe²⁺. В составе надмерзлотных вод появляются, нередко в большом количестве, сульфаты и хлориды. Слабая корреляция между

гидрокарбонат-ионом и катионами кальция и магния и относительно устойчивые положительные связи между минерализацией, хлорид-ионом, магнием, натрием, сульфат-ионом дают основание говорить о наличии остаточной засоленности рельефообразующих рыхлых отложений, история образования которых связана с морскими трансгрессиями ледовых бассейнов, имевшими место в плиоцен-плейстоценовое время (Полуостров Ямал, 1975). Для мерзлотной верховодки, открывающейся в пойме малых водотоков и краевой части временных стоков в оврагах, характерно повышенное содержание железа и органики (величина окисляемости достигает 90-150 мг O_2 /л). Это может свидетельствовать о нахождении железа в составе органоминеральных комплексов. Из результатов гидрохимического анализа следует, что содержание железа в мерзлотной верховодке варьирует в широких пределах: от 0.05 до 7.95 (табл. 3.7) при средних содержаниях 0.77 мг/л, что близко к мировым данным (0.7 мг/л) (Алекин, 1970). Водораздельные озерно-болотные комплексы Ямала являются местом смешения надмерзлотных вод с атмосферными осадками. Геохимические особенности этого типа вод обусловлены слабым водообменом и постоянным контактом с органическим веществом торфяников. В то же время содержание железа в водах водораздельных ландшафтов относительно невелико – не превышает 0.05–0.4 мг/л.

Почвы. Выделяются почвы свободного и затрудненного дренажа (Таргульян, 1971). Первая группа развивается на неслоистых песчано-щебнистых отложениях с отсутствием в профиле льдистой мерзлоты (подбуры и подзолы Al-Fe-гумусовые). Вторая формируется на глинах, суглинках; нередко в качестве почвообразующих выступают слоистые супесчано-суглинистые отложения (Природа, Ямала, 1995). Для данного типа почв характерно избыточное увлажнение, наличие мерзлотного водоупора формирует водный режим криогенного типа.

Растительность. Растительный покров Ямала в значительной степени дифференцирован в широтном направлении, что связано с градиентным изменением климатических характеристик. С широтными градиентами климатических показателей коррелируют первичная продуктивность, флористическое разнообразие, временная и пространственная динамика популяций в различных экосистемах. Для Ямала характерен постепенный переход от арктических тундр на севере к типичным мохово-лишайниковым субарктическим тундрам в центральной части полуострова, которые на юге сменяются кустарниковыми тундрами (Андрейкина, 1990; Природа Ямала, 1995). Растительный покров часто представлен комбинацией разных типов тундр, болот, луговин. Растения Ямала низкорослы, часто стелющейся или подушкообразной формы, образуют куртины или пятна. На водоразделах развиваются преимущественно лишайниковые и моховые тундры, а в речных долинах – осоковые болота, которые на дренированных участках надпойменных террас сменяются лугоподобными растительными сообществами (тундровыми луговинами).

3.3.1. Геохимическая дифференциация ландшафтов

3.3.1.1. Западно-Ямальская низинная северная тундра

Эколого-геохимическое изучение равнинных тундр Ямала на ключевых участках, прилегающих к территории Бованенковского газоконденсатного месторождения, и вдоль железной дороги «Обская – Паюта – Бованенково» проводили в течение трех полевых сезонов. *Полевой сезон 1990 г.* включал ландшафтно-геохимические исследования, связанные с организацией комплексного фоновых профиля экологического мониторинга в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (бассейн р. Морды-Яха). Изучался характер проявления эпигенетических процессов в почве и рыхлых отложениях и связанных с ними геохимических барьеров. Например, кислородный барьер определялся по эпигенетическому ожелезнению (охристо-бурое прокрашивание почвы, коллоиды гидроксидов железа в зоне разгрузки мерзлотной верховодки). Геохимическое опробование почвенно-растительного покрова производилось как по линии ландшафтно-геохимических профилей, так и по сети опорных точек. Кроме почв исследовались коллоидные пленки и натеки гидроксидов железа в местах разгрузки мерзлотной верховодки. При обработке первичной информации использовались геохимические показатели, приведенные в работе И. А. Авессаломовой (1987). *Полевой сезон 1991 г.* включал исследования на ключевых участках в районе проектируемой трассы Паюта-Новый порт. Мы пытались выявить диагностические признаки, характеризующие изменение природной среды при строительстве железной дороги. *Полевой сезон 1992 г.* включал ландшафтно-геохимические исследования на ключевых участках по трассе Обская-Паюта. Изучались особенности проявления эпигенетических процессов (барьерообразующих факторов) и связанных с ними геохимических барьеров в почве и рыхлых отложениях по линиям ландшафтно-геохимических профилей. Описывали растительность, визуально определяли зоны разгрузки мерзлотной верховодки, отбирали пробы почв, растительности, торфа и коллоидные образования гидроксидов железа. Измеряли глубину оттаивания сезонно-талого слоя в ландшафтах с различной степенью увлажненности.

По физико-географическому районированию (Природа Ямала, 1995) исследованная территория относится к трем подзонам субарктических тундр: Западно-Ямальская низинная северная, Центрально-Ямальская средняя и южная субарктические тундры (рис. 3.7). В геологическом строении района участвуют морские и прибрежно-морские средне-верхнечетвертичные отложения казанцевской свиты. Современные отложения представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями, которые в прибрежной зоне сменяются морскими осадками с повышенным содержанием легкорастворимых солей (пылеватые пески и суглинки содержат от 0.15 до 1.0 % солей, суглинки и глины – от 0.2 до 1.5). Мощность указанных отложений 50-100 м (Полуостров Ямал, 1975). Мерзлые почво-грунты характеризуются преобладанием переслаивающихся песчано-супесчаных пылеватых отложений, подстилаемых глинами. Рельеф территории – террасированная поверхность, в которой выделяют

четыре гипсометрических уровня. Абсолютные отметки поверхности находятся в интервале 10-80 м. Террасы сильно осложнены овражной сетью (Лазуков, 1970; Природа Ямала, 1995). Криотекстуры многолетнемерзлых почво-грунтов, представленных песчано-суглинистыми разностями, слоистые и сетчатые. Средняя многолетняя температура мерзлых грунтов составляет – 4...– 6°C. Глубина сезонного оттаивания в суглинках, супеси, песках и торфе лежит в интервале 50-70, 60-90, 100-140, 20-60 см соответственно (Полуостров Ямал, 1975).

В пределах Западно-Ямальской низинной тундры широко развиты мерзлотный крип и солифлюкция, сопровождающиеся оползневыми и термоэрозионными процессами. Повсеместно развиты термокарст и термоабразия берегов озер. На казанцевских отложениях формируются озерные ландшафты низких и плоских позднечетвертичных морских террас. Растительность низинных северных субарктических тундр представлена сообществами, состав которых обусловлен различиями в дренированности территории, разницей экспозиции склонов, высотой снежного покрова. Почвенный покров низинных тундр в основном представлен криоземами, алювиземами, на водоразделах нередко развиваются оподзоленные криоземы (Дедков, Гафуров, 1995; Дедков, 1995). Почвы северных субарктических тундр относительно обогащены такими ЭП, чья растворимость в тундровых почвах ограничена (Y, Ga, Sc, Sn, Mo, Zr, Nb) (табл. 3.8). Вместе с тем, накопление в почвах Pb, Sr вызвано, возможно, их относительно высоким содержанием в почвообразующих породах.

Геохимическая дифференциация низинных тундр. На этой низинной субарктической территории выделяются два геоморфологических района. *Первый* – это низкие, плоские позднечетвертичные морские террасы с множеством озер. На территории много озер: в пределах долины р. Морды-Яха озерность составляет 15-20 %. Почвообразующими породами являются морские отложения третьей террасы, с размывом залегающие на казанцевских отложениях и представленные песками, супесями и суглинками. Песок пылеватый, часто оторфованный (Полуостров Ямал..., 1975). Зональным типом почв данного региона являются *криоземы глеевые* (Природа Ямала, 1995), которые, как правило, занимают водораздельные участки и отличаются хорошим дренажем. Почвы обогащены почв такими ЭП, чья растворимость в тундровых почвах ограничена, а именно Zr, Nb, Sn, Mo, Sr. Между тем, относительно высокие содержания P, Zn, Sr дают основание предположить, что почвы казанцевских низких морских равнин подщелочены.

Второй район характеризуется развитием разновысоких в значительной степени расчлененных средне- и позднечетвертичных равнин. Ландшафты занимают центральную часть полуострова. Почвообразующие породы представлены отложениями казанцевской и салехардской свит. На водораздельных участках распространенным типом почв являются торфяные и торфянистые глеевые криоземы, торфоземы. По мощности торфяного горизонта последние делятся на маломощные, среднемощные и мощные с толщиной торфяного горизонта, соответственно, до 30, 30-50 и более 50 см (Природа, Ямала, 1995, с. 119). От-

дельно выделяются торфоземы на реликтовых разрушающихся торфяниках, для которых характерно наличие погребенного торфяного горизонта. В почвах ландшафтов приподнятых равнин отмечаются относительно высокие кларки концентрации¹⁵ для Sc, Zr, Sn, Nb, Mo (табл. 3.8).

Таблица 3.8

Статистические параметры распределения элементов-примесей в ландшафтах северных субарктических тундр, г/т

Элементы	Ландшафты низких морских тер- рас, n = 89				Ландшафты приподнятых рав- нин, n= 67			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы								
Sr	130	180	240	0,6	180	240	320	0,8
Ba	320	360	560	0,8	240	490	560	1,2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью								
Y	31	42	56	1,4	21	32	35	1,1
Sc	10	13	18	1,3	17	21	42	2,1
Ga	10	20	30	1,6	10	13	18	1,1
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью								
Ti	1300	1800	2400	0,4	1780	2370	4210	0,6
Zr	237	421	562	2,4	316	421	1000	2,4
V	42	56	99	0,6	42	56	177	0,6
Nb	32	56	65	7,3	56	75	99	9,8
Sn	10	13	17	4,4	13	17	24	5,8
Mo	1,7	4,8	5,6	3,2	1,7	3,2	5,6	2,1
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы								
P	1400	1700	1900	2,5	1700	2200	4800	3,2
V. Металлы-сульфофилы								
Zn	100	126	177	2,9	100	150	270	3,4
Cu	17	32	42	1,0	17	24	56	0,7
Pb	13	18	42	1,5	13	15	42	1,2
VI. Металлы-сидерофилы								
Mn	420	562	750	0,6	320	630	750	0,7
Co	13	17	24	1,2	13	17	32	1,2
Ni	18	24	32	0,6	18	32	42	0,8
Cr	100	130	180	2,2	13	17	32	0,2

¹⁵ Здесь и далее в аналогичных таблицах расчет кларков концентраций ЭП в ландшафтах выполнен по отношению к региональному геохимическому фону (местному кларку).

3.3.1.2. Центральнo-Ямальская средняя субарктическая тундра

Внешне средние возвышенные субарктические тундры Центрального Ямала мало отличаются от северных. Вместе с тем, в границах провинции они имеют и некоторые геоморфологические особенности, и здесь выделяются три типа территорий: 1) средне-позднечетвертичные низкие плоские морские террасы и равнины, 2) ледниковые водно-ледниковые равнины, 3) постледниковые озерные равнины. В их геологическом строении участвуют средне-четвертичные ледниковые и ледниково-морские отложения салехардской свиты, а также более молодые отложения ледникового и водно-ледникового генезиса. Современные отложения представлены аллювиальными осадками (Лазуков, 1970). Среди мерзлых почво-грунтов преобладают глинисто-суглинистые и песчано-супесчаные разности с незначительными включениями обломочного материала. Средняя многолетняя температура мерзлых почво-грунтов составляет $-4...-6^{\circ}\text{C}$. Мощность сезонно-оттаивающего слоя (СТС) в суглинистых почвах достигает 70-90, в супесчаных, песчаных и торфяных – 80-100, 120-160, 30-60 см соответственно (Полуостров Ямал, 1975). В рельефе территории отчетливо отмечаются полого-холмистые грядовые образования с пологими склонами, поверхность которых часто осложнена полосами стока (Природа Ямала, 1995). Выделяются ландшафты морских террас и приподнятых ледниковых и водно-ледниковых равнин, различающихся степенью расчлененности, и ландшафты постледниковых озерных равнин.

Ландшафты морских террас. Подстилающие породы представлены в основном казанцевскими отложениями, в почвенном покрове преобладают криоземы глеевые; в зависимости от мощности органического горизонта среди них различают оторфованные, торфянистые, торфяные, дерновые. На участках с активным промывным режимом развиваются подзолистые почвы. Растительный покров представлен ерничково-кустарничково-моховыми бугорковатыми тундрами и плоскобугристыми болотами. Исследованный участок расположен в пределах среднечетвертичных морских отложений ямальской свиты и современных делювиально-солифлюкционных осадков. Это слабохолмистая местность с широким развитием озерно-болотных отложений. Долины водотоков и озерные котловины хорошо выражены. В зонах разгрузки мерзлотной верховодки часто наблюдаются большие охристые пятна гидроксидов железа, площадью до первых десятков квадратных метров. На вершинах холмов, грив и возвышенностей часто отмечаются ветровые раздувы; почвы представлены подзолами. В почвах ландшафтов морских террас накапливаются Ga и P (табл. 3.9). Возможно, что накопление Ga обусловлено относительно высоким содержанием ЭП в подстилающих породах, тогда как P – биогенным накоплением. Повышенные содержания Pb, фиксируемые на ключевых участках, прилегающих к строящейся железной дороге, очевидно, имеют техногенную природу. Содержание других ЭП ниже фона, что, возможно, обусловлено их низким содержанием в почвообразующих породах.

Ледниковые водно-ледниковые равнины. Это район развития преимущественно высоких в различной степени расчлененных средне- и верхнечетвертичных морских террас и равнин. Ха-

рактерен полого холмистый рельеф с отметками 50-70 м. Здесь также широко развиты морские верхнеплейстоценовые отложения казанцевской свиты, являющиеся почвообразующими породами.

Таблица 3.9

Статистические параметры распределения элементов-примесей в почвах ландшафтов средних возвышенных субарктических тундр, г/т

Элементы	Ландшафты морских террас и равнин, n = 32				Ландшафты ледниковых и водно-ледниковых равнин, n = 78				Ландшафты постледниковых озерных равнин, n = 39			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы												
Sr	32	38	42	0,1	42	46	56	0,1	42	47	56	0,1
Ba	100	130	180	0,3	100	130	180	0,3	100	110	180	0,2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью												
Y	5,6	6,6	10	0,2	5,6	6,6	7,5	0,2	5,6	7,5	10	0,2
Sc	1,3	1,7	4,2	0,2	1,7	2,2	3,2	0,2	3	3,1	3,2	0,3
Ga	13	18	20	1,5	7	8	10	0,6	6	10	13	0,8
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью												
Ti	2200	3200	4200	0,8	1800	3200	4200	0,8	3160	3400	4200	0,9
Zr	13	18	32	0,1	56	75	99	0,4	56	60	75	0,3
V	54	65	99	0,7	54	75	99	0,8	99	110	130	1,2
Nb	5,6	7,5	9,9	1,0	5,6	6,6	7,5	0,8	3,2	4,2	5,6	0,5
Sn	1,7	2,2	3,2	0,7	1	1,7	3,2	0,5	1,7	3,2	4,2	1,1
Mo	0,3	0,5	0,6	0,3	0,3	0,6	0,7	0,3	0,6	0,7	0,9	0,5
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы												
P	1000	1300	1700	1,9	900	1100	1300	1,6	1000	1300	1700	1,9
V. Металлы-сульфофилы												
Zn	32	42	99	0,9	18	42	56	0,9	42	75	100	1,7
Cu	7	10	32	0,3	7	13	18	0,4	18	32	42	1,0
Pb	13	15	18	1,2	13	15	18	1,2	10	15	18	1,2
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	178	238	562	0,2	130	180	560	0,2	316	420	750	0,5
Co	6	7	13	0,5	5	7	10	0,5	75	99	133	7,0
Ni	6	10	17	0,2	6	9	13	0,2	13	18	32	0,4
Cr	6	7	13	0,1	5	7	10	0,1	75	99	133	1,7

В почвенном покрове преобладают криоземы глеевые; растительный покров сформирован ерниками травяно-моховыми, ерниковыми кустарничково-мохово-лишайниковыми бугорковатыми тундрами. На дренированных склонах отмечаются заросли ольховника, долины ручьев и края озерных котловин заняты густым ивняком. Среди почв широко представлены криоземы торфянистые оглеенные, частично тиксотропные, преимущественно супесчано-песчаные. В поч-

вах зафиксировано увеличенное содержание Р (табл. 3.9.), что может быть связано с торфообразованием. Накопление остальных ЭП выражено слабо и, вероятно, отражает их низкие содержания в подстиляющих породах.

Последниковые озерные равнины. Территория характеризуется широким развитием озерно-болотных ландшафтов с плоским рельефом и слабой расчлененностью. В почвенном покрове доминируют болотные почвы – торфоземы и торфокриоземы, в растительном покрове господствуют болотные ценозы. Широко распространены валиково-полигональные и травяно-моховые болота, нередко низинные осоковые болота (Природа Ямала, 1995), в болотных почвах которых отмечаются аномальные содержания V, Р, Zn, Pb, Co, Cr (табл. 3.9). Высокая заболоченность и развитие процессов торфообразования обусловили относительно активное накопление данных ЭП в торфоземах.

3.3.1.3. Центральнo-Ямальская южная субарктическая тундра

Район расположен в южной части п-ова Ямал. Его подпочвенный субстрат сложен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями позднечетвертичного возраста. Современные отложения представлены делювиальными и элювиальными фациями. Рыхлые отложения подстилается коренными изверженными породами палеозоя – слабовыветрелыми трещиноватыми порфиритами и габбро-диабазам (Лазуков, 1970; Нефтегазоносность..., 1986). Верхняя часть почвогрунтов сложена суглинистой толщей небольшой мощности (до одного метра), иногда с включениями прослоев супеси, гравия и гальки. Мощность СТС в суглинках 60-90, в торфяных почвах – 30-60 см (Полуостров Ямал, 1975). В пределах провинции возвышенные южные тундры Центрального Ямала геоморфологически выделяются три района: 1) высокие холмистые слаборассеченные ледниковые и водно-ледниковые равнины, 2) денудационно-аккумулятивные наклонные равнины, 3) ландшафты денудационного низкогорья.

Высокие холмистые слаборассеченные ледниковые и водно-ледниковые равнины. Территория прилегает к денудационному низкогорью и сложена палеозойскими отложениями, перекрытыми маломощным чехлом рыхлых ледниковых отложений. Почвообразующие породы в основном представлены базальтоидами. Современные осадки состоят из аллювиальных, болотных и элювиально-делювиальных отложений супесчано-суглинистого, реже глинистого состава. В почвенном покрове преобладают глеевые криоземы, для которых характерно, что содержание большинства ЭП не превышает геохимического фона (табл. 10). Исключением являются Cr, Co, P, Pb. Предполагается, что аномалии перечисленных ЭП связаны с их повышенным содержанием в почвообразующих породах.

Ландшафты денудационно-аккумулятивных наклонных равнин. Такие ландшафты расположены на крайнем юго-западе Ямала и представлены каменистой тундрой. Рельеф здесь высокий, холмистый, слаборассеченный. Склоны имеют хорошо выраженный линейный рисунок полос стока. Хорошо развита сеть ручьев, много мелких озер. Нижняя часть склонов и подножье, как правило, заболочены. Почвы преимущественно суглинистые, реже супесчаные с примесью гравия и гальки, подстилаемые обломочными грунтами. Часто встречаются глыбо-

вый, щебнистый и дресвяный грунты с супесчано-суглинистым заполнением. В почвенном покрове преобладают подбуры и подзолы. Почвы представлены суглинистыми и супесчано-песчаными разностями, в местах выхода кристаллических пород – суглинистым делювием основных пород (Полуостров Ямал, 1975). В почвах ландшафтов денудационных наклонных равнин отмечается относительно высокое содержание Sn, V, P, Cu, Pb, Co, Ni, Cr (табл. 10). Возможно, это обусловлено значительным содержанием минеральных форм данных ЭП в почвообразующих породах и низкой растворимостью их соединений в условиях тундры.

Таблица 3.10

Статистические параметры распределения элементов-примесей в почвах
ландшафтов южных возвышенных субарктических тундр, г/т

Элементы	Ландшафты высоких холмистых водно-ледниковых равнин, n = 46				Ландшафты денудационно-аккумулятивных наклонных равнин, n = 81				Ландшафты денудационного низкогорья, n = 102			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы												
Sr	32	42	56	0,2	18	32	42	0,1	13	20	56	0,1
Ba	100	200	300	0,5	56	81	100	0,2	42	86	100	0,2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью												
Y	5,6	6,1	7,5	0,2	5,6	7,5	9,9	0,3	5,6	7,5	9,9	0,2
Sc	1,7	2,2	3,2	0,2	2,4	3,2	4,2	0,3	1,7	3,2	4,2	0,3
Ga	5	7	10	0,5	7	10	18	0,8	10	20	30	1,7
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью												
Ti	1800	2400	3200	0,6	1000	2200	3200	0,5	750	1000	3200	0,3
Zr	56	64	75	0,4	32	56	75	0,3	32	42	75	0,3
V	56	75	99	0,8	75	120	170	1,3	75	94	170	1,0
Nb	3,2	4,2	5,6	0,5	3,2	4,6	5,6	0,6	3,2	4	5,6	0,5
Sn	1,7	2,6	3,2	0,9	3,2	4,2	5,6	1,4	2,4	3,2	4,2	1,1
Mo	0,56	0,67	0,75	0,5	0,56	0,75	0,99	0,5	0,56	0,75	0,99	0,5
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы												
P	800	900	1100	1,3	320	1000	1700	1,4	320	860	1700	1,3
V. Металлы-сульфофилы												
Zn	32	42	56	0,9	32	42	100	0,9	32	49	90	1,1
Cu	13	18	32	0,5	24	57	100	1,8	13	24	57	0,8
Pb	13	16	18	1,3	10	16	18	1,3	10	13	18	1,1
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	130	190	420	0,2	180	560	750	0,7	316	240	560	0,3
Co	56	78	99	5,5	99	133	420	8,1	56	99	320	7,1
Ni	7	12	13	0,3	32	99	320	2,6	10	18	42	0,5
Cr	56	78	99	1,3	99	320	420	5,5	56	99	320	1,7

Ландшафты денудационного низкогорья. На границе Южного Ямала и предгорий Полярного Урала (северо-восточное Предуралье) преобладает крупно-грядовый, холмисто-грядовый, местами низкогорный рельеф. На вершинах холмов и гряд – скальные выходы и каменные россыпи. Абсолютные отметки – 150-200 м. Большая часть территории покрыта плащом ледниковых и водно-ледниковых отложений позднечетвертичного возраста (не более 20 м) и современными отложениями мощностью до 5 м. Субстрат почв обычно представлен суглинками, реже супесями с гравием и галькой, подстилаемыми изверженными породами палеозоя – слабо-выветрелыми трещиноватыми порфиритами и габбро-диабазам. Отмечаются криогенное выветривание, морозная дифференциация, на склонах – медленная солифлюкция. В нижних частях склонов, сложенных элювием-делювием, нередко развиваются термокарстовые процессы.

Растительный покров на ненарушенных участках представлен каменистой тундрой, но на склонах отмечаются полосы стока, заполненные суглинистым делювием. Они хорошо дешифруются на аэрофотоснимках по темным полосам линейных зарослей карликовой березки высотой не более 15 см. Почвы маломощные и обогащены Ga, Co, Cr, что, возможно, обусловлено относительно высоким их содержанием в почвообразующих породах (табл. 3.10). Растительный покров разомкнут. На склонах ольшаниками с ерниково-мохово-лишайниковым листовичным редколесьем, в нижних частях часто заболоченные.

3.4. Региональная геохимия элементов

3.4.1. Оценка геохимического фона

Понятие о геохимическом фоне тесно связано с явлением рассеяния химических элементов в земной коре, которое было открыто и описано В. И. Вернадским (Вернадский, 1987, с. 63). Геохимический фон – это то среднее (или чаще – модальное) содержание химического элемента в среде (горной породе, почве, воде или растительном покрове), которое характеризует значительные площади, без явного влияния процессов *локального перераспределения* элементов, ведущих к привносу или выносу элементов.

На площадях, подверженных техногенному загрязнению, геохимический фон *маскируется* техногенными потоками вещества, поэтому корректное определение геохимического фона требует специального выбора эталонных участков территории, заведомо свободных от техногенных воздействий. Как правило, для оценки геохимического фона используют медианное содержание (Me), мало чувствительное к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений (Юдович, Кетрис, 1994; Юфа, Гурвич, 1964). Обычно медиану определяют графически, используя кумулятивную кривую распределения элемента (рис. 3.8), где она соответствует 50 % накопленной частоты. Медиану можно применять, даже если в исследуемой совокупности содержится некоторое количество «нулевых» проб (до 25 %). Данное свойство медианы

имеет большое значение при работе с результатами ПСА, которому, как уже сказано, свойственно ограничение по чувствительности для некоторых элементов.

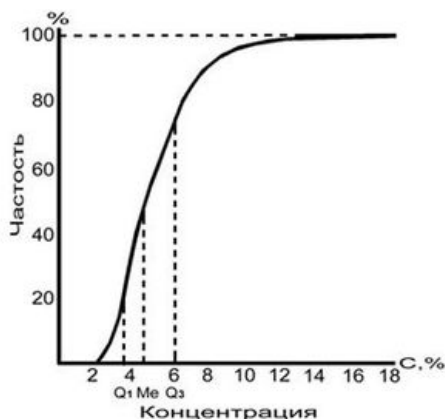


Рисунок. 3.8. Кумулятивная кривая распределения бая в кустарниково-вой растительности ($n = 81$, буровая Харьга-26).

Медиана устойчивее средней арифметической в условиях эксцессивных (островершинных) распределений и, главное, совершенно не зависит от закона распределения случайной величины, поскольку ее положение не изменяется при любых вычислительных преобразованиях изучаемого параметра, например, при логарифмировании, преобразовании значений концентрации в баллы (Ткачев, Юдович, 1975; Иванова, Ткачев, 2003). Последнее весьма важно в нашей ситуации, когда ландшафтно-геохимические исследования основаны на массовых определениях элементов с помощью приближенно-количественного спектрального анализа, когда заведомо нельзя предположить единый тип рас-

пределения для каждого элемента по всем имеющимся выборкам. Поэтому в данной работе за геохимический фон принимали часть совокупности, заключенной между первой и третьей квантилями: геохимический фон = $Q_3 - Q_1$. В качестве верхнего предела геохимического фона приняты положительные аномалии (А), назначенные путем прибавления к медиане величин δ_x : $A_0 = Q_3 = Me + 1\delta_x$ (просто аномалии); $A_1 = Q_3 = Me + 2\delta_x = Q_3 + 1\delta_x$ (средние аномалии); $A_2 = Q_3 = Me + 3\delta_x = Q_3 + 2\delta_x$ (сильные аномалии) (Юдович, Кетрис, 1994).

Оценка точности медианы дается в форме: $Me \pm \delta_{Me}$: $\delta_{Me} = \frac{Q_3 - Q_1}{2\sqrt{N}}$.

В этих обозначениях Q_1 – это квантили распределения (медиана соответствует второй квантили – Q_2). В качестве оценки изменчивости распределения δ_x условно принята разность между третьей квантилью и медианой: $\delta_x = Q_3 - Me$.

3.4.2. Геохимия отдельных элементов в почвах

Большеземельской тундры

Тундровые ландшафты характеризуются глеевыми условиями миграции. Особенности миграции отдельных ЭП в почвах Большеземельской тундры и Ямала показаны на примере микроэлементов, близких по своим химическим свойствам. Таких групп было выделено три: элементы-литофилы (Lit), элементы-сульфофилы (Slf), элементы-сидерофилы (Sid). В первую группу вошли Sr, Ba, Ga, Ti, для которых общими являются их сравнительно высокий кларк в литосфере и в разной степени выраженная тенденция к образованию ионных связей. А.И. Перельман отмечает, что последнее хорошо объясняет их геохимию в

ландшафтах – высокую растворимость некоторых солей, их белый цвет, щелочно-кислотные свойства растворов (Перельман, Касимов, 1999). Вторая группа включает Cu, Zn, Pb, отличающиеся повышенным сродством к сере и тенденцией к образованию ковалентных связей. В третью группу вошли Mn, Co, Ni, Cr, которые имеют увеличенное сродство к кислороду и образуют металлические связи. Опыт монографических работ Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис, где обобщался огромный аналитический материал (Юдович, Кетрис, 1994; Юдович, Кетрис, 2005; 2006, 2008), показал, что группировка А.И.Перельмана (1989) вполне приемлема и удобна.

Металлы-литофилы (Sr, Ba, Ga, Ti)

Стронций. По геохимическим и биохимическим свойствам Sr – аналог Ca (Перельман, 1989, с. 419). В природных условиях Sr часто ассоциируется с Ca, вследствие чего отношение Sr/Ca используется для идентификации увеличенных концентраций Sr в среде. Стронций свободно мигрирует из пород при выветривании в кислой окислительной обстановке, имеет повышенное сродство к глинистым минералам и органическому веществу (ОВ). Преимущественная форма миграции – Sr^{2+} .

Данные распределения Sr по 352 почвенным профилям (958 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк стронция как 240 ± 30 г/т, что в четыре раза выше, чем на Ямале (60 ± 4 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона 190-400 г/т, а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2): соответственно 400-580, 580-760, > 760 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона с региональным почвенным кларком стронция, можно заметить, что содержание металла находится в интервале фоновых значений. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Sr, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Sr в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом и характеризуется значительной дисперсией.

Вертикальное распределение Sr в почвах, формирующихся на покровных суглинках, имеет аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип, а в торфяных – аккумулятивно-элювиальный. В целинных тундрах ландшафтов многоозерья содержание металла минимальное – до 30 г/т. При этом самые высокие содержания металла – до 1500 г/т – зафиксированы для торфяных почв Верхне-Колвинского озерного района (буровые Харьга-17 и Харьга-4), а самые низкие – для покровных суглинков Воркутинской тундры (30-80 г/т). В ландшафтах эрозионно-аккумулятивных равнин (Лая-Колвинское междуречье) среднее медианное содержание Sr в почвах лежит в интервале геохимического фона – 270 г/т.

В целом можно отметить, что в профиле почвы Sr одинаково активно накапливается в органической части. Основной тип геохимического барьера, с которым связано образование аномалий Sr в почве – биосорбционный. Распределение Sr в почве характеризуется сильной дисперсией.

Барий. В зоне гипергенеза Ba^{2+} малоподвижен вследствие низкой растворимости сульфата и карбоната и сильной сорбции его глинистыми минералами и ОВ почвы, а также гидроксидами Mn, которые могут накапливать до 10 % Ba. Однако в кислых глеевых условиях Ba^{2+} с гумусовым ОВ интенсивно мигрирует. Для концентрации Ba в почве важное значение имеет сорбционный барьер (органическое вещество почв, гидроксиды Fe) (Перельман, 1989, с. 419).

Распределение бария в профиле почв аналогично Sr, в покровных суглинках – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное, в торфяных – аккумулятивно-элювиальное. Такие распределения бария по 352 почвенным профилям (1120 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ba как 630 ± 90 г/т, что почти в шесть раз выше, нежели для Ямала (100 ± 10 г/т). Возможно, что региональный кларк бария для Большеземельской тундры завышен; по мере увеличения базы данных он может измениться. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 390-1000 г/т, а также выделить аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2): соответственно 1000-1360, 1360-2110, >2110 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк Ba лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ba, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Ba в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но с сильным эксцессом и со значительной дисперсией. Содержания Ba в ландшафтах многоозерья колеблются в широких пределах – от 100 (целинные тундры) до 10000 г/т (территория отработанных буровых площадок). Чаще всего сильные аномалии фиксировались в торфяных почвах, на участках, прилегающих к работающим буровым (Харьга-26, Харьга-11, Харьга-17). В то же время самые низкие содержания Ba (до 100 г/т) отмечены для покровных суглинков Воркутинской тундры. В ландшафтах Лая-Колвинского междуречья среднее медианное содержание Ba в почвах, развивающихся на покровных суглинках – 770, что несколько выше фона – 630 г/т. Сильные аномалии встречаются редко и, как правило, связаны с остаточным загрязнением. Так, на буровой Мишвань-11 в органогенном горизонте почвы в полосе стока отработанного бурового раствора зафиксировано содержание Ba до 2000 г/т.

Галлий. Ионная форма Ga^{3+} отличается очень невысокой интенсивностью миграции в биосфере. Ga имеет высокое сродство к глинистым минералам и накапливается ОВ почвы. Последнее имеет характер хемосорбции. Сорбция оптимальна в интервале pH 2,0-6,5. При подщелачивании развивается десорбция (Юдович, Кетрис, 2006, с. 224). И хотя кларк Ga довольно высок – 12 г/т (Григорьев, 2003), для него отмечается очень низкая способность к минералообразованию, поэтому Ga относят к рассеянным элементам (Перельман, Касимов, 1999).

Распределение Ga в почвах, формирующихся на покровных суглинках, имеет элювиально-аккумулятивный тип, а в торфяно-болотных – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный. Данные распределения галлия по 352 почвенным профилям (1170 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ga как 8 ± 1 г/т (для Ямала он в два раза

выше – 16 ± 2 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона 5-13 г/т и выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 16-24, 24-40, >40 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк Ga находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ga, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Распределение Ga в почвах «неправильное» полимодальное, осложненное обособлением совокупности с положительной аномалией.

В южнотундровых ландшафтах содержание Ga колеблется от 5 до 40 г/т. В суглинистых почвах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья содержание Ga – в пределах фона, тогда как для покровных суглинков Воркутинской тундры содержания Ga аномально высокие, даже в среднем содержание Ga составляет 20, а в отдельных пробах – до 40 г/т. В ландшафтах многоозерья при среднем медианном 13 г/т аномальные содержания Ga в торфяно-болотных почвах могут достигать 40 г/т (буровая Харьяга-26). Предполагается, что высокие содержания галлия на участках, прилегающих к буровой площадке, связаны с развеванием обсохшей поверхности песчано-глинистого шлама в котловане-отстойнике, из которого ушла вода.

Титан. Считается, что Ti, как элемент-гидролизат, малоподвижен. Однако металл способен образовывать растворимые комплексы в присутствии органических комплексообразователей, поэтому в болотных ландшафтах миграция Ti вполне ощутима, что ведет к его попаданию в гипергенные минералы (карбонаты, гидроксиды, фосфаты, глинистые минералы). Ti может также образовывать растворимые соединения с SO_4^{2-} , F^- (Юдович, Кетрис, 2006, с. 258).

Данные распределения титана по 352 почвенным профилям (1201 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ti как 2500 ± 300 г/т, что несколько больше, нежели для Ямала (2000 ± 100 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона 1000-5000 г/т и выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 5000-7000, 7000-11000 >11000 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк Ti лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ti, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Ti в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но искажено левой асимметрией и осложнено сильным эксцессом. Наблюдается значительная дисперсия.

Вертикальное распределение Ti в почвах Большеземельской тундры преимущественно аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. Вместе с тем, в почвах целинных участков Большеземельской тундры содержания Ti колеблются в широких пределах – от 100 до 10000 г/т. В ландшафтах многоозерья в пределах отработанных буровых отмечены аномальные значения – до 7700 г/т. В покровных суглинках Воркутинской тундры максимальные концен-

трации Ti лежат в интервале слабой аномалии 5000-7000 г/т, а долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья – в пределах геохимического фона (до 1000 г/т).

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк хорошо мигрирует в гумидных ландшафтах. Для миграции Zn существенное значение имеют изменение щелочно-кислотных условий и сорбционные процессы, а также гидролиз и комплексообразование, поскольку его соли хорошо растворимы. Zn обладает повышенным сродством к растворенному ОВ почв, гидроксидам Fe и Mn, глинистым и органическим коллоидам, что обеспечивает металлу относительно высокую сорбционную активность (Перельман, 1989, с.449; Юдович, Кетрис, 2006, с. 450).

В Большеземельской тундре в профиле поверхностно-глеевых почв распределение Zn преимущественно элювиально-иллювиальное, для торфяно-болотных и сухо-торфяных почв отмечается аккумулятивный тип. Данные распределения цинка по 352 почвенным профилям (1076 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Zn как 100 ± 2 г/т, что в полтора раза больше, чем для Ямала (75 ± 8 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 40-190 г/т, а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 190-280, 280-370, >370 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что в профиле почв содержание металла фоновое. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Zn, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Zn в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом и характеризуется значительной дисперсией.

Для ландшафтов эрозионно-аккумулятивных равнин (Лая-Колвинское междуречье) среднее медианное содержание Zn в почвах ниже геохимического фона – 50 г/т, хотя для отдельных проб поверхностно-глеевых почв концентрации элемента могут достигать аномальных величин – 300-800 г/т. Возможная причина их появления – биогенное накопление металла в растительной дернине и слабый вынос цинка вследствие низкой скорости ее минерализации. В ландшафтах многоозерья содержание выше фона (до 166 г/т), при этом самые высокие значения зафиксированы в торфяных почвах Верхне-Колвинского района (буровая Харьга-26). В золе торфа целинных участков тундры отмечены аномальные содержания элемента – до 1000 г/т. Предполагается, что столь резкие аномалии имеют техногенную природу. В покровных суглинках Воркутинской тундры интервал колебаний Zn составляет от 10 до 500 г/т. Максимальные концентрации элемента (более 1000 г/т) отмечены для почв под многолетними травами.

Медь. Данный металл – хороший мигрант в кислых средах гумидных ландшафтов. В присутствии ОВ образует прочные комплексы с фульвовыми и гуминовыми кислотами. Из неорганических комплексов Cu в интервале pH тундровых вод преобладают мономерные гидроксокомплексы. Cu легко сорбируется глинистыми и органическими коллоидами, гидроксидами Fe и Mn. Медь как рудный элемент может входить в состав силикатов, фосфа-

тов, карбонатов, сульфатов. В сероводородной обстановке образует труднорастворимые сульфиды (Юдович, Кетрис, 2006, с. 405).

В южнотундровых ландшафтах в профиле торфяных почв с небольшой мощностью СТС (до 40 см) распределение меди имеет преимущественно элювиальный тип, что характерно для мерзлотных почв с близким уровнем залегания мерзлотного водоупора. В то же время распределение Си в профиле почв с активным промывным режимом, в которых часто СТС не смыкается с кровлей многолетней мерзлоты, отвечает в основном элювиально-иллювиальному типу. Данные распределения меди по 352 почвенным профилям (1124 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Си в форме 32 ± 6 г/т, такой же, как и для Ямала (32 ± 4 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона 20–63 г/т и выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 63–94, 94–125 и >125 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк меди в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Си, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Си не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Си в почвах «неправильное» бимодальное, что обусловлено смещением, по меньшей мере, двух совокупностей. В верхней части профиля максимум Си приурочен к органическому горизонту, а нижний – к окисленному (B_f). В почвах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья при местном фоне 15–40 г/т аномалии (до 100 г/т) отмечаются в иллювиально-железистых горизонтах поверхностно-глеевых почв. На техногенных участках (буровая Мишвань-11 и 15) более сильные аномалии (до 300 г/т) наблюдаются на кислородно-сорбционном барьере, формирующемся в зоне разгрузки сточных вод. В торфяных почвах ландшафтов многоозерья Верхне-Колвинского озерного района местный фон составляет 27–77 г/т. Однако на участках с явным техногенным воздействием при средних значениях 45–74 г/т интервал аномальных содержаний меди составляет 100–600 г/т. В почвах Воркутинской тундры при местном фоне 20–32 г/т максимальные содержания Си (100–200 г/т) установлены в покровных суглинках (участок Мульда).

Свинец. Металл активно участвует в реакциях комплексообразования с фосфор-, серо-, кислород-, азотсодержащими лигандами. Активность миграции металла контролируется сульфидным, сульфатным, карбонатным, фосфатным барьерами (Юдович, Кетрис, 2005, с. 369). С органическим веществом почв свинец образует прочные растворимые гуматные и фульватные комплексы (Юдович, Кетрис, 2006), что обеспечивает Pb относительно высокую подвижность в тундровых ландшафтах. В кислой среде гумидных ландшафтов Pb мигрирует в виде растворимых катионных форм, а также в твердой фазе взвеси – в виде изоморфной примеси в полевых шпатах и глинистых минералах.

Вертикальное распределение Pb в торфяных почвах Большеземельской тундры обычное: зона аккумуляции приурочена к торфяной дернине, а иллювиальный максимум – к надмерзлотному горизонту. В поверхностно-глеевых почвах наличие тиксотропного горизонта изменяет характер распределения элемента: регрессивно-элювиальный над тиксотропным горизонтом меняется на регрессивно-аккумулятивный под ним. Данные распределения свинца по 352 почвенным профилям (1201 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Pb как 13 ± 2 г/т, немногим меньше, нежели для Ямала (17 ± 3 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 10-21 г/т и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 21-33, 33-44, > 44 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Pb, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Pb в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом.

В пределах Лая-Колвинского междуречья слабые аномалии (не превышающие 30-40 г/т) характерны для природного распределения, а резкие, достигающие 1000 г/т, только для участков с техногенным заражением. Для торфяных почв в ландшафтах многоозерья фоновые значения металла составили 10-21 г/т. Аномальные содержания свинца (до 50 г/т) зафиксированы в пределах буровой Харьга-26. На отработанных буровых (Харьга 4, 7, 13, 17) содержание Pb ниже – до 40 г/т. В почвах Воркутинской тундры максимальные концентрации Pb отмечены в растительной дернине в пределах искусственных фитоценозов (100-150 г/т).

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец. В почвах марганец присутствует чаще всего в виде ионов Mn^{2+} и Mn^{3+} . Наряду с кислородным геохимическим барьером, марганец осаждается на щелочном (карбонатном) и сероводородном (сульфидном) геохимических барьерах. Однако следует заметить, что при избытке серы марганец легко образует растворимые полисульфидные комплексы. На щелочном он выпадает в виде малорастворимого карбоната в составе изоморфных смесей с Ca, Mg, Fe, а на сероводородном образует собственный сульфид, но чаще входит в состав пирита (Юдович, Кетрис, 2005, с. 531). Именно с этими свойствами связана широкая встречаемость Mn в диагенетических карбонатах и пиритах.

Вертикальное распределение Mn в профиле почв Большеземельской тундры обычное: первый аккумулятивный максимум приурочен к корнеобитаемому слою, а иллювиальный – к зоне мерзлотного водоупора. Данные распределения марганца по 352 почвенным профилям (1201 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Mn как 300 ± 20 г/т, что несколько меньше, чем для Ямала (400 ± 20 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (100-600 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 600-1000, 1000-1400, > 1400 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла располагается в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпири-

ческих частот распределения Mn, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что его распределение в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но с резко выраженной широкой модой и со значительной дисперсией. Для Лая-Колвинского междуречья аномальное содержание элемента отмечено в поверхностно-глеевых почвах на буровых Мишвань-2 и Мишвань-11 (до 1500 г/т), что, несомненно, связано с остаточным техногенным загрязнением. Сильные аномалии Mn (до 2000 г/т) зафиксированы в сухоторфяных (участок «Харьяга-26») и торфяно-глеевых почвах (участки Харьяга-11 и Сандивей-21) Верхне-Колвинского озерного района. Для покровных суглинков Воркутинской тундры максимальные концентрации (200-500 г/т) приурочены к освоенным тундрам (посевы многолетних трав).

Кобальт. В зоне гипергенеза активность миграции кобальта во многом зависит от окислительно-восстановительных условий: он подвижен в глеевых условиях. Отмечается возможность кобальта комплексоваться с органическими лигандами, что обеспечивает металлу не только концентрационную функцию живого вещества, но и транспортную, и барьерную (Юдович, Кетрис, 2005, с. 551).

Распределение Co в профиле почв южнотундровых ландшафтов на покровных суглинках имеет преимущественно элювиально-иллювиальный тип, а в торфяных – аккумулятивно-элювиальный. Данные распределения Co по 352 почвенным профилям (1107 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк кобальта как 16 ± 2 г/т. Для Ямала региональный кларк немного выше – 21 ± 3 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (6–20 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 20-24, 24-28, > 28 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Co, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Co в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом и характеризуется значительной дисперсией.

В поверхностно-глеевых почвах Лая-Колвинского междуречья зафиксированы аномальные содержания Co (20-25 г/т), которые, как правило, приурочены к иллювиально-железистому горизонту. Аналогичные аномальные содержания Co отмечены для торфяных почв Верхне-Колвинского озерного района (буровые Харьяга-17 – до 30 г/т): они обычно приурочены к прослоям торфа кольматированными гидроксидами железа: следы «стояния» капиллярной каймы мерзлотной верховодки. Для покровных суглинков Воркутинской тундры, в которых местный фон 5-10, интервал аномальных концентраций составил 20-30 г/т.

Никель. В зоне гипергенеза Ni мигрирует преимущественно в форме катиона Ni^{2+} , образуя в основном комплексы с низкомолекулярными органическими веществами, что обеспечивает Ni, наряду с концентрированием ОВ, его миграционную активность (перенос растворенных форм) и образование нерастворимых форм с ОВ (Бугельский, 1965). Ni^{2+} хо-

рошо адсорбируется гидроксидами Fe, Mn, глинистыми коллоидами и осаждается на сероводородном геохимическом барьере (Перельман, 1989, с. 443).

Распределение Ni в почвах Большеземельской тундры имеет, как правило, преимущественно аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип. Данные распределения никеля по 352 почвенным профилям (941 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк никеля в форме 39 ± 3 г/т. Для Ямала региональный кларк заметно ниже – 21 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (20-50 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 50-60, 60-70, >70 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ni, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Ni в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом.

В профиле почв Лая-Колвинского междуречья аномальные значения (до 50 г/т) элемента приурочены к иллювиальному максимуму, часто совпадающему с положением кислородно-сорбционного геохимического барьера. Для Верхне-Колвинского озерного района в торфяно-глеевых почвах содержание Ni колеблется от 40 до 70 г/т. Для покровных суглинков Воркутинской тундры при местном фоне 10-30 интервал максимальных концентраций Ni составил 50-100 г/т.

Хром. В зоне гипергенеза преобладает ионная форма Cr^{3+} , сходная по особенностям миграции с Fe^{3+} и Al^{3+} . Накопление Cr в тундровых почвах может осуществляться в результате его адсорбции гидроксидами Fe и Mn, глинистыми частицами и органическими коллоидами. Относительно последних известно, что Cr(III), образуя растворенные комплексы с фульво- и гуминовыми кислотами почв, может мигрировать в слабокислой и нейтральной средах. В кислых условиях транспортная функция ОВ сменяется барьерной (Юдович, Кетрис, 2005, с. 510). В гумидных ландшафтах водная миграция Cr^{3+} слабая и определяется в основном pH–Eh условиями (Перельман, 1989, с. 446). Распределение Cr в почвах Большеземельской тундры имеет аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип. Данные распределения хрома по 352 почвенным профилям (1342 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Cr в форме 50 ± 1 г/т, что несколько меньше, нежели для Ямала (72 ± 1 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 20-100 г/т, а также выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 100-150, 150-200, > 200 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла располагается в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cr в почвах южнотундровых ландшафтов, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Cr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Cr в почвах южной подзоны Большеземельской

тундры «неправильное» бимодальное, осложнено сильным эксцессом и характеризуется значительной дисперсией, указывающей на смешение, по меньшей мере, двух совокупностей – как очень бедных, так и обогащенных Sr почв.

Для поверхностно-глеевых почв Лая-Колвинского междуречья при местном фоне 10 г/т максимальные концентрации металла приурочены к иллювиально-железистому горизонту и составляют до 90 г/т. На отработанных буровых площадках содержание металла может возрастать до 300 г/т. Для торфяных почв Верхне-Колвинского озерного района самые высокие значения Sr (700-1000 г/т) зафиксированы в полосе стока аварийных разливов буровых растворов на буровой Харьяга-26. Для покровных суглинков Воркутинской тундры среднее медианное содержание Sr, характеризующее местный фон, составляет 100 г/т, что в два раза превышает значение регионального фона – 50 г/т. При этом в аномальный интервал от 100-200 г/т попадают 2/3 проб из общего числа проб, взятых в данном районе.

3.4.3. Геохимия отдельных элементов в мерзлотных почвах Ямала

Металлы-литофилы (Sr, Ba, Ga, Ti)

Стронций. Относительно высокие содержания Sr фиксируются в органогенном горизонте почв. В целом распределение Sr в профиле подзолистых почв Ямала отвечает преимущественно элювиально-иллювиальному типу, а в торфяных (торфоземах и торфяных криоземах) – аккумулятивно-элювиально-иллювиальному.

Данные распределения стронция по 77 почвенным профилям (669 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Sr в форме 60 ± 4 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (40-230 г/т), а также выделить аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2), соответственно 230-410, 410-760, >760 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк Sr лежит в интервале фоновых значений. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Sr, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Sr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Sr в почвах Ямала «неправильное» бимодальное, что обусловлено смешением, по меньшей мере, двух совокупностей: с положительными аномалиями Sr в почвах низинных Западно-Ямальных тундр и отрицательными – Центрально-Ямальных возвышенных. При этом последние «обеспечивают» хорошо различимую левую асимметрию, что делает вид графика распределения Sr в почвах Ямала еще более неправильным.

Торфяные почвы северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр отличаются аномально высоким содержанием Sr. Даже в среднем по почвам содержание Sr составляет до 250 г/т, а по отдельным пробам из погребенных торфяных горизонтов (ландшаф-

ты салехардских равнин) доходит до 2500 г/т. В почвах средних и южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала концентрации Sr – в пределах фона. Аномальные (до 230 г/т) содержания Sr отмечены в ландшафтах постледниковых озерных равнин. Предполагается, что аномальные содержания стронция – результат криогенных процессов, при которых возможно появление его карбонатных форм с их последующим сорбционным закреплением в торфяной толще. Известно, что при промерзании водонасыщенных почв в поровом растворе меняется соотношение ионов за счет выпадения плохо растворимых солей и выделения газов (Анисимова, 1981). Можно предположить, что появление карбонатных форм стронция обусловлено следующим. При замерзании воды выделяется растворимый углекислый газ, содержание которого в тундровых водах может достигать до 186, а в виде HCO_3^- – до 650 мг/л (Барыгин, 1951), что приводит к образованию карбонатных ионов из гидрокарбонатных по известной реакции:



Зимой труднорастворимый карбонат стронция вмораживается в ледовую фазу мерзлых почв, а с их оттаиванием сорбционно закрепляется органическим веществом торфа, что, возможно, и объясняет существование (сезонное?) карбонатных форм стронция в кислых тундровых почвах.

Барий. Распределение Ba в профиле почв с легким механическим составом отвечает преимущественно элювиально-иллювиальному типу, а в торфяных (торфоземах и торфяных криоземах) – аккумулятивно-элювиальному. Данные распределения Ba по 77 почвенным профилям (478 проб) позволяют оценить региональный кларк бария как 100 ± 10 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 90-200 г/т и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 200-360, 360-520, > 502 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк элемента – в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ba в почвах Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ba не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Эмпирическое распределение Ba в почвах Ямала «почти» гиперболическое и с правой асимметрией. В этом случае мы имеем дело с неполноопределенной выборкой, типичной для результатов анализов проб с некоторым порогом чувствительности. Можно предполагать, что с увеличением базы данных местный кларк Ba в почвах Ямала может существенно измениться (возможно, в сторону уменьшения).

В почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр по отдельным пробам органогенные горизонты (морские террасы в пределах салехардской равнины) отличаются аномально высоким содержанием Ba (1500-2500 г/т, при среднем медианном 420). Почвы средних субарктических тундр содержат Ba меньше – от 40 до 125, при максимальных значениях 300-400 г/т, зафиксированных в торфянисто-глеевых почвах в преде-

лах водно-ледниковых и морских возвышенных равнин Центрального Ямала. В ландшафтах южной возвышенной Центрально-Ямальской тундры, при среднем медианном 100 г/т, сильные аномалии Ва (до 500 г/т) выявлены в суглинистых почвах в ландшафтах высоких холмистых водно-ледниковых равнин. Природа аномалий, возможно, связана с относительно высоким содержанием металла в почве.

Галлий. В профиле подзолистых альфегумусовых почв Ямала распределение Ga преимущественно элювиальное, торфяных криоземов – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. Концентрирование Ga в почвенном профиле может осложняться процессом кислого гидролиза. Известно, что в результате последнего происходит оглинивание почв, что, в свою очередь, увеличивает содержание галлия за счет его сорбции глинистыми минералами. Данные распределения Ga по 77 почвенным профилям (638 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк галлия как 16 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (12-26 г/т) и выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 26-36, 36-56, >56 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк галлия находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ga, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Следовательно, рассматриваемые эмпирические данные по Ga не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ga «неправильное» полимодальное, обладает значительной дисперсией и левой асимметрией из-за присутствия совокупности сильных аномалий с нижней границей 30 г/т. Поэтому можно предполагать, что почвы Ямала сильно отклоняются по содержанию Ga от кларкового уровня и что по мере расширения базы данных почвенные кларки Ga для Ямала еще изменятся. Торфяно-суглинистые почвы салехардских равнин в пределах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр отличаются невысоким содержанием Ga – от 10 до 17 г/т, а по отдельным пробам торфяной дернины и оглеенных горизонтов доходят до 25 г/т. Почвы ландшафтов низких морских террас характеризуются несколько увеличенным фоном Ga (20 г/т), что, возможно, обусловлено относительным обогащением Ga пылеватых суглинков. В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала концентрации Ga находятся в пределах фона. При этом повышенные содержания галлия зарегистрированы в ландшафтах ледниковых и водно-ледниковых равнин (до 26 г/т). В почвах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные содержания Ga (до 30 г/т) отмечены в ландшафтах денудационно-аккумулятивных, а также денудационного низкогорья в супесчаных почвах с близким залеганием коренных пород основного состава.

Титан. Данные распределения Ti по 77 почвенным профилям (601 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк титана в форме 2000 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (1700-3100 г/т), а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2), соответственно 3100-4500, 4500–7300, >7300 г/т.

Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ti, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ti не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ti в почвах Ямала «неправильное» бимодальное, что обусловлено смешением, минимум, как двух совокупностей: с положительными аномалиями титана в почвах низинных Западно-Ямальных тундр и отрицательными – Центрально-Ямальных возвышенных. При этом последние «обеспечивают» хорошо различимую левую асимметрию, что делает вид графика распределения Ti в почвах Ямала еще более неправильным.

Распределение Ti в почвах Ямала типичное – элювиально-иллювиальное. Криогенные дерново-глеевые аллювиземы салехардской равнины в пределах северной субарктической низинной Западно-Ямальной тундры отличаются аномально высоким содержанием Ti. При средней медианной 1780 г/т концентрация Ti по отдельным пробам, взятым из органоминерального горизонта, может достигать 8000 г/т. В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала содержание титана еще выше. При значениях местного фона 2400 г/т повышенные содержания Ti до 4000 г/т отмечены для торфоземов Лаборовской впадины. В почвах южной возвышенной Центрально-Ямальной субарктической тундры содержание металла самое высокое. При среднем медианном 2700 г/т аномальные содержания титана наблюдаются в отдельных пробах суглинистого мелкозема в ландшафтах денудационного низкогорья – до 5000-6000 г/т. Очевидно, что в почвах концентрации титана в значительной части унаследованы от подстилающих пород. Поэтому максимальной титанистостью отличаются почвы южной тундры Ямала, развитые непосредственно по базальтоидам и габброидам с их высоким кларком титана.

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. Результаты распределения цинка по 77 почвенным профилям (603 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Zn как 75 ± 8 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (60-100 г/т), а также выделить аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2), соответственно 100-130, 130-150, >150 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона Zn, можно заметить, что в профиле почв содержание металла фоновое. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Zn, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Zn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Zn в почвах Ямала почти бимодальное и осложнено правой асимметрией из-за присутствия совокуп-

ности цинкофильных растений. Сильные аномалии Zn встречены в почвах ландшафтов северных субарктических тундр, отличающихся низкой эрозионной устойчивостью.

Для плакорных участков максимальные содержания Zn (> 150 г/т) зафиксированы в горизонте A_0 , представленном мохово-лишайниковой подстилкой, что, вероятно, имеет азротехногенную природу. Однако можно предположить иное: здесь еще осталось много биогенного цинка $Zn_{\text{био}}$, который не успел выщелочиться фульвокислотами из-за малой скорости разложения растительного материала. В средней субарктической тундре повышенный фон Zn зафиксирован в пределах ландшафтов постледниковых озерных равнин (Лаборовская впадина). Для ландшафтов южной тундры содержание цинка ниже фонового, что связано с преимущественным выносом металла из почв. В профиле подзолистых и оглеенных почв распределение Zn в основном элювиально-иллювиальное, в пойменных почвах (алювиземах) – элювиальное и аккумулятивное. Последний чаще в таких почвах, где идут процессы глеевого выщелачивания.

Медь. Данные распределения меди по 77 почвенным профилям (648 проб) позволяют оценить региональный кларк Cu в форме 32 ± 4 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (30-50 г/т) и выделить аномалии (A), (A1) и (A2), соответственно 50-60, 60-70, >70 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк меди лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cu, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические результаты по Cu не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Cu в почве Ямала очень «неправильное» полимодальное со значительной дисперсией. В торфяных почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр при среднем медианном 23 г/т в ландшафтах низких морских террас (казанцевская равнина) аномальные содержания Cu могут достигать до 70 г/т. Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала интервал аномальных концентраций Cu составляет 50-60 г/т. Эти концентрации отмечены для торфоземов в Лаборовской впадине и торфяно-суглинистых почв денудационно-аккумулятивных равнин южных тундр.

Очевидно, что современные процессы почвообразования не способствуют накоплению меди в ландшафтах Ямала. Однако при наличии в почвах сульфатного засоления эта закономерность может нарушаться. Поскольку при наличии в почвообразующих субстратах реликтовых сульфатов, унаследованных от бывшей казанской трансгрессии, в почвах может развиваться процесс бактериальной сульфат-редукции с появлением сероводородного геохимического барьера, на котором будет концентрироваться медь. Распределение металла в профиле торфянистых почв Ямала в основном аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. В верхней части профиля максимум Cu приурочен к органическому гори-

зонту, а иллювиальный – к окисленному (B_f). Торфяные горизонты, как правило, обеднены металлом, что обусловлено способностью меди образовывать легкорастворимые комплексы с фульвокислотами. Поэтому в торфоземах Ямала распределение меди имеет преимущественно иллювиальный тип.

Свинец. Данные распределения свинца по 77 почвенным профилям (601 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк Pb в форме 17 ± 3 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (15-32 г/т) и выделить аномалии (A), (A1) и (A2), соответственно 32-45, 45-59, >59 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла находится пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Pb, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Pb в почве Ямала близко к логнормальному, но искажено правой асимметрией и сильным эксцессом.

В условиях кислого гидролиза повышение содержания Pb в профиле почв связано с формированием сорбционного геохимического барьера. В торфяных почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр содержание Pb соответствует общему фону (от 8 до 30 г/т); максимальные концентрации элемента приурочены к торфянистой дернине и достигают 30 г/т. Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала интервал геохимического фона Pb меньше – 8-21 г/т. Относительно сильные аномалии металла (40-60 г/т) зафиксированы в торфяных почвах трансаккумулятивных ландшафтов. Для почв южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала при среднем медианном 20 г/т сильные аномалии элемента отмечены в подбурях, развивающихся в пределах каменистой тундры (100-150 г/т). Возможно, что эти аномалии имеют техногенную природу, поскольку ключевые участки оказались недалеко от автомобильной дороги. Распределение Pb в почвенном профиле типичное: аккумулятивный максимум часто фиксируется в органической части профиля, тогда как иллювиальный максимум Pb обычно приурочен к кислородно-сорбционному барьеру или к мерзлотному водоупору. Последнее нередко наблюдается для суглинистых почв, что дает основание предположить механическую миграцию металла в составе глинистых частиц. Здесь в почвенном профиле нередко отмечается увеличение содержания Pb в ряду: песок → супесь → суглинок. Подобный литологический контроль может иметь разную причину. Следует отличать, что если в глинистом прослое больше свинца, чем в песчаном, то: 1) свинца было изначально больше (в гидрослюдистой глине Pb замещает K и может входить в кристаллическую структуру гидрослюды); 2) свинец накопился в глине (например, монтмориллонитовой) путем сорбции, т.е. это *вторичное обогащение на сорбционном барьере*; 3) свинец накопился в глине (первым или вторым способом), но не в глинистом веществе, а в *органическом*, которого в глине, как правило, существенно больше, чем в песке. В данном случае относительно высокие содержания металла в суглинистых почвах Ямала, скорее всего, резуль-

тат вторичного обогащения на сорбционном геохимическом барьере. Первая причина проблематична из-за преимущественно монтмориллонитового состава глин (Полуостров, Ямал, 1975).

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец. Распределение Mn в профиле тундровых почв Ямала отвечает обычному для почв Ямала типу. Аккумуляция часто приурочена к корнеобитаемому слою органической части профиля, а иллювиальный максимум – к кислородно-сорбционному геохимическому барьеру. Данные распределения марганца по 77 почвенным профилям (655 проб) позволяют оценить региональный кларк Mn как 400 ± 20 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (300-600 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 600-1200, 1200-1800, > 1800 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Mn, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Mn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Mn в растительности Ямала «неправильное» полимодальное с правой асимметрией за счет совокупности с положительной аномалией.

В почвах ландшафтов приподнятых равнин (салехардская равнина в пределах северной субарктической низинной Западно-Ямальской тундры) аномально высокие содержания Mn зафиксированы в торфяной дернине (до 800 г/т). Предполагается, что аномалия имеет аэрогенную природу и связана с ветровыми раздувами обнаженных участков почвы. В ландшафтах средних возвышенных субарктических тундр увеличенные (до 420 г/т) содержания марганца зафиксированы в Лаборовской впадине. В почвах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные содержания Mn (до 560 г/т) отмечены в ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин для участков с торфяно-суглинистыми почвами, развивающимися в пределах озерных и речных террас.

Кобальт. Данные распределения кобальта по 77 почвенным профилям (602 пробы) позволяют оценить региональный кларк Co в форме 21 ± 3 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 7-27 г/т, а также выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 27-34, 34-41, > 41 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Co, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Co близко к логнормальному, но с увеличенным эксцессом.

В ландшафтах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр содержание кобальта располагается в пределах фона, но при этом высокие содержания Co (до 30 г/т) зафиксированы в торфяниках хасыреев (котловины спущенных озер). В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала при среднем медианном 35,9 г/т сильные аномалии элемента отмечены в торфоземах, развивающихся в пределах постледниковых озерных равнин

(до 100 г/т). Возможно, что эти аномалии связаны с процессами торфообразования. В почвах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала местный фон Co составил 17 г/т, что ниже регионального. Вероятно, что в данном районе вынос металла из почв более активен. Так, в ландшафтах денудационного низкогорья аномальные концентрации Co (свыше 32 г/т) отмечены в буроземах, развивающихся в пределах горной тундры. В ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин аномалии Co (до 50-60 г/т) зафиксированы в гумусированном горизонте $A_{кр}$ горных тундрово-глеевых почв.

Никель. Распределение Ni в профиле почв Ямала обычное: аккумулятивный (биогенно-сорбционный) максимум приурочен к торфяной дернине, а иллювиальный – к кислородно-сорбционному барьеру, формирующемуся в надмерзлотной части профиля. Данные распределения никеля по 77 почвенным профилям (647 проб) позволяют оценить региональный кларк Ni как 21 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 18-75 г/т и выделены аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2), соответственно 75-118, 118-162, > 162 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ni, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Ni близко к логнормальному, но осложнено сильной правой асимметрией.

Для северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр фоновые значения никеля составляют 23 г/т; аномальные содержания Ni (40-80 г/т) зарегистрированы в ландшафтах салехардских равнин по отдельным пробам, приуроченным в профиле почв к погребенным торфяным горизонтам. В ландшафтах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала среднее медианное содержание никеля составляет 13 г/т, что ниже регионального. Однако в отдельных пробах торфоземов, взятых в пределах ландшафтов постледниковых озерных равнин, зафиксированы аномальные содержания никеля до 100 г/т. В ландшафтах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала, при среднем медианном 31 г/т, аномальные содержания Ni (до 150 г/т) отмечены в горно-тундровых болотных почвах. Столь высокие значения концентрации, возможно, связаны с повышенным содержанием металла в почвообразующих породах, представленных обломочными породами палеозоя.

Хром в ландшафтах Ямала. Данные распределения хрома по 77 почвенным профилям (635 проб) позволяют оценить региональный кларк Cr в форме 72 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона 57-105 г/т и выделены аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2), соответственно 105-158, 158-201, > 201 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный почвенный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cr, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Cr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. В почвах

Ямала распределение Сг полимодальное, но с сильным эксцессом и правой асимметрией за счет совокупности с положительной аномалией.

Торфяные почвы в ландшафтах низких морских террас в пределах северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр отличаются аномально высоким содержанием Сг. Сильные аномалии отмечены в нижних частях склонов, осложненных криогенными сплывами (до 130 г/т). В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные концентрации Сг (80–100 г/т) приурочены к иллювиальному горизонту и совпадают по положению с мерзлотным водоупором. В южных возвышенных субарктических тундрах Центрального Ямала сильные аномалии зарегистрированы в ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин в оторфованном мелкоземном горно-тундровых почв с концентрациями Сг от 100 до 200 г/т. Природа таких аномалий в почвах, скорее всего, связана с повышенным фоном металла в палеозойских базальтоидах, являющихся здесь почвообразующими.

В целом, полученные результаты показывают, что вне зависимости от промышленной специализации территории (добыча нефти или угля) основным источником загрязнения целинных тундр, существенно расширяющим зону техногенного воздействия, является приток дополнительных объемов химически активных веществ. Их поступление в атмосферу увеличивает аэрозольную массу в приземном воздухе и вызывает атмосферное загрязнение поверхности. Предполагается, что из-за аэротехногенного загрязнения ландшафтов значения средних содержаний ЭП в почвенном покрове условно фоновых и техногенных участков колеблются в очень широких пределах и характеризуются высокими дисперсиями. Очень часто распределение ЭП в условно фоновых выборках полимодальное либо близко к бимодальному, что свидетельствует о влиянии аэротехногенных источников, подавляющих сигнал природного фона. Подобное обстоятельство следует учитывать при организации мониторинга состояния окружающей среды в районах промышленного освоения.

3.5. Биогеохимические исследования тундровых растений

Биогеохимические исследования основываются на материалах, собранных автором в 1982-1993 гг. во время ландшафтно-геохимических экспедиций в Большеземельской тундре и на Ямале. Работы велись на фоновых и техногенных ключевых участках в пределах известных нефтяных, газоконденсатных и угольных месторождений. Во всех районах проводилось геохимическое опробование растений с описанием растительности, которое осуществлялось при ландшафтно-геохимическом профилировании. Следует заметить, что в настоящее время степень геохимической изученности тундровых растений ограничивается набором в несколько десятков наиболее распространенных видов, для которых выявлены статистические параметры распределения ЭП в зависимости от ландшафтно-

геохимических условий местообитания. Содержание этого раздела расширяет список изученных растений.

Биогеохимические исследования субарктических тундр Ямала проводили в пределах Западно-Ямальных низинных, Центрально-Ямальных возвышенных южных и средних субарктических тундр. В этих районах на пологих склонах и плакорах развиты кустарничково-лишайниково-моховые с ивой и ерником пятнисто-бугорковатые тундры и ивняково-ерниково-кустарничково-травяно-моховые кочковато-бугорковатые тундры (Андреяшкина, 1990; Природа Ямала, 1995; Ребристая, 2000). Общие черты биогеохимии тундровых растений Ямала рассматриваются нами на основе собственных материалов (табл. 3.11).

Таблица 3.11

Схема выборок в субарктических тундрах Ямала (в скобках указано число проб)

Жизненные формы	Семейства	Западно-Ямальные низинные тундры	Центрально-Ямальные возвышенные средние тундры	Центрально-Ямальные возвышенные южные тундры
Кустарники	Betulaceae	Березовые (16)	Березовые (63)	Березовые (48)
	Salicaceae	Ивовые(56)	Ивовые (28)	Ивовые (24)
	Pinaceae	–	–	Сосновые (8)
Кустарнички	Ericaceae	–	Вересковые (30)	Вересковые (45)
Травы	Asteraceae	–	Астровые (6)	–
	Rosaceae	–	Розоцветные (4)	Розоцветные (6)
	Gramineae	Мятликовые (47)	–	Мятликовые (12)
	Cyperaceae	Осоковые (26)	Осоковые (19)	Осоковые (15)
	Leguminosae	–	–	Бобовые (18)
	Polygonaceae	–	–	Гречишные (8)
	Equisetaceae	Хвощевые (15)	Хвощевые (12)	Хвощевые (40)
	Lycopodiaceae	–	Плауновые (8)	–
Мхи	Sphagnaceae	Сфагновые (8)	Сфагновые (15)	Сфагновые (22)
	Polytrichaceae	Политриховые (8)	–	Политриховые (80)
Лишайниковые	Cladoniaceae	–	Кладониевые (13)	–
	Parmeliaceae	–	–	Цетрариевые (25)

Сборы растений проводили в июне-августе 1990-1992 гг. Отобрано 165 проб растений в прибрежной низинной северной субарктической тундре Западного Ямала и 556 проб в средней и южной субарктической тундре Центрального Ямала. У древесных растений анализировали листья и побеги текущего года, у трав, мхов и лишайников – надземную часть. Для сравнительной оценки биогеохимической специализации растений использовали коэффициент биологического поглощения (A_x), рассчитанный как отношение средних со-

держаний элементов-примесей в золе растений к кларкам соответствующих элементов в осадочных породах (по: Григорьев, 2003). При анализе золы растений использовали полуколичественный спектральный анализ (ПСА).

Список исследованных растений в южной подзоне Большеземельской тундры приведен в табл. 3.12. Биогеохимические исследования проводили в трех районах. *Первый* – Лая-Колвинское междуречье, где растительный покров создают различные варианты кустарниковых и кустарничковых тундр с хорошо развитым мохово-лишайниковым ярусом на поверхностно-глеевых почвах (Гнат, 1986).

Таблица 3.12

Схема выборок растительности южной подзоны Большеземельской тундры
(в скобках – число проб)

Жизненные формы	Семейства	Лая-Колвинское междуречье	Верхне-Колвинский озерный район	Воркутинская тундра
Кустарники	Betulaceae	Березовые (12)	Березовые (58)	Березовые (12)
	Salicaceae	Ивовые (18)	Ивовые (46)	Ивовые (24)
Кустарнички	Ericaceae	Вересковые (4)	Вересковые (30)	Вересковые (4)
Травы	Caryophyllaceae	–	–	Гвоздичные (9)
	Scrophulariaceae	–	–	Норичниковые (6)
	Asteraceae	Астровые (5)	–	Астровые (27)
	Rosaceae	–	Розоцветные (15)	Розоцветные (6)
	Poaceae	Мятликовые (21)	Мятликовые (8)	Мятликовые (188)
	Cyperaceae	Осоковые (7)	Осоковые (19)	Осоковые (15)
	Leguminosae	–	–	Бобовые (96)
	Polygonaceae	–	–	Гречишные (16)
	Equisetaceae	Хвощевые (6)	–	Хвощевые (16)
	Lycopodiaceae	–	–	–
Мхи	Sphagnaceae	–	Сфагновые (31)	–
	Polytrichaceae	Политриховые (4)	Политриховые (5)	Политриховые (25)
Лишайниковые	Cladoniaceae	–	Кладониевые (13)	–
	Parmeliaceae	–	–	Цетрариевые (25)
	Peltigeraceae	–	–	Пельтигировые (10)

Общие черты биогеохимии долин малых водотоков в пределах Лая-Колвинского водораздела рассматриваются нами на материале около 130 проб золы растений; они представлены более 17 доминирующими видами, относящимися к девяти семействам. *Второй* – Верхне-Колвинский озерный район, основной фон растительного покрова которого созда-

ют ивняково-ерниковые кустарничково-зеленомошно-сфагновые тундры (Гнат, 1986; Акульшина, 1987; Новаковская, Акульшина, 1996) с плоско-бугристыми болотами в сочтении с крупно-бугристыми. Их плакорные поверхности занимают мелкопочечные травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые фитоценозы с сухо-торфяными почвами; общие черты биогеохимии рассматриваются нами на собственных материалах, включающих более 400 проб золы сосудистых растений, мхов и лишайников. Проанализировано 19 доминирующих видов растений, относящихся к восьми семействам.

Третий – Воркутинская тундра в пределах старопромышленного угольного района, где основной фон автономных и транзитных позиций создают техногенно преобразованные субарктические южнотундровые ландшафты (Исаченко, 1985). Сборы растений проводили в июле-августе 1986-1988 гг. Проанализировано 398 проб. У древесных растений анализировали побеги текущего года, у трав – надземную часть. Интерпретация полученных результатов выполнялась с использованием ландшафтно-геохимических показателей (Авессаломова, 1987).

3.5.1. Биогеохимия отдельных элементов в растениях Большеземельской тундры

Результаты наших исследований химического состава золы растений показали, что в тундровых ландшафтах с относительно невысокими содержаниями ЭП в корнеобитаемом слое некоторые особенности строения растений и физиологические механизмы (тип корневой системы, соотношение ксилемного и флоэмного потоков минеральных растворов, соотношение надземной и подземной биомассы), контролирующие барьерность органов растений по отношению к отдельным элементам, отходят на второй план. На первый же выдвигаются ландшафтно-геохимические условия миграции ЭП (окислительно-восстановительная и щелочно-кислотная обстановки) и связанная с ними биогеохимическая специализация тундровых растений (в зависимости от таксономического уровня растений – вид, род, семейство – и с учетом их жизненных форм: деревья, кустарники, кустарнички, травы, мхи, лишайники). В условиях атмосферного загрязнения ландшафтов, характеризующихся низкой геохимической контрастностью, указанные два фактора играют важную дифференцирующую роль при выявлении биогеохимической специализации растений. Как и для почв, здесь рассмотрены три характерные группы элементов-примесей – металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb), металлы-сидерофилы (Mn, Ni, Cr, Co) и металлы-литофилы (Ba, Sr, Ga, Ti).

Металлы-литофилы (Sr, Ba, Ga, Ti)

Стронций. По геохимическим и биохимическим свойствам Sr – аналог Ca. Стронций свободно мигрирует из пород при выветривании в кислой окислительной обстановке. Преимущественная форма миграции – Sr^{2+} , однако может образовывать и хелатные формы

(Перельман, 1972). При взаимодействии с органическим веществом стронций образует от-носительно устойчивые гуматы, малорастворимые в воде (Юдович, Кетрис, 2006, с. 38). Поэтому можно предположить, что форма Sr(Hum) характеризуется слабой миграцией.

Для растений южной подзоны Большеземельской тундры данные распределения стронция по 28 выборкам (441 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк стронция как 470 ± 9 г/т, что почти в два раза больше, чем в золе растений Ямала (170 ± 30 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (210-710 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 710-970, 970-1470, > 1470 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона.

Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Sr в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Sr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Sr в растительности Большеземельской тундры «неправильное» полимодальное, осложненное присутствием как обедненных, так и обогащенных Sr растений и указывающее на смешение трех совокупностей. В ландшафтах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья из проанализированной растительности наибольшие содержания стронция зафиксированы для семейств Мятликовые и Березовые. При этом аномальные значения зольного кларка стронция выявлены для растений, произрастающих на почвах с легким механическим составом. Содержание Sr в них достигает более 1500 г/т. В пределах ландшафтов многоозерья Верхне-Колвинского озерного района концентраторами стронция являются представители семейства Ивовые (до 3000 г/т), произрастающие на участках с суглинистыми торфяно-болотными почвами. Предполагается, что увеличение аномальности Sr в ивах происходит за счет его выщелачивания из почвообразующих пород.

Барий относится к биофильным элементам. Его среднее зольное содержание в споровых растениях (печеночные мхи и плауны) доходит до 0.5 и даже иногда до 5 %, тогда как в золах сосудистых растений – до 0.25 % (Юдович, Кетрис, 2006, с. 69).

Данные распределения Ba в растениях южной подзоны Большеземельской тундры по 28 выборкам (652 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк бария в форме 1500 ± 40 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (1000-2800 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 2800-4200, 4200-6900, > 6900 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ba, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ba не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Оно для растений Большеземельской

тундры полимодальное с резким обособлением совокупности с «отрицательными» аномалиями, что обусловило сильно правоасимметричный вид графика. В растительном покрове ландшафтов южной подзоны Большеземельской тундры среди растений Лая-Колвинского междуречья с повышенными содержаниями Ва (до 7000 г/т) выделяются травы (семейства Хвощевые, Мятликовые, Астровые). При местном фоне 1000–2800 г/т сильные аномалии отмечены для отдельных проб ($n = 6$) сфагновых и политриховых мхов (до 6000 г/т) Верхне-Колвинского озерного района, произрастающих на торфяно-болотных почвах, в пределах участков, прилегающих к буровой Харьяга-26. Возможно, что это результат ветрового переноса карбонатно-глинистого материала с поверхности аварийных переливов буровых растворов.

Галлий. Ионная форма Ga^{3+} отличается очень невысокой интенсивностью миграции в биосфере, возможно, из-за низкой растворимости его гидроксидной формы. И хотя кларк Ga довольно высок – 12 г/т (Григорьев, 2003), у него отмечается очень низкая способность к минералообразованию, поэтому Ga относят к рассеянным элементам (Перельман, 1989). Однако Ga имеет высокое сродство к глинистым минералам и накапливается органическим веществом почвы. Последнее имеет характер хемосорбции. Сорбция оптимальна в интервале pH 2,0–6,5. При подщелачивании развивается десорбция (Юдович, Кетрис, 2006, с. 224).

Для растений южной подзоны Большеземельской тундры данные распределения Ga по 28 выборкам (691 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Ga как 3 ± 0.9 г/т, такой же, как и на Ямале. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (3–8 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 8–13, 13–23, > 23 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ga, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ga не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ga в растительности Большеземельской тундры «неправильное» бимодальное из-за присутствия, по меньшей мере, двух совокупностей и осложненное левой асимметрией. В растительности Лая-Колвинского междуречья повышенные содержания галлия зафиксированы для представителей семейств Мятликовые и Березовые (до 30 г/т). В Верхне-Колвинском озерном районе концентраторами Ga являются отдельные виды сфагновых и политриховых мхов (20–30 г/т).

Титан. Считается, что Ti, как элемент-гидролизат, малоподвижен. Однако он может образовывать растворимые соединения с SO_4^{2-} , F^- и растворенным органическим веществом (Крайнов, 1973; Перельман, 1989, с. 438).

Данные распределения Ti по 28 выборкам (693 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ti как 500 ± 10 г/т, что в два раза ниже, чем в растениях Ямала (1000 ± 100 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (210-770 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 770-1080, 1080-1390, > 1390 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ti в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ti не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ti в растительности Большеземельской тундры «неправильное» полимодальное, осложненное присутствием отрицательных и положительных аномалий, что указывает на смешение по меньшей мере трех совокупностей.

Сильные аномалии отмечены для отдельных проб мхов рода Политрихум (7000-10000 г/т) Лая-Колвинского междуречья, произрастающих в пределах участков целинной тундры, прилегающих к буровой Мишвань-11. В Верхне-Колвинском озерном районе к растениям-концентраторам Ti относятся представители семейств Хвощевые, Сфагновые, Политриховые, накапливающие от 5000 до 10000 г/т этого металла. Несколько меньшие содержания элемента (от 1500 до 3000 г/т) регистрируются в растениях семейств Ивовые, Березовые, Вересковые.

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. Характерной чертой Zn является его биофильность: металл входит в состав ферментов, а также необходим для цитоплазмальных рибосом. Это обуславливает его повсеместное присутствие в растениях. Отмечается, что в золе мхов и сосудистых растений его содержания составляют 1500 и 1000 г/т, при этом для мхов, произрастающих на субстратах, обогащенных цинком, концентрация металла может достигать 20000 г/т (Юдович, Кетрис, 2005, с. 261).

Данные распределения цинка по 28 выборкам (683 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Zn как 460 ± 10 г/т, что почти на 20 % ниже, чем в растительности Ямала. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (270-1000 г/т), а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 1000-1540, 1540-2080, > 2080 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Zn в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Zn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Zn в растительности Большеземельской тундры «неправильное» полимодальное,

но со значительным эксцессом и осложненное присутствием бедных и обогащенных Zn растений и указывающее на смешение трех совокупностей.

Относительно высокие содержания фиксируются для растений семейств Мятликовые (до 700 г/т), Ивовые и Березовые (около 1000 г/т) в Лая-Колвинском междуречье. При этом у Березовых, произрастающих на субстрате с легким механическим составом, содержание Zn достигает 3000 г/т. В Верхне-Колвинском озерном районе аномальные содержания элемента (от 3000 до 8000 г/т) зарегистрированы в древесных растениях (семейства Березовые, Ивовые, Вересковые), что, возможно, отражает биогеохимическую специализацию древесных форм растений относительно накопления цинка. В травах (семейства Мятликовые и Осоковые) и мхах (род Сфагнум) максимальные содержания Zn составляют от 1000 до 3000 г/т.

Медь – хороший мигрант в кислых средах гумидных ландшафтов. В присутствии ОВ образует прочные комплексы с фульвовыми и гуминовыми кислотами и как биофильный элемент Cu постоянно наличествует в растениях.

Для растений южной подзоны Большеземельской тундры данные распределения Cu по 28 выборкам (310 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Cu как 77 ± 1 г/т, что несколько ниже, чем в золе растений Ямальных тундр (99 ± 2 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (46-100 г/т), а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 100-120, 120-150, > 150 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cu в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Cu в растительности Большеземельской тундры близко к логнормальному, но с большим эксцессом. В южной подзоне Большеземельской тундры повышенными содержаниями Cu отличаются мхи (от 27 до 100 г/т), а из сосудистых растений высокие содержания меди (400-600 г/т) у представителей семейств Ивовые, Березовые, Вересковые (Верхне-Колвинский озерный район). В Лая-Колвинском междуречье аномальные содержания определены в семействах Ивовые и Березовые (100-150 г/т). Мы предполагаем, что столь существенные различия связаны с процессами торфонакопления, проявляющееся активней в ландшафтах мнооозерья, чем в ландшафтах междуречья.

Свинец. Данные распределения Pb по 28 выборкам (602 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Pb как 28 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (10-59 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 59-90, 90-121, > 121 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Pb в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использовани-

ем критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические результаты по Pb не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. В растительности Большеземельской тундры распределение Pb полимодальное со значительной дисперсией, отражающей неоднородность совокупностей. В Лая-Колвинском междуречье при местном фоне 8-32 г/т аномальные содержания (50-70 г/т) отмечены у трав (семейства Мятликовые, Осоковые, Астровые) и древесных растений (больше всего в семействах Березовые и Вересковые – 30-60 г/т). Все эти растения занимают экотопы, расположенные в нижних частях склонов. В Верхне-Колвинском озерном районе аномальные содержания Pb наблюдаются в сфагновых мхах (150-500 г/т), а в березе карликовой интервал аномальных концентраций элемента составляет 100-200 г/т.

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец относится к биофильным элементам. Участвуя в составе ферментов в окислительно-восстановительных реакциях, он неизменно присутствует в растениях (Юдович, Кетрис, 2006, 470). По степени биофильности семенные растения превосходят споровые. Так, в золе березы (манганофильное растение) содержание марганца может на порядок превышать таковое в золе длинностебельных мхов (политриховых и сфагновых).

Для растений южной подзоны Большеземельской тундры сведения о распределении Mn по 28 выборкам (311 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Mn как 7700 ± 200 г/т, что выше зольного кларка растительности Ямала (4200 ± 100 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (2000-10000 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 10000-12000, 12000-14000, >14000 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Mn в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Mn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Mn в растительности Большеземельской тундры «неправильное» полимодальное, осложненное присутствием бедных и обогащенных Mn растений и указывающее на смешение, по меньшей мере, трех совокупностей. В Лая-Колвинском междуречье и Верхне-Колвинском озерном районе повышенное содержание Mn отмечено в растениях семейств Мятликовые, Осоковые, Ивовые и Березовые (до 15000 г/т). Высокое содержание марганца в золе этих растений, возможно, связано с их биогеохимической специализацией.

Кобальт. Co является биофильным элементом. Его перенос в сосудистой системе растений осуществляется вследствие комплексования Co^{2+} с аминокислотами, например, с лейцином. Co^{3+} входит в состав витамина B₁₂ – фермента, обеспечивающего азотфикса-

цию в растениях, а также активацию других ферментов (например, карбоангидразы, карбоксипептидазы) (Юдович, Кетрис, 2006, с. 472).

Данные распределения Co по 28 выборкам (569 пробам) позволяют оценить региональный зольный кларк Co как 10 ± 1 г/т, что несколько ниже, чем в растительности Ямала (16 ± 2 г/т). Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (6-16 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 16-31, 31-40 > 40 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Co в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Co не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Для растительности Большеземельской тундры распределение «неправильное» полимодальное и правоасимметричное за счет совокупностей с положительными аномалиями. В ландшафтах Лая-Колвинского междуречья повышенным сродством к Co отличаются растения семейств Ивовые и Березовые (до 40 г/т Co). В Верхне-Колвинском озерном районе концентраторами Co является береза карликовая (около 100 г/т).

Никель относится к биофильным элементам: известны его комплексы почти со всеми аминокислотами, с пептидами и азотистыми основаниями, с никотином, карбоангидразой (Юдович, Кетрис, 2005, с. 572), что обеспечивает не только накопление металла, но и его перенос в сосудистой системе растений.

Сведения о распределении Ni по 28 выборкам (755 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк никеля как 27 ± 4 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (21-46 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 46-65, 65-84, > 84 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ni в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические показатели по Ni не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения.

Распределение Ni в растительности Большеземельской тундры «неправильное» бимодальное с сильным эксцессом и со значительной дисперсией, осложненное присутствием как обедненных, так и обогащенных Ni растений и указывающее на смешение, по меньшей мере, двух совокупностей. Среди растений Лая-Колвинского междуречья повышенные содержания Ni (от 100 до 300 г/т) у кустарников (семейства Березовые, Ивовые). В растительности Верхне-Колвинского озерного района сильные аномалии Ni отмечены в Березовых (до 300 г/т). Несколько меньшие содержания зафиксированы в Вересковых (до 80 г/т).

Хром. В гумидных ландшафтах водная миграция Cr^{3+} слабая и определяется в основном рН–Еh-условиями. С органическим веществом почв хром (III) способен образовывать растворимые фульватные и гуматные комплексы, что несколько усиливает миграцию металла в слабокислой и нейтральной средах. Не так давно (в 1990 г.) появились результаты, свидетельствующие об участии Cr в нормальном углеводном метаболизме, что переводит хром в разряд биофильных элементов (Юдович, Кетрис, 2005, с. 511). Считается, что споровые растения (мхи, лишайники) могут накапливать хром сильнее, нежели сосудистые (деревья, травы). Однако обобщенные итоги (Юдович, Кетрис, 2005) показывают возможный интервал накопления хрома споровыми растениями как 0.6-5.0 г/т, а в золе ковыля – обитателя степной и полупустынной зоны – концентрация металла может достигать до 2000 г/т. Это обстоятельство обусловлено тем, что в отличие от гумидных в аридных ландшафтах металл доступен растительности в виде хромат-иона.

Данные распределения Cr по 28 выборкам (647 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Cr как 46 ± 9 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (20-100 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 100-150, 150-200, > 200 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cr в растительности Большеземельской тундры, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому показатели по Cr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Cr в растительности Большеземельской тундры полимодальное, но с сильно выраженной дисперсией, обусловленной присутствием совокупностей с положительными и отрицательными аномалиями. В Лая-Колвинском междуречье повышенным сродством к Cr отличаются семейства Березовые, Астровые, Политриховые. Содержание хрома в них достигает 100-300 г/т. В Верхне-Колвинском озерном районе сильными концентраторами Cr являются семейства Березовые, Вересковые, Ивовые (300-700 г/т), что, возможно, обусловлено биогеохимической специализацией данной группы семейств растений.

3.5.2. Биогеохимия отдельных элементов в растениях Ямала

Металлы-литофилы (Sr, Ba, Ga, Ti)

Стронций. Для растений субарктических тундр данные распределения Sr по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк стронция как 170 ± 30 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (40-230 г/т), а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 230-410, 410-760, > 760 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы

фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Sr в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Рассматриваемые эмпирические данные по Sr не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Sr в растительности Ямала «неправильное» бимодальное, осложненное присутствием как очень бедных, так и обогащенных Sr растений и указывающее на смешение, по меньшей мере, двух совокупностей.

В пределах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента в золе отмечены у растений семейства Ивовые (Sr до 2500 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии Sr определены у ивовых (600-1000 г/т), березовых (до 800 г/т), а также хвощевых (400-500 г/т). Столь высокие содержания стронция в растениях могут быть обусловлены его относительно высокой подвижностью в почвах (местный кларк Sr в почве средних тундр ниже на 15-20 %, чем в северных и южных). Возможно, здесь проявляется правило: чем ниже геохимический почвенный фон, тем энергичнее растения накапливают элемент. Однако подобное предположение требует проверки. В субарктических южно-тундровых ландшафтах Центрального Ямала при фоновых содержаниях Sr 190 г/т максимальные значения элемента зафиксированы в кустарниковых формах ив (300-400 г/т).

Барий. Для растений субарктических тундр данные распределения Ba по 30 выборкам (695 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Ba как 170 ± 10 г/т. Используя квантили распределения, определен интервал геохимического фона (100-590 г/т) и выделены аномалии слабые (A), средние (A1) и сильные (A2), соответственно 590-940, 940-1710, > 1710 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ba в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ba не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ba в растительности Ямала «неправильное» полимодальное со значительной дисперсией, отражающей присутствие как очень бедных, так и обогащенных Ba растений и указывающей на смешение трех совокупностей. В Западно-Ямальных низинных тундрах распределение Ba в растениях лежит в интервале фоновых значений (170-450 г/т). Однако в зоне активных оползневых процессов содержание бария в отдельных зольных пробах ивовых может достигать 800 г/т. Эти дополнительные порции бария – результат выщелачивания металла из оттаявших мерзлых грунтов, открывшихся после оползня. Для растений Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры при среднем медианном 310 г/т сильные аномалии отмечены для представителей семейства Вересковые (до 1500 г/т), раз-

вивающихся на торфяно-глеевых почвах. В Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундре при местном фоне Ва 210 г/т максимальные содержания элемента (3000 г/т) зафиксированы в растениях семейств Сосновые (лиственница), Березовые (береза карликовая), Вересковые (багульник болотный). Причиной столь высоких содержаний элемента в растениях, возможно, является повышенное содержание металла в подстилающих породах. Последние представлены салехардскими отложениями. В их минералогическом составе, наряду с кварцем, отмечено высокое содержание полевых шпатов (Нефтегазоносность..., 1986), которые, по-видимому, и служили дополнительным источником Ва в почвах.

Галлий. Для растений субарктических тундр Ямала данные распределения Ga по 12 выборкам (644 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ga как $3 \pm 0,8$ г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (1-5 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно, 5-7, 7-11, > 11 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ga, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ga не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ga в растительности Ямала «неправильное» полимодальное с обособлением совокупности отрицательных аномалий и с сильной правой асимметрией. В пределах Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие значения Ga приходятся на представителей семейства Ивовые, которые могут накапливать Ga до 25 г/т. Для растений Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры значения элемента лежат в интервале местного фона (1-3 г/т). Местный фон Ga в растениях Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры еще ниже – 0,5-1 г/т. В этих условиях относительно повышенные содержания элемента зафиксированы у представителей семейств Сфагновые и Политриховые (1-4 г/т).

Титан. Данные распределения Ti по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ti как 1000 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (1000-1900 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 1900–2200, 2200-2800, > 2800 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ti в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Ti не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ti в растительности Ямала «непра-

вильное» полимодальное, осложненное присутствием отрицательных и положительных аномалий и указывающее на смешение, по меньшей мере, трех совокупностей.

В пределах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания Ti приходится на растения семейства Ивовые и Бобовые, которые могут накапливать от 4000 до 6000 г/т титана. Среди растений Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры сильные аномалии отмечены для сфагновых мхов и лишайников рода Кладония (3000-5000 г/т). В ландшафтах Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры при фоновых содержаниях Ti 300-2100 г/т максимальные содержания элемента зафиксированы в цетрариевых и сфагновых (4000-5000 г/т). Из кустарников повышенным средством к Ti отличаются представители семейства Вересковые, в которых концентрация элемента может достигать 0,3 %.

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. Данные распределения цинка по 31 выборке (741 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Zn как 560 ± 10 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (300-1000 г/т), а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 1000-1400, 1400-1900, >1900 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Zn в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Zn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Zn в растительности Ямала «неправильное» полимодальное со значительной дисперсией и отражающее смешение трех совокупностей.

Для плакорных участков Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр при местном фоне 400-1000 г/т самые высокие содержания элемента присущи растениям семейств Ивовые и Березовые, которые могут накапливать от 1500 до 4500 г/т цинка. Из трав сильные аномалии (1000-2500 г/т) отмечаются для представителей семейств Осоковые, Мятликовые, Хвощевые. В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре при высоких значениях местного фона (400-2000 г/т) резкие аномалии зафиксированы для березовых (2000-5000 г/т); в ивовых аномальный интервал более узкий – 1000-1500 г/т. Однако самые высокие аномальные значения наблюдаются в Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре. Здесь при местном фоне Zn 100-700 г/т в отдельных пробах золы березы карликовой, взятых в полосе стока на ключевом участке в пределах каменистой тундры, отмечены почти рудные аномалии – до 10000 г/т. Для представителей семейств Ивовые, Осоковые, Бобовые аномальные концентрации существенно ниже – от 1500 до 2000 г/т.

Медь. Данные распределения Cu по 31 выборке (741 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Cu в форме 99 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (65-180 г/т) и выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 180-250, 250-330, > 330 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Cu в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Cu не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Cu в растениях Ямала «неправильное» полимодальное и со значительной дисперсией.

В Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундрах самые высокие содержания элемента (до 200-800 г/т) присущи представителям семейств Ивовые и Березовые. В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии отмечены у березовых (200-300 г/т), ивовых, астровых, осоковых (150-200 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в семействах Сосновые (лиственница), Березовые (200-300 г/т), Осоковые, Розоцветные, Бобовые (до 200 г/т).

Свинец. С органическим веществом почв свинец образует прочные растворимые гуматные и фульватные комплексы (Юдович, Кетрис, 2005, с. 369) В кислой среде гумидных ландшафтов Pb мигрирует в виде растворимых катионных форм, а также в твердой фазе взвеси как изоморфная примесь в полевых шпатах и глинистых минералах.

Данные распределения свинца по 31 выборке (736 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Pb в форме 13 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (10-32 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 32-50, 50-68, > 68 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Pb в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические данные по Pb не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Pb в растительности Ямала бимодальное и характеризуется большой дисперсией и левой асимметрией. Для растений Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр максимальные концентрации элемента лежат в интервале фона 10-32 г/т. В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре при местном биогеохимическом фоне 8-32 г/т сильные аномалии отмечены у представителей семейств Сфагновые и Кладониевые (40-100 г/т). Аналогично и в Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре, при местном фоне 10-46 г/т, ано-

мальные концентрации Pb (100-300 г/т) зафиксированы в семействах Политриховые и Цетрариевые. Предполагается, что это связано с аэрозольным загрязнением мохово-лишайниковых группировок (пыль из ветровых раздувов).

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец. Сведения о содержании Mn по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк марганца как 4200 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (2800-10000 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 10000-16000, 16000-22000, > 22000 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Mn в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические результаты по Mn не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. В растительности Ямала распределение Mn полимодальное, осложненное присутствием как очень бедных, так и обогащенных Mn растений и указывающее на смешение по меньшей мере двух совокупностей.

В пределах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие значения элемента присущи растениям семейства Березовые, которые могут накапливать до 8000 г/т Mn. Растения Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры отличаются аномально высоким содержанием Mn, даже в среднем его содержание составляет 2000-10000, а у березовых – более 10000 г/т. Сильные аномалии (свыше 10000 г/т) отмечены также у вересковых, произрастающих на буроземах (каменистая тундра). В Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента (до 10000 г/т) в семействах Березовые, Ивовые, Вересковые, Сфагновые, Политриховые. Предполагается, что высокие содержания марганца в растениях Ямала, зольный кларк которого на порядок превышает местный кларк почв, связаны с аэрогенным загрязнением поверхности растений.

Кобальт. Данные распределения Co по 31 выборке (732 пробам) позволяют оценить региональный зольный кларк кобальта в форме 16 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (10-27 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 27-38, 38-50, > 50 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла находится в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Co в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические сведения по Co не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Co в растительности Ямала «неправильное» бимодальное, осложненное присутствием как очень бедных, так и обогащенных Co растений и указывающее на смешение, по меньшей мере, двух совокупностей.

В ландшафтах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента присущи растениям семейств Березовые и Мятликовые, которые могут накапливать Со в концентрации до 100 г/т. В отдельных пробах растений Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры сильные аномалии отмечены у березовых, ивовых и сфагновых (20-50 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в сфагновых и политриховых (100-500 г/т) в пределах горных тундр. Возможно, это связано с осаждением на поверхность мхов теллурической пыли из приземного слоя воздуха.

Никель. Данные распределения Ni по 31 выборке (710 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк никеля как 35 ± 7 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (27-77 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 77-119, 119-160, >160 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения Ni в растительности Ямала, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что вычисленные величины больше табличных. Поэтому рассматриваемые эмпирические показатели по Ni не могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным законом распределения. Распределение Ni в растительности Ямала «неправильное» полимодальное и со значительной дисперсией, осложнено правой асимметрией. В Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундрах самые высокие содержания элемента приходятся на растения семейств Ивовые и Хвощевые (Ni до 1000 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии Ni отмечены у представителей семейств Ивовые и Березовые (100-150 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в зеленых мхах рода Политрихум и в семействе Вересковые (200-400 г/т).

Хром. Данные распределения Cr по 31 выборке (738 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Cr как 39 ± 8 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (20-60 г/т) и выделены аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2), соответственно 60-80, 80-110, > 110 г/т. Сравнивая рассчитанные верхние и нижние пределы фона, можно заметить, что региональный зольный кларк металла лежит в пределах фона. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что распределение Cr в почвах Большеземельской тундры близко к логнормальному, но осложнено сильным эксцессом и характеризуется значительной дисперсией.

В Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундрах самые высокие значения элемента у растений семейства Мятликовые, которые могут накапливать от 100 до 250 г/т хрома. В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии отмечены у сфагновых и кладониевых (80-100 г/т). В Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в зеленых мхах рода Политрихум (500-800 г/т), произрастающих в условиях каменистой тундры, что связано с относительно высокими содержаниями никеля в почвообразующих породах. Несколько меньшие содер-

жания выявлены у вересковых (до 300 г/т), произрастающих на плакорных участках с буроземами, развивающимися на каменистой морене.

В целом, можно отметить, что региональный зольный кларк ЭП в выборках находится в пределах фона. Аномальные значения в растениях целинных тундр встречаются редко. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что во всех выборках распределение металлов в растениях характеризуется очень высокими дисперсиями, а гистограммы частот распределения зачастую имеют би- и полимодальный вид, что нами трактуется как проявление атмосферного загрязнения растительного покрова тундр.

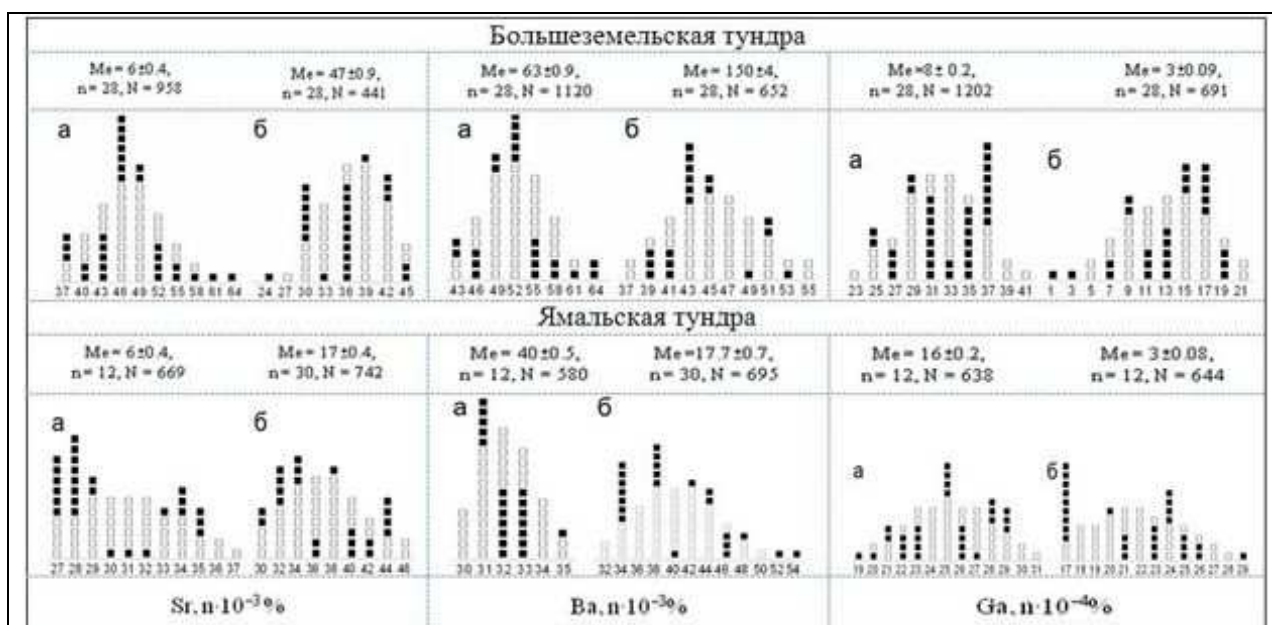


Рисунок. 3.9. Гистограммы (темные квадраты – эмпирические, светлые – теоретические) распределения элементов-литофилов в: а) почвах, б) растениях (Me – медиана, n – число выборок, N – кол-во проб).

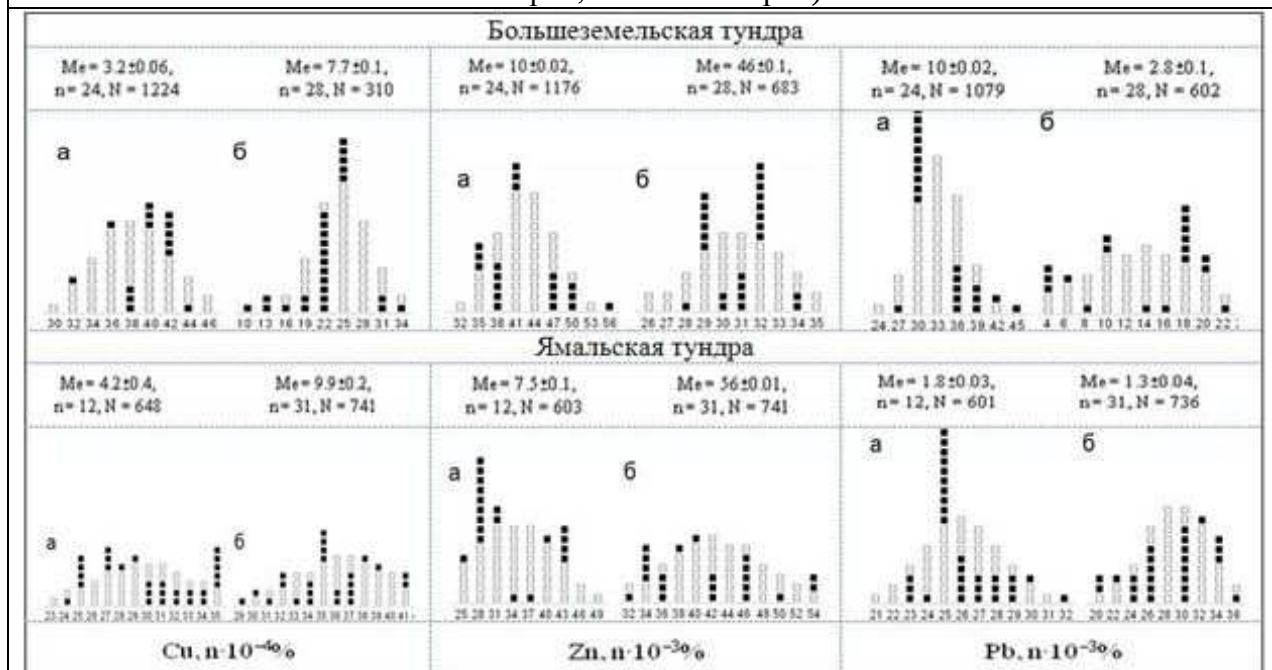


Рисунок. 3.10. Гистограммы (темные квадраты – эмпирические, светлые – теоретические) распределения элементов-сульфофилов в: а) почвах, б) растениях.

Сравнительный анализ гистограмм распределения ЭП в почвах и растениях (рис. 3.9-3.11) показал, что для элементов-литофилов (Sr, Ba, Ga) различные уровни накопления в тундрах Ямала обусловлены разницей геохимического фона.

Для Большеземельской тундры такой избирательности элемента не выявлено. Для металлов-сульфофилов (Cu, Zn, Pb) распределение в тундровой растительности во многом контролируется условиями среды, определяющими активность миграции этих элементов в почве. Сидерофилы группы железа (Cr, Mn, Co, Ni) отличаются неравномерным распределением в растениях тундр. В итоге можно отметить, что геохимический фон растений варьирует сильнее, нежели почв.

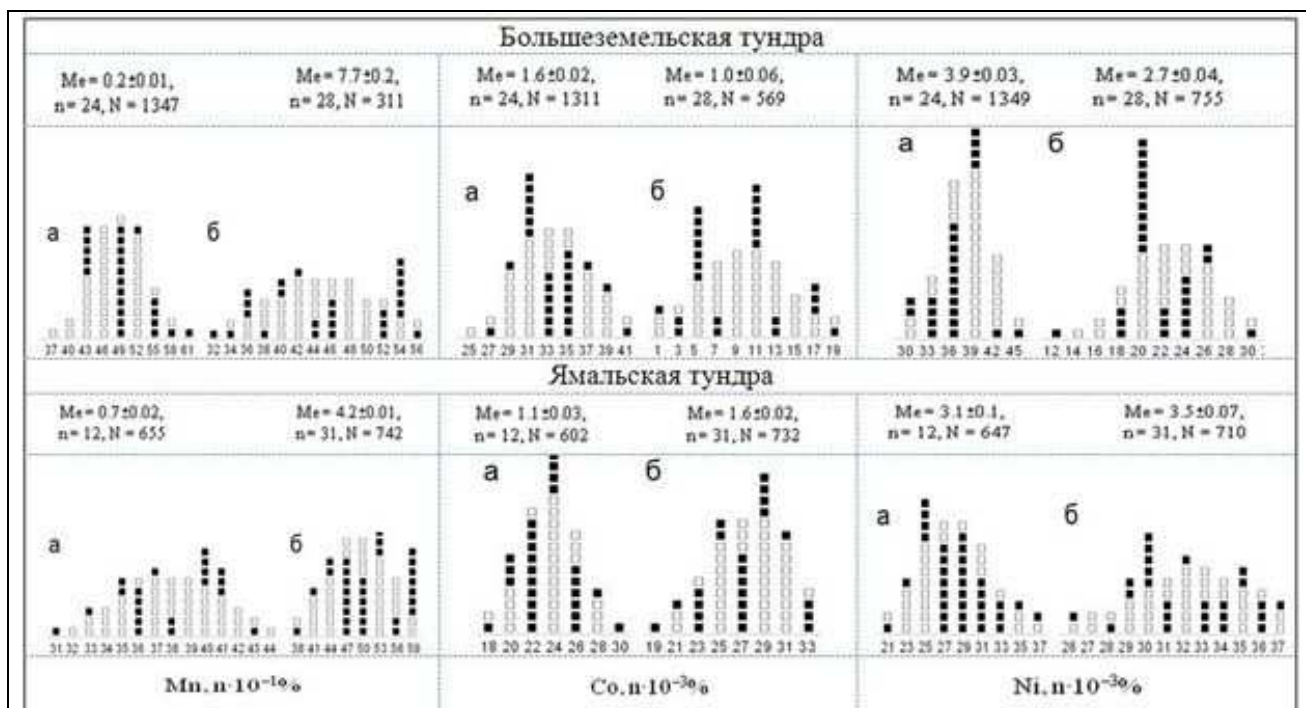


Рисунок. 3.11. Гистограммы (темные квадраты – эмпирические, светлые – теоретические) распределения элементов-сидерофилов в: а) почвах, б) растениях.

Глава 4. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕХНОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТУНДР В РАЙОНАХ ПРО- МЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Природные ландшафты Ямала и севера Печорской низменности богаты полезными ископаемыми (в первую очередь углем, нефтью и газом). Их освоение началось еще в 1930-е гг. (Воркута). Особенно усилилось воздействие на природу тундры в 1960-1970-е гг. после открытия там множества нефтяных и газовых (в особенности на Ямале) месторождений. В результате к углепоисковым и углеразведочным скважинам, шурфам, штольням и шахтам добавились сотни нефтепоисковых, нефтеразведочных и добывающих скважин. В тундре было проложено множество временных и постоянных дорог, построены трубопроводы, компрессорные станции, хранилища ГСМ и другие сооружения (например, взлетно-посадочные площадки для вертолетов и самолетов, временные энергетические установки; разного рода временные хранилища, склады и пр.), необходимые для поисков, разведок, добычи и транспортировки полезных ископаемых. Одновременно в эти районы завозятся чуждые для тундры тысячи тонн различных химических веществ и соединений. Все они со временем вовлекаются в геохимические циклы миграции. Поэтому выявление техногенных аномалий и обнаружение индикационных признаков, характеризующих их наличие в компонентах ландшафтов, являются одной из важнейших эколого-геохимических задач при оценке состояния природной среды в зоне техногенеза.

4.1. Особенности геохимической трансформации тундр при проведении геологоразведочных работ

4.1.1. Характеристика видов и источников загрязнения

4.1.1.1. Источники загрязнения приземной атмосферы

На каждой буровой (если это не промышленная добыча) имеются силовые установки на базе дизельных двигателей большой мощности. Их конструкция такова, что место глушителя находится в верхней части двигателя. Как правило, это труба длиной 2-3 м, расположенная горизонтально по высоте установки дизельного блока на платформе буровой вышки (обычно на высоте 2-6 м). Круглосуточная работа дизельных двигателей является наиболее типичным источником загрязнения атмосферы на территории буровой. Загрязне-

ние атмосферы выхлопами дизельных двигателей характеризуется низким выбросом, что создает ореол загрязнения напочвенного и снежного покрова от продуктов сгорания топлива уже на первых сотнях метров от буровой (Воеводова, 1988). При этом расчеты показали, что объемы техногенных эмиссий на этапе строительства буровой установки и ее эксплуатации различаются. Так, наблюдения на полевом стационаре «Харьяга-26» в Большеземельской тундре показали, что за четыре месяца техникой, работающей на монтаже буровой установки, было израсходовано 45,7 т дизельного топлива и выделено в атмосферу по 69 кг углеводородов и сажи, окислов азота, углерода и серы – 1028, 274, 160 кг соответственно. Но уже за год работы энергосиловыми установками буровой площадки (дизельные агрегаты электростанций, автотранспортная техника, котельное оборудование, общим числом 12 единиц) было использовано до 960 м³ дизельного топлива и 400 т нефти. В воздух поступило по 2 т сажи и углеводородов, до 30 т окислов азота, примерно 8 т углекислого газа и до 5 т сернистого ангидрида (Воеводова, 1988).

4.1.1.2. Механическое повреждение напочвенного покрова

Передвижение транспорта в пределах буровых площадок в условиях развития мерзлотных торфяно-болотных, торфяно-глеевых почв ведет к механическим нарушениям почвенно-растительного покрова. Последствия механических повреждений почвенного и растительного покрова проявляются не сразу и не везде. В болотистых местах они менее заметны. В ландшафтах с легкими почвами механические нарушения напочвенного растительного покрова сопровождаются развитием эрозионных и суффозионных процессов.

4.1.1.3. Химическое загрязнение почв

Склад ГСМ – источник загрязнения напочвенного покрова нефтепродуктами (рис. 4.1). Следы нефтепродуктов долгое время остаются на территории отработанных буровых площадок, которые во многом определяют состав остаточного загрязнения почв.

Химические реагенты буровых растворов. Буровые растворы используются при проведении буровых работ для смазки и охлаждения бурильного инструмента и выноса шлама на поверхность, а также для устранения технологических осложнений в процессе бурения. В их состав входят поверхностно-активные вещества: водорастворимые высокомолекулярные неионогенные соединения (гидролизированный полиакрилонитрил – ГиПАН, карбоксилметилцеллюлоза – КМЦ) и ионогенные – сульфанол ($C_{12}H_{25}O_2Na$, $C_{18}H_{37}NH_3Cl$). Кроме органических соединений в состав буровых растворов входят минеральные компоненты: каустик, барит, бентонит, хлористый кальций, графитовый порошок. Очень часто после завершения работ неиспользованные химреагенты остаются на буровой площадке (рис. 4.2).



Рис. 4.1. Полосы стока разливов ГСМ и аварийные переливы буровых растворов в напочвенном растительном покрове (буровая Харьяга-11).

Рис. 4.2. Остатки химреагентов, которые в ходе рекультивации будут запаханы в землю (буровая Харьяга-17).

Котлован-отстойник необходим для сбора отработанных буровых растворов. Его размещают в пределах буровой площадки. Предусмотренный объем котлована – 5000 м³. При его строительстве из-за близкого залегания кровли многолетней мерзлоты вместо экскавации грунта используют насыпную обваловку из талых почв летом, а зимой из мерзлых почво-грунтов.



Рисунок. 4.3. Аварийные переливы буровых растворов из котлована-отстойника на буровой Харьяга-26.

Между тем, в условиях тундры, где объем выпавших осадков значительно превышает количество испарения, котлован-отстойник быстро переполняется и обваловка разрушается, что загрязняет участки тундры, прилегающие к котловану (рис. 4.3). В буровых сточных водах содержится 100-4600 мг/л механических взвесей, минерализация может достигать 2000 мг/л, а бихроматная окисляемость колеблется от 7 до 600 мг О₂/л. Значение водородного показателя (pH) сточных вод может достигать

до 9 и выше. При загрязнении торфяных почв сточными буровыми водами органические компоненты торфа интенсивно набухают, что уменьшает объем капиллярной сети и порозность торфа (Лыч, 1991). В результате аварийные разливы буровых растворов не проникают вглубь, а еще больше растекаются по поверхности.

4.1.1.4. Химическое загрязнение снега

Геохимическая характеристика снежного покрова. Геохимические исследования снежного покрова в южной зоне Большеземельской тундры были организованы в рамках программы «Изменения ..., 1985». В соответствии с ней в 1983 г. во второй декаде апреля на территории, при-

легающей к строящейся буровой «Харьяга-26», проведена снегомерная съемка и взяты пробы снега для определения его химического состава. В 1984 г. (в первой декаде апреля) во время второго экспедиционного сезона было выполнено повторное геохимическое опробование снежного покрова вокруг действующей буровой «Харьяга-26». Снежные шурфы для отбора проб закладывались по линиям снегомерной съемки 1983 г. Пробы отбирались стандартным весовым снегомером в двукратной повторности в полиэтиленовые пакеты. В них же снег и таял. Для определения тяжелых металлов полученную воду переливали в стеклянные емкости (0,5 л) и фиксировали, добавляя 1,5 мл соляной кислоты. Пробы снеговой воды для гидрохимического анализа заливали в полиэтиленовые емкости и без предварительной фиксации сразу направляли в лабораторию. Анализы проводились в гидрохимической лаборатории Коми республиканской СЭС. Для оценки распределения компонентов в снеговой воде применялись методы математической статистики: вычисляли медианное содержание (Me), а дисперсию оценивали с помощью квартилей (Q_1 и Q_3); выполнен корреляционный анализ ионно-солевого состава снеговой воды.¹⁶ Использование среднего медианного обусловлено следующим. Медиана – это значение, делящее ранжированный ряд на две равные части. Поскольку в середине ряда находятся пробы с близкими содержаниями, среднее медианное устойчиво и мало зависит от закона распределения элемента в изучаемой совокупности. Указанное свойство медианы особенно важно при проведении геохимического опробования, связанного с отбором проб, взятых в пределах большой площади, когда невозможно для них допустить наличие единого типа распределения. В этом случае использование среднего медианного обеспечивает сопоставимость результатов независимо от закона распределения (Ткачев, Юдович, 1975). Результаты приведены в табл. 4.1.

Степень подкисления снега оценивали с помощью кислотного модуля (KM) (Зверев и др., 1997), представляющего собой отношение суммы концентраций анионов ($A = [SO_4^{2-}] + [NO_3^-] + [Cl^-]$) и катионов ($K = [Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] + [Na^+] + [K^+]$) (табл.4.2.). Как следует из данных табл. 4.2, отношение $A/K > 1$. Следовательно, кислотно-основные свойства снежного покрова в пределах территории буровой определяются преобладанием сильных минеральных кислот и низкой концентрацией нейтрализующих соединений.

Проблема кислого снега. Можно считать, что, проблема кислотных осадков на исследованной территории трансформируется в проблему кислого снега. Она проявляется при сходе снежного покрова. Его таяние сопровождается повышением кислотности талых вод. Кислые талые воды усиливают миграцию и выщелачивание различных элементов из верхних почвенных горизонтов. Кроме того, во время схода снежного покрова, стекая по поверхности мерзлой почвы, подкисленная снеговая вода негативно влияет на лишайниковый покров, вызывая его разрушение, что подрывает кормовую базу оленеводства в регионе (ветровые раздувы открытой торфяной поверхности, лишенной лишайникового покрова индицируют такие участки).

¹⁶ Все расчеты статистик выполнены с использованием программного комплекса “Ecolstat”, и автор приносит свою глубокую благодарность его разработчику д.г.-м.н. Ю.А. Ткачеву (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН).

Химический состав снеговой воды, мг/л

Компоненты	Зима 1982/83 г.		Зима 1983/84 г.	
	Число опр.	$\frac{Q_1 - Q_3}{Me}$	Число опр.	$\frac{Q_1 - Q_3}{Me}$
Взвешенные вещества	15	$\frac{0,9 - 1,45}{1,1}$	29	$\frac{2,7 - 5,4}{4,6}$
$C_{минерализ.}$	15	$\frac{15,3 - 20,3}{17,9}$	29	$\frac{6,7 - 10,1}{8,6}$
pH	15	$\frac{4,4 - 4,6}{4,5}$	29	$\frac{4,2 - 5,2}{4,3}$
SO_4^{2-}	15	$\frac{4,8 - 7,2}{7,2}$	28	$\frac{1,4 - 2,9}{1,9}$
Cl^-	15	$\frac{2,6 - 3,4}{2,7}$	29	$\frac{2,1 - 2,8}{2,5}$
HCO^-	15	$\frac{2,4 - 3,0}{3,0}$	2	$\frac{0,0 - 0,0}{0,0}$
NO_3^-	3	$\frac{0,0 - 0,0}{0,1}$	29	$\frac{1,11 - 1,37}{1,24}$
NO_2^-	15	н/о	4	$\frac{0,01 - 0,01}{0,01}$
Ca^{2+}	15	н/о	29	$\frac{0,6 - 1,6}{1,2}$
Mg^{2+}	15	$\frac{0,3 - 0,3}{0,3}$	29	$\frac{0,1 - 0,3}{0,2}$
$Na^+ + K^+$	15	$\frac{4,5 - 6,3}{5,4}$	29	$\frac{1,0 - 2,3}{1,6}$
Fe^{3+}	8	$\frac{0,21 - 0,29}{0,23}$	29	н/о
Pb^{2+}	15	н/о	4	$\frac{0,01 - 0,01}{0,01}$
Zn^{2+}	8	$\frac{0,20 - 0,28}{0,22}$	29	$\frac{0,24 - 0,80}{0,40}$
Cu^{2+}	15	н/о	11	$\frac{0,01 - 0,04}{0,01}$
Cd^{2+}	15	н/о	28	$\frac{0,01 - 0,06}{0,03}$
Число образцов	15		29	

Предполагается, что проблема кислого снега сильнее выражена на стадии освоения месторождения, нежели при его разведке. При этом основным источником техногенных эмиссий сульфатов является сжигание попутного газа при подготовке нефти к транспорти-

ровке. Так, по данным надзорных природоохранных организаций, общий объем сжигаемого попутного газа из-за слабой его утилизации на этапе подготовки нефтяного месторождения к освоению может достигать более 90%.

Таблица 4.2

Соотношение главных ионов в снеговой воде

Модуль	Соотношение компонентов	Зима 1982/83 г.	Зима 1983/84 г.
Кислотный	$\frac{[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-] + [\text{Cl}^-]}{[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Na}^+] + [\text{K}^+]}$	1,75	1,88
Сульфатный	$[\text{SO}_4^{2-}] / [\text{NO}_3^-]$	72,0	1,53
Щелочной	$\frac{[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]}{[\text{SO}_4^{2-}]}$	0,04	0,74

Сравнение результатов гидрохимического анализа проб снега, взятых в начале строительства буровой «Харьяга-26» и после года ее работы, показало наличие существенных различий в ионно-солевом составе снеговой воды (см. табл. 4.1). Так, для зимы 1982/83 г. отмечается сульфатно-натриево-гидрокарбонатно-хлоридный состав снеговой воды, в то время как для зимы 1983/84 г. хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевый. Сравнение минерализации показывает, что на момент начала строительства буровой «Харьяга-26» в снежном покрове доля растворимых компонентов выше, чем нерастворимых, тогда как в пробах следующего года, взятых вокруг буровой «Харьяга-26», доля нерастворимых компонентов значительно возросла.

Выявленные различия в ионно-солевом составе снеговой воды позволили предположить, что характеристические изменения концентрации компонентов обусловлены влиянием преобладающих воздушных масс, формирующих химический состав атмосферных осадков и снежного покрова: зимой 1982/83 г. в район исследования воздушные массы приходили с урбанизированных территорий Европы (рис. 4.4,а), а зимой 1983/84 г. – с севера Атлантики (рис. 4.4,б). Однако исследования дальнего переноса сульфатов (Василенко и др., 1983) по загрязнению снежного покрова показали, что вклад трансграничной эмиссии в выпадение сульфатов в высоких широтах Арктики составляет менее 2% (Василенко и др., 1985). Между тем, известно, что некоторые газы могут сжижаться в интервале зимних температур Арктики, в частности, аммиак и диоксид серы, для которых температура сжижения составляет $-33,7$ и -10°C соответственно. Учитывая последнее, можно предположить, что высокие концентрации сульфатов, обнаруженные в снеге вокруг строящейся буровой, не связаны с трансграничным переносом, а обусловлены морозным конденсированием диоксида серы из атмосферы и техногенных эмиссий. Концентрирование техногенных эмиссий в снежном покрове происходит одновременно с его нарастанием. При этом накопление за-

грязняющих веществ в снежной толще связано не только с выпадением снега, но и за счет оседания на его поверхность инея (Рихтер, 1945). Известно, что образование последнего возможно и при низких температурах при относительной влажности воздуха менее 80%, поскольку для ледяных кристаллов эта величина будет соответствовать насыщению (Кузьмин, 1957; Хромов, 1968). Участвуя в формировании снежного покрова, иней обеспечивает накопление в нем техногенных эмиссий, захваченных в процессе адсорбции в периоды между снегопадами. Очевидно, что формирование аэротехногенного загрязнения снежного покрова во многом будет связано с физическими свойствами ледяных кристаллов инея, образовавшихся в результате сублимации водяного пара в атмосфере и на поверхности снежного покрова.

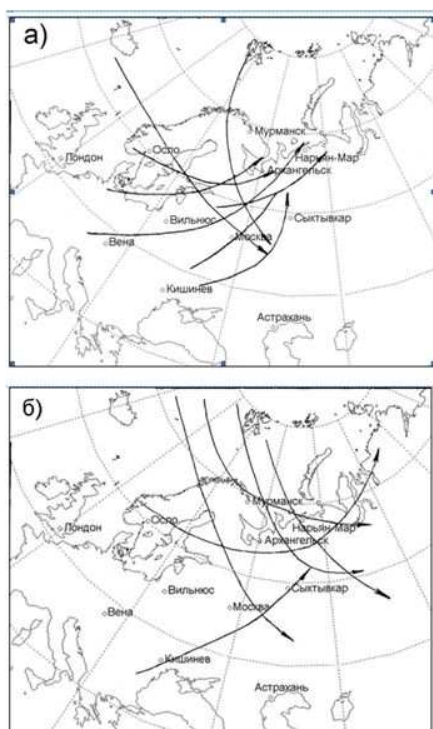


Рис. 4.4. Основные траектории движения циклонов зимой 1982/83 г. (а), 1983/84 г. (б). (Использованы данные по ГМС «Хоррейвер»).

В зимний период температура воздуха повышается, как правило, при проникновении циклонов. Благодаря им в Арктику поступают большие массы относительно теплого воздуха. Поскольку воздушные массы в циклоне характеризуются сравнительно высокой относительной влажностью, чем приземные слои воздуха над снежной поверхностью, то вертикальное перемешивание воздуха в результате турбулентности приводит к обмену тепла и влаги между приземной атмосферой и подстилающей поверхностью. В процессе такого вертикального турбулентного обмена возникает вертикальный градиент концентраций атмосферных компонентов. Поскольку давление насыщенного пара над заснеженной поверхностью меньше, чем в приземном слое воздуха, это вызывает перемещение водяных паров по направлению к снежному покрову. В условиях контраста температур, возникающих с приходом циклонов, данный механизм действует в Арктике как своеобразный насос, «закачивая» в снежный покров избыток влаги из атмосферы, а вместе с ней – часть техногенных эмиссий. Аккумулированные в снежной толще они могут контролировать ионно-солевой состав снеговой воды.

Сопоставление корреляционных связей между компонентами, характеризующими ионно-солевой состав снеговой воды, полученной при геохимических исследованиях снежного покрова в 1983/84 г., показывает, что взаимосвязи между компонентами значительно различаются (рис. 4.5). В снежном покрове, сформировавшемся зимой 1982/83 г., перед началом снеготаяния наиболее тесные связи существуют между основными ионами (Fe^{3+} , SO_4^{2-} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$), показателем ионной силы раствора (μ) и минерализацией (minr). Характер связей показывает, что значения этих компонентов коррелируемы по схеме «каждый с ка-

ждым», образуют своеобразную парагенную ассоциацию (рис. 4.5,а), что, по-видимому, свидетельствует о сульфатном комплексообразовании в снежной толще.

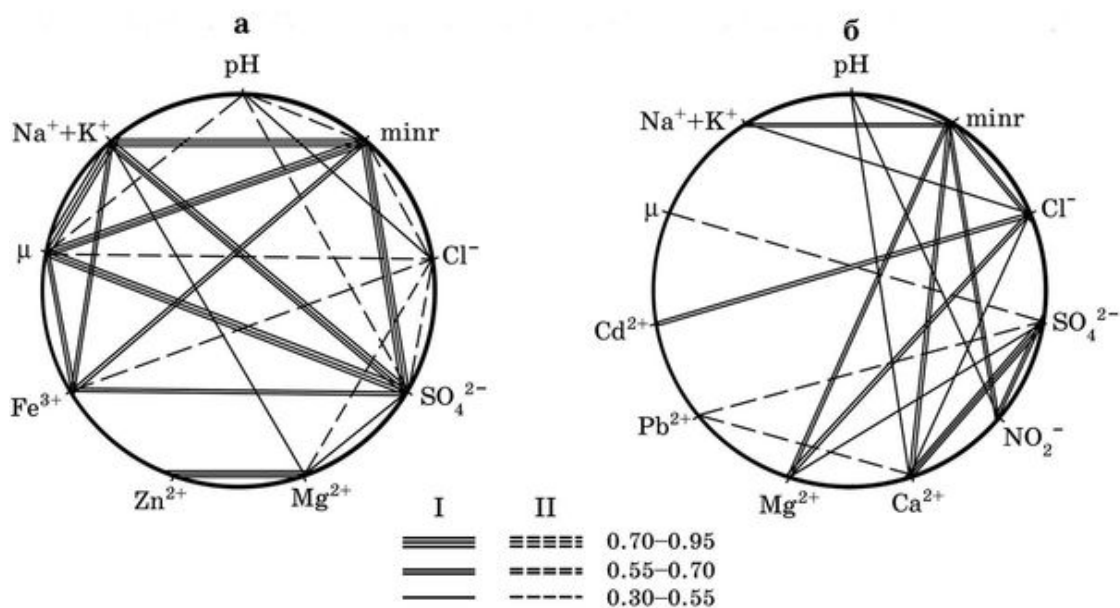


Рисунок. 4.5. Корреляционные связи, характеризующие ионно-солевой состав снеговой воды. Зимы 1982/83 г. (а), 1983/84 г. (б).

Известно, что сульфатное комплексообразование осуществляется путем замещения OH^- в гидратированных комплексах по типу лигандного обмена (Козлова и др., 1999). В связи с этим можно предположить, что интенсивный рост концентраций лигандов в снежной толще, замещающих OH^- , приводит к появлению соответствующих комплексов с различной степенью устойчивости, которые смещают равновесие в системе «снеговая вода-частица» в сторону растворения труднорастворимых соединений. Процесс сопровождается ростом аналитической концентрации металла в растворе и, как следствие, увеличением минерализации снежного покрова. Очевидно, что наличие окисленного железа в снеговой воде (см. табл. 4.1) – результат гидролизного распада сульфатных комплексов железа. Тогда их минеральная форма в снежной толще, в условиях восстановительной среды, возможна в виде купоросов. К ним относят водные сульфаты с двухвалентным железом, которые нередко дополняются изоморфной примесью Cu , Mg , Zn , Mn . Известно, что образуются они исключительно как сезонные и техногенные минералы при вымораживании из растворов (Амичба, 1983). В кристаллизации купоросов немаловажную роль играют процессы, протекающие на фоне отрицательных температур. Для их образования требуются низкие значения pH . Для купоросов характерна высокая растворимость в воде, все они разлагаются водой с выпадением гидроксидов железа (Мирошников, Щеглова, 1959; Яхонтова, Зверева, 2000).

Таким образом, можно предположить, что при снеготаянии (во время оттепелей) в условиях аэротехногенного загрязнения постоянное поступление кислотообразующих соединений (диоксида серы) на поверхность снега будет инициировать непрерывный рост отношения лиганд/металл в снеговой воде, стимулируя увеличение концентрации металлов за счет водорастворимых солевых комплексов. Следовательно, проблема килых осадков в Субарктике трансформируется в проблему кислого снега. В подтверждение сказанному заметим, что в снежном покрове, образовавшемся зи-

мой 1983/84 г., корреляционные связи компонентов снеговой воды существенно иные. Появляются более сильные связи между лигандами (SO_4^{2-} , Cl^-) и основными катионами Mg^{2+} , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, что обусловлено, вероятно, накоплением в снежной толще сульфатных и хлоридных солей кальция и магния. В этих условиях минерализация снеговой воды будет зависеть, главным образом, от сил внутренних связей химических элементов, определяющих сохранность (устойчивость) соединений при их эволюции от солевой в водорастворимую форму. Очевидно, что в случае разрушения этих связей под влиянием избирательной (неравномерной) адсорбции ионов наиболее устойчивые формы вначале накапливаются в жидкой фазе и только затем осаждаются. Состав осажденных образований будет отличаться от растворенных форм. Следовательно, можно предположить, что в условиях «суровой» зимы 1983/84 г. геохимические условия в снежной толще не благоприятствовали развитию комплексообразования, а также не «обеспечивали» достижения равновесного содержания солевых форм по отношению к их возможным водорастворимым новообразованиям. В результате в снежном покрове накапливались преимущественно малорастворимые сульфатные и хлоридные соли, что, возможно, обусловило увеличение содержания взвешенных частиц в снеговой воде (см. табл. 4.1).

Таким образом, чувствительность снежного покрова, как естественного планшета-накопителя, к смене индустриальной обстановки в регионе позволяет объективно оценивать состояние окружающей среды. Анализ количественного соотношения макро- и микрокомпонентов является надежным маркером при оценке загрязнения окружающей среды.

4.1.1.5. Загрязнение тундр при авариях на буровых скважинах

Аварии возникают по разным причинам (Разработка комплексного..., 1983). *Технологические* аварии связаны с браком при выполнении буровых работ. По своим экологическим последствиям наиболее опасна негерметичность обсадной колонны, что приводит к затрубной циркуляции буровых растворов, а при проходке пластов с высоконапорными минерализованными водами может вызывать их аварийные переливы из устья скважин. При разбурировании газосодержащих пластов возможны образования грифонов, что ведет к газовым выбросам, разрушению скважины. *Геокриологические* аварии вызваны действием многолетней мерзлоты. Осложнения возникают при тепловом воздействии процесса бурения на многолетнемерзлые породы в процессе бурения, а также действиями давлений обратного промерзания при восстановлении температуры многолетнемерзлых толщ, которое происходит в период аварийного простоя буровой установки.

В результате теплового воздействия на мерзлые почвы изменяется транзитный сток поверхностных и внутрипочвенных (надмерзлотных) вод, что нередко является причиной вторичного заболачивания буровой площадки и прилегающей территории. Нередко случается, что причиной аварии являются *геологические* условия разведываемого месторождения. При вскрытии нефтяного пласта с высоким давлением может произойти неконтролируемое нефтепроявление. Тогда нефть устремляется в скважину, рвет запорную арматуру, выталкивает буровой инструмент и фонтанирует. Появляется реальная угроза разливов

нефти, пожара и связанного с ними загрязнения воздуха, почвы и поверхностных вод. Часто нефтяной пласт залегает под газосодержащими породами. В них газ находится под большим давлением. При разбурировании пород покрышки газ из этой структуры, устремляясь в скважину, может вызвать неконтролируемый выброс нефтегазовой смеси, что тоже является причиной пожара и загрязнения тундры продуктами горения.

4.1.1.6. Загрязнение тундр при обустройстве и эксплуатации нефтепромыслов

Данный этап преобразований целинных тундр обуславливает свой спектр источников загрязнения, отличающихся от приведенных выше. Так, в пределах месторождения все буровые площадки связаны дорогами и линиями электропередач по схеме «каждая с каждой». Бурение скважин ведется с использованием электросиловых установок. На нефтепромыслах основная причина аварий, которая может вызвать загрязнение, это высокое газосодержание нефтяных пластов. *Химическая коррозия* оборудования и трубопроводов также приводит к частым технологическим осложнениям. *Сжигание попутного газа в факелах* образует постоянный источник загрязнения атмосферы. *Закачивание вод для повышения нефтеотдачи* обуславливает прогрессирующее обводнение нефтяных пластов, что, в свою очередь, может послужить причиной *оттаивания мерзлых пород* за счет миграции флюида по трещинам, нарушений форм рельефа (термокарстовые просадки) и гидрологического режима района. При закачке вод для повышения внутрипластового давления возникает еще одна проблема, повышающая риск возникновения техногенных аварий – это *заражение нефтесодержащих пластов сульфатредуцирующими бактериями*. В результате анаэробного разложения углеводов и связанного с ним *выделения сероводорода* во вмещающих породах возникает избыточное давление газа, что может послужить причиной технологических осложнений при эксплуатации скважин. Значительные изменения ландшафтов происходят в зоне трубопроводов. При тепловом воздействии газо-, нефтепроводов на многолетнюю мерзлоту активизируются криогенные процессы: термокарст, морозное пучение, солифлюкция, оврагообразование. Отопляющее действие трубопроводов приводит к деградации многолетнемерзлых пород, поскольку среднегодовая температура вдоль промысловых коммуникаций на всем их протяжении положительная. Так, расчеты, приведенные в работе (Новоселов, Черпаков, 1999), свидетельствуют, что в ходе 3–5-летней эксплуатации трубопровода глубина протаивания может достигать 3–8 м. Анализ имеющейся литературы по исследованиям состояния природной среды арктических районов показывает (АМАР..., 2009; Вечная мерзлота и освоение..., 2002), что опыт охраны природы регионов с холодным климатом невелик, а природоохранные меры являются модифицированными технологиями, созданными для более южных районов (Медведский, 1987; Методическое руководство..., 1987; Полозков и др., 1987; Полозков и др., 1989).

4.1.2. Техногенная трансформация ландшафтной структуры целинных тундр

Анализ распределения форм рельефа целинных и нарушенных участков тундры с использованием результатов геохимического опробования почвенно-растительного покрова и поверхностных вод показал, что в зоне влияния буровых площадок формируются специфическая техногенная структура элементарных ландшафтов с ореольными водами и определенным спектром ответных реакций почвенно-растительного покрова. Техногенная структура образована сочетанием, как правило, сложных контуров механических повреждений напочвенного покрова с включениями контуров первичного рельефа и почв, пятен уцелевшей коренной растительности. Полученная карта отчетливо раскрывает особенности техногенной трансформации ландшафтной структуры при проведении буровых работ в тундре. По комплексу признаков в пределах исследованной территории целесообразно различать два типа техногенных ландшафтов: харьягинский (характерный для заболоченных междуречий) и сеношорский (присущий долинам малых водотоков).

4.1.2.1. Харьягинский тип техногенной ландшафтной структуры

Здесь техногенные модификации природных ландшафтов характеризуются сравнительным однообразием, которое обусловлено особенностями ландшафтной структуры заболоченных междуречий. На основе принципов систематики (Перельман, Мырлян, 1984) составлена картосхема элементарных геохимических ландшафтов участка «Харьяга» (рис. 4.6). В его пределах для фоновых участков выделяется одно семейство, объединенное в один тип и группу и составляющее ряд биогенных элементарных ландшафтов – ивняковые кустарничковые зеленомошно-сфагновые южные тундры.

Самой крупной единицей в систематике техногенных элементарных ландшафтов участка «Харьяга» является отряд. По характеру и типу техногенного воздействия определены нефтегеолого-промышленный и дорожный отряды, которые составляют ряд техногенных ландшафтов. По степени техногенного воздействия выделены два разряда – умеренный и сильный. К первому относятся ландшафты, характеризующиеся только механическими нарушениями почвенно-растительного покрова (разъезженные участки тундры). Ко второму относится буровая площадка с прилегающими к ней участками тундры. Эта территория, совпадающая с границами техногенного участка, отличается изменением геохимического фона (табл. 4.3) и полной трансформацией первичных природных ландшафтов (преобразованием структуры почвенного профиля, появлением новообразованных геохимических барьеров и морфо-анатомических повреждений растений, изменением класса водной миграции).

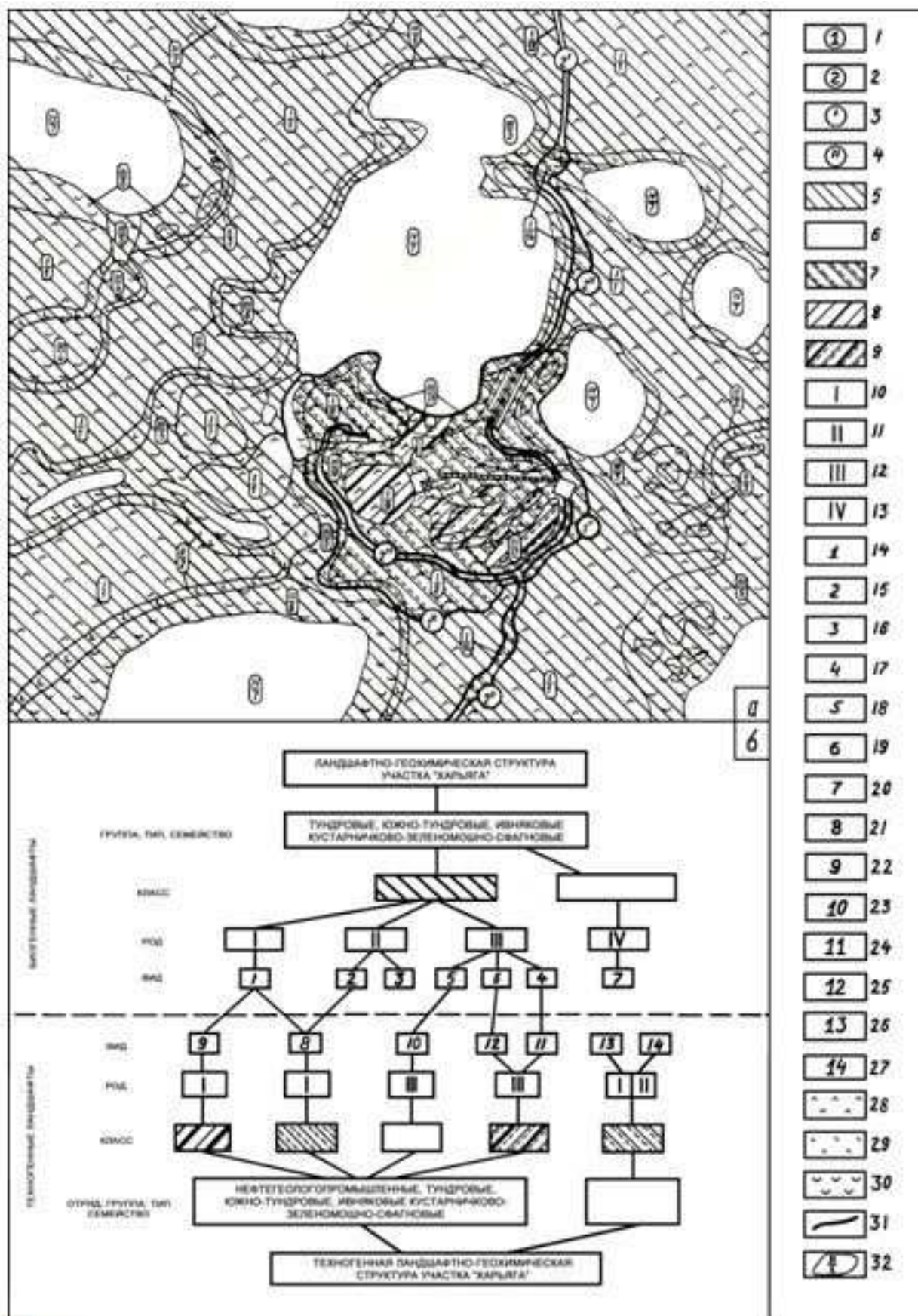


Рисунок. 4.6. Пространственная и структурная дифференциация элементарных геохимических ландшафтов участка «Харьяга». Усл. обозн.: *отряды*: 1 – нефтегеолого-промышленный, 2 – дорожный. *Разряды*: 3 – умеренная степень повреждений почвенно-растительного покрова, 4 – сильная степень повреждений почвенно-растительного покрова. *Группы, типы, семейства*: тундровые, ивняковые, кустарничково-зеленомошно-сфагновые южные тундры. *Классы*: 5 – кислый-глеевый (H^+-Fe^{2+}), 6 – слабокислый-глеевый

(Fe^{2+} –РОВ), **7** – кислый-глеевый (H^+ – Fe^{2+}), **8** – соленосный (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), **9** – соленосный, слабокислый-глеевый (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} / Fe^{2+} –РОВ). *Роды*: **10** – автономные, и **11** – трансэлювиальные, **12** – трансаккумулятивные, **13** – субаквальные. *Виды*: **14** – плоская мелко-среднекочковатая равнина с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных сухо-торфяных почвах с сорбционно-глеевыми, биосорбционными, мерзлотными сорбционно-механическими, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, А6-G6, сезонное промерзание смыкается с многолетнемерзлыми породами (ММП), мощность сезонно-талого слоя (СТС) 40–50см; **15** – склоны озерно-болотных котловин с ерниковой осоково-кустарничково-моховой растительностью на мерзлотных торфяно-глеевых почвах с глеево-сорбционными, мерзлотно-сорбционными, биосорбционными, мерзлотными сорбционно-механическими, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, А6-G6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 100–150см; **16** – плоские мелкокочкарные бугры пучения с пятнами водорослевой и лишайниковой растительности на вершинах и с багульниково-морозково-мохово-лишайниковой растительностью на коротких склонах на мерзлотных сухо-торфяных почвах с мерзлотным сорбционно-механическим, кислородно-сорбционным, сорбционно-глеевым геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, А6-G6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 30–50см; **17** – ровные днища котловин спущенных озер с осоково-сфагновой растительностью на тундровых болотных почвах с сорбционно-глеевыми и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **18** – полосы стока с ивняковой осоково-сфагновой растительностью на тундровых болотных почвах с сорбционно-глеевыми и биосорбционными геохимическими аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **19** – плоские прибрежные отмели в озерных котловинах с осоковой растительностью на торфяных отложениях с сорбционно-глеевым геохимическим барьером с аномалией С6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **20** – озера с торфяными отложениями с сорбционно-глеевым геохимическим барьером с аномалией С6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **21** – плоская поверхность с антропогенным микрорельефом (рытвины, колеи, обваловки) с поврежденной коренной растительностью (кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на мерзлотных сухо-торфяных почвах с сорбционно-глеевыми, мерзлотными сорбционно-механическими, биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6 G2-G2, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 60–120см; **22** – ровная антропогенная поверхность на месте котлована-отстойника с отработанными буровыми растворами, представленными песчано-глинисто-щебнистым шламом (толщина наносов 10–50 см) с сорбционно-глеевыми, кислородно-сорбционными, кислыми-щелочными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-G2, С7-G7, А6-G6, Е3, D6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **23** – полосы стока с поврежденной ивняковой осоково-сфагновой растительностью, с песчано-глинистыми наносами с формированием мерзлотных сорбционно-механических, сорбционно-глеевых, кислых геохимических барьеров с техногенными аномалиями G2-G7, С2-G2, Е3, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **24** – плоские прибрежные отмели в озерных котловинах с антропогенными наносами (глинистые буровые шламы, остатки ГСМ, бытовые отходы) с формированием сорбционно-глеевых, кислородно-сорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **25** – днища котловин спущенных озер с поврежденной осоково-сфагновой растительностью, перекрытое техногенными наносами и заполненное сточными буровыми водами с формированием глеево-сорбционных, кислородно-сорбционных, кислого, щелочного, биосорбционного геохимических барьеров с техногенными аномалиями G2-G6-G7, С2-G2, D6, Е3, А2-G2, сезонное промерзание не смыкается с ММП; **26** – плоская поверхность с механическими повреждениями мелко-среднекочкарной кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на мерзлотных сухо-торфяных почвах (разъезженные участки тундры с шириной колеи 3–4 м), сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 40–60 см; **27** – плоская поверхность с механическими повреждениями мелко-среднекочкарной ерниковой кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на мерзлотных сухо-торфяных и торфяно-болотных почвах (разъезженные участки тундры с шириной колеи первые десятки метров), сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 70-150. *Дополнительные обозначения*: **28** – мерзлотные сухо-торфяные почвы, **29** – мерзлотные торфяно-глеевые почвы, **30** – тундровые болотные почвы, **31** – границы и **32** – обозначение элементарных геохимических ландшафтов (в числителе – род, в знаменателе – вид ландшафта.).

Парагенетические ассоциации элементов-примесей¹⁷ в надмерзлотном горизонте почв участка «Харьяга», 0-50см

Тип почв	Фоновый участок	Техногенный участок
Мерзлотные торфяно-глеевые	<u>P, Zn, Cu, Sn, Mn, Fe</u> Cr, V	<u>Ti, Pb, Zr, Ba, Cr, V</u> Sr, Mo, Mn, Fe

Из данных табл. 4.3 видно, что по накоплению (группа элементов в числителе характеризует накопление в ландшафтах, а в знаменателе – их вынос) отмеченные участки различаются, то же самое можно заключить и по группе элементов в знаменателе, которая характеризует вынос. Данные различия обусловлены изменением класса водной миграции в результате химического воздействия промышленных стоков.

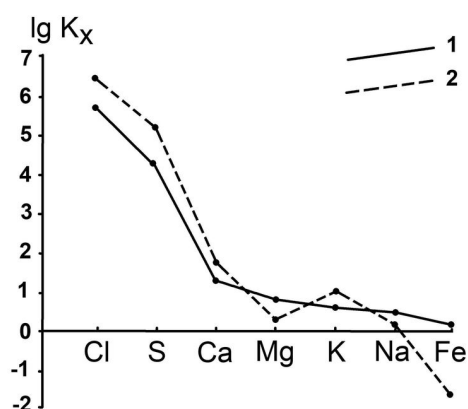


Рисунок. 4.7. Геохимические спектры коэффициентов водной миграции элементов (K_x) в фоновых (1) и техногенных (2) водах.

Для определения класса техногенных (ореольных) вод был выполнен химический анализ мерзлотной верховодки, пробы которой отбирали из почвенных шурфов, а поверхностных вод – из ручьев и малых рек, дренирующих исследуемые участки. По ним сделаны расчеты коэффициентов водной миграции (Перельман, 1979), где содержание элемента в гидрохимической пробе пересчитывалось на его кларк в литосфере. Результаты сгруппированы по фоновым и техногенным участкам и показаны на геохимическом спектре (рис. 4.7). Ввиду резких различий содержаний крайних элементов при построении графика использованы логарифмы значений концентраций. Сопряженный анализ показал, что в поверхностных водах на техногенных участках увеличивается содержание серы, хлора, калия, для магния отмечается снижение концентрации. Другими словами, в пределах буровой площадки формируется техногенное засоление, которое приводит к изменению класса водной миграции как на самой буровой площадке, так и на прилегающих к ней участках целинной тундры. Установлено, что в результате техногенного преобразования первичного семейства ивняковых кустарничковых зеленомошно-сфагновых южнотундровых ландшафтов сформировалось четыре мерзлотных класса техногенных вод: кислый-глеевый ($H^+ - Fe^{2+}$), соленосный ($Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}$), слабокислый-глеевый с большим количеством растворенного органического вещества ($Fe^{2+} - POB$), соленосный/слабокислый-глеевый ($Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}/Fe^{2+} - POB$). Роды элементарных ландшафтов выделены согласно критериям, предложенными М.А.Глазовской (1964).

Виды ландшафтов определены на основе различий увлажнения почв, мощности торфяного горизонта и глубины залегания мерзлотного водоупора. Автономные техногенные ландшафты представлены двумя видами. Первый – плоская неровная поверхность (рытвины и бо-

¹⁷ Группа элементов в числителе характеризует накопление в ландшафтах, а в знаменателе – их вынос.

розды от колеи, обваловки) с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных сухо-торфяных почвах. Мощность СТС – 60-120 см. Второй – ровная поверхность на месте котлована-отстойника, с остатками обваловки по краю, с песчано-глинисто-щебнистым шламом от буровых растворов на сухо-торфяных почвах. Сезонное промерзание часто не смыкается с мерзлотой. Трансэлювиальные техногенные ландшафты представлены полосами стока с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой и ерниковой осоково-кустарничково-моховой растительностью с песчано-глинистыми наносами, остатками разливов сточных вод, топочного мазута и дизельного топлива на мерзлотных сухо-торфяных и торфяно-глеевых почвах. Трансаккумулятивные техногенные ландшафты приурочены к краевой зоне озерно-болотных котловин с поврежденной ивняковой осоко-сфагновой растительностью с техногенными наносами (глины, остатки ГСМ, бытовые отходы) на погретых тундрово-болотных почвах. Субаквальный техногенный ландшафт представлен заболоченной котловиной на месте спущенного озера с поврежденной осоково-сфагновой растительностью на торфяных отложениях, перекрытой техногенными наносами и заполненной сточными водами. Сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой.

Модель техногенных преобразований первичной ландшафтной структуры участка «Харьяга». На картосхеме участка «Харьяга» видно, что в пределах техногенной площадки элементарные геохимические ландшафты характеризуются мелкоконтурностью и локальностью (рис. 4.6,а). Техногенные преобразования выражаются в усложнении первичной ландшафтной структуры, что отражается в появлении новых геохимических классов элементарных ландшафтов (рис. 4.6,б). Усиливается геохимическая контрастность условий миграции элементов-примесей: появляются новообразованные геохимические барьеры с нетипичными для условий тундр геохимическими аномалиями С7–G7, А7–G7, D6–E6 и, возможно, B6–G6, которые формируются в зоне контакта аварийных разливов промышленных стоков буровой.

В целом для территории с харьягинским типом ландшафтной структуры характерна слабая геохимическая контрастность, которая обусловлена малой расчлененностью рельефа (относительные превышения 1,5-2,3 м). Широкое развитие торфяных отложений и распространенность озерно-болотных комплексов способствуют развитию сорбции и аккумуляции загрязнения в ландшафтах – процессы аккумуляции преобладают над процессом выноса. Данный тип техногенного преобразования ландшафтной структуры наиболее характерен для Харьягинского (буровые Х-26, Х-13, Х-7) и Сандивейского (буровые С-6, С-2) нефтяных месторождений. Кроме того, наличие относительно невысоких превышений в рельефе заболоченных междуречий свидетельствует о слабой геохимической контрастности при сопряжении ландшафтов.

4.1.2.2. Сеношорский тип техногенной ландшафтной структуры

Для него характерно формирование более сложной структуры (рис. 4.8), которая определяется разливами буровых растворов и углеводородов, механическими повреждениями почвенно-растительного покрова, а также техногенными новообразованиями поверхности рельефа (развитие эрозионных рытвин и промоин, заболачивание поймы). В структуре природных ландшафтов выде-

ляются два семейства, относящихся к разным группам геохимических элементарных ландшафтов: 1) ивняковые кустарничковые зеленомошные южные тундры из группы тундровых ландшафтов и 2) ивняковые разнотравные пойменные луга, входящие в группу луговых ландшафтов. Обе эти группы составляют ряд биогенных ландшафтов. Среди первого семейства ландшафтов характерно формирование кислого, переходного к кислому–глеевому (H^+ , $H^+ - Fe^{2+}$). Для второго – слабокислый–глеевый ($Fe^{2+} - POB$) мерзлотный класс, где «геохимическим диктатором» является растворенное органическое вещество. В результате техногенной трансформации первичной ландшафтной структуры в пределах участка «Сено-шор», как и на участке «Харьяга», формируются два отряда: нефте-геолого-промышленный и дорожный отряды, которые объединены в ряд техногенных ландшафтов. По степени техногенного воздействия выделяются два разряда – умеренный и сильный. К первому относятся дорожные ландшафты и участки (вахтовый поселок, территория вокруг вертолетной площадки и подъезды к ней) разъезженной тундры с механическими повреждениями почвенно-растительного покрова, ко второму – участки дорог с эрозионными промоинами, а также территория буровой площадки, характеризующаяся сильными повреждениями напочвенного покрова и растительности, изменением геохимического фона (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Парагенетические ассоциации элементов-примесей в надмерзлотном горизонте почв участка «Сено-шор», 0-50 см

Тип почв	Фоновый участок	Техногенный участок
Надмерзлотные торфянисто-глеевые	<u>Cr, Ni</u> Ba, Sr, Mn	<u>Ba, Sr, Pb</u> Ga, Sn, Ti, Cu, Be

Результаты факторного анализа (табл. 4.4) показывают, что в верхней части почвенного профиля, подверженной техногенному преобразованию, происходит накопление типоморфных элементов-примесей из состава буровых шламов и отработанных растворов. Эти элементы даны в числителе. При этом для техногенных участков, в отличие от фоновых, характерен интенсивный вынос элементов, среди которых медь и бериллий входят в состав нефтей, что дает основание полагать наличие остаточного углеводородного загрязнения, которое достаточно активно вымывается поверхностным стоком. Последнее во многом обусловлено образованием новых классов водной миграции. В результате химического загрязнения ивняковых кустарничково-зеленомошных южнотундровых ландшафтов появились: кислый/кислый–глеевый (H^+ , $H^+ - Fe^{2+}$), солёносный (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), кислый (H^+) мерзлотные классы водной миграции. Для семейства техногенно преобразованных ивняковых разнотравно-пойменных лугов установлено формирование слабокислого–глеевого ($Fe^{2+} - POB$) и солёносного/слабокисло-глеевого (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , $SO_4^{2-}/ Fe^{2+} - POB$) мерзлотных классов. Роды ландшафтов выделены согласно принципам систематики М.А.Глазовской (1964), а виды элементарных ландшафтов различаются по генезису почв, степени их увлажнения и механическому составу.

Рисунок. 4.8. Пространственная (а) и структурная (б) дифференциация элементарных геохимических ландшафтов участка «Сено-шор» Усл. обозн.: *отряды*: 1 – нефтегеолого-промышленный, 2 – дорожный. *Разряды*: 3 – умеренная степень повреждений почвенно-растительного покрова, 4 – сильная степень повреждений почвенно-растительного покрова. *Группы, типы, семейства*: тундровые, ивняковые кустарничково-зеленомошные южные тундры и луговые, ивняково-разнотравные пойменные луга. *Классы*: 5 – кислый,

переходный к кислому глеевому (H^+-Fe^{2+}), и кислый (H^+), 7 – соленосный (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), 8 – соленосный, слабокислый-глеевый (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}/Fe^{2+} –РОВ), 9 – слабокислый-глеевый (Fe^{2+} –РОВ). Роды: 10 – автономные, 11 – трансэлювиальные, 12 – трансэлювиально-аккумулятивные, 13 – аллювиально-аккумулятивные, 14 – супераккумулятивные. *Виды*: 15 – плоско-бугристая поверхность целинной тундры с кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфяных элювиально-глеевых (поверхностно-глеевых) почвах с глеево-сорбционными и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание смыкается с многолетнемерзлыми породами (ММП), мощность СТС 60–80 см; 16 – пологий мелкокочковатый склон долины ручья с ерниковой кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфянистых элювиально-глеевых (поверхностно-глеевых) почвах с окислительно-сорбционным, глеево- сорбционным и биосорбционным геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 17 – вогнутые части склонов с крупно-ивняковой мохово-травяной растительностью на дерново-глеевых почвах с кислородно-сорбционными, глеевыми геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 18 – полосы стока с ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на торфяно-глеевых почвах с глеево-сорбционными и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 19 – пойма ручья с крупно-ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых песчано-суглинистых почвах с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6-G6, G2-C2, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 20 – антропогенная поверхность на месте котлована-отстойника с песчано-глинисто-щебнистым буровым шламом мощностью 30–50 см, с сорбционно-глеевыми, сорбционно-кислыми геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С7-G7, G2-C2, Е3-G3, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 21 – пологий неровный склон с антропогенным микро-рельефом (дороги, эрозионные промоины и рытвины, обваловки) с сильным повреждением коренной растительности (ерниковая кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на техногенно преобразованных поверхностно-глеевых торфянистых почвах с формированием сорбционно-глеевых, окислительно-сорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями А6-G6, С6-G6, С2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 22 – плоская неровная антропогенная поверхность с сильным повреждением коренной растительности (ерниковая кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на техногенно преобразованных поверхностно-глеевых торфяных почвах с формированием сорбционно-глеевых биосорбционных геохимических барьеров с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность – СТС 60–90 см; 23 – полосы стока с поврежденной крупно-ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на техногенно преобразованных торфяно-болотных и торфяно-глеевых почвах с формированием глеево-сорбционных кислородно-сорбционных, кислых, щелочных, биосорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, Е3, D6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 24 – вогнутые части склонов в пределах техногенных делювиальных шлейфов с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 25 – пойма ручья с поврежденной крупно-ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-глинистым делювием с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 26 – плоско-бугристая антропогенная поверхность с линейными механическими повреждениями коренной растительности (ерниковая зеленомошно-лишайниковая тундра) на торфяно-глеевых и торфянистых поверхностно-глеевых почвах, представленная вездеходной дорогой (ширина разъезженной части колеи 3–4 м, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС – 40–70 см; 27 – плоско-бугристая антропогенная поверхность с сильными механическими повреждениями коренной растительности (ерниковая зеленомошно-лишайниковая тундра) на мерзлотных торфянистых поверхностно-глеевых почвах, представленная вездеходной дорогой (ширина разъезженной части колеи первые десятки метров), сезонное промерзание не смыкается с ММП. *Дополнительные обозначения*: 28 – мерзлотные торфяно-глеевые почвы, 29 – торфянистые поверхностно-глеевые почвы, 30 – дерново-глеевые делювиальные суглинистые почвы, 31 – дерново-глеевые аллювиальные песчаные почвы, 32 – границы отрядов техногенных ландшафтов, 33 – границы и обозначения элементарных геохимических ландшафтов (в числителе – род, в знаменателе – вид элементарного ландшафта).

Их характеристика следующая. Автономные техногенные ландшафты представлены двумя видами. Первый – плоская неровная поверхность с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфяно-болотных почвах. Мощность СТС – 80-100 см. Второй – ровная поверхность на месте котлована-отстойника с песчано-глинисто-щебнистым буровым шламом на мерзлотных торфяно-болотных, торфяных поверхностно-глеевых суглинистых почвах, сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой. Трансэлювиальные техногенные ландшафты представлены пологим неровным склоном, техногенный микро-рельеф склона образован дорогами, эрозионными рытвинами и промоинами, обвалами, с сильным повреждением ерниковой кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на торфяных, торфянистых поверхностно-глеевых, поверхностно-глееватых почвах. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой. Трансэлювиально-аккумулятивные техногенные ландшафты представлены: 1) полосами стока с поврежденной ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на мерзлотных торфяно-болотных, торфяных поверхностно-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-суглинистым делювием, остатками буровых растворов и разливами сточных вод. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой; 2) нижними частями склонов с поврежденной крупно-ивняковой мохово-травяной растительностью на делювиальных суглинистых дерново-глеевых почвах, перекрытых песчано-глинистыми наносами. Сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой. Супераккумулятивные техногенные ландшафты представлены заболоченной поймой ручья с поврежденной ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-глинистым делювием. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой.

Модель техногенных преобразований первичной ландшафтной структуры участка «Сено-шор». Из картосхемы (рис. 4.8,б) видно, что структура участка «Сено-шор» организована сложнее, чем участок «Харьяга» (рис. 4.8,б). Образование новых классов водной миграции связано с техногенным засолением, которое, в свою очередь, вызвало появление новообразованных геохимических барьеров, среди которых чаще встречаются глеево-сорбционные и кислородно-сорбционные с аномалиями преимущественно А6–G6, С6–G6. На дне эрозионных рытвин и промоин, суффозионных просадках, а также на поверхности техногенного делювия на пойменной террасе и в зоне разгрузки мерзлотной верховодки характерно формирование техногенного кислородно-сорбционного геохимического барьера с аномалией А6–G6 и, возможно, А7–G7. На техногенном участке в местах аварийных разливов буровых шламов и сточных вод возникают контрастная геохимическая обстановка и нетипичные (диссонансные) для условий тундры геохимические аномалии D7–E7 и, вероятно, B6–G6 класса. Следует отметить, что в сеношорских ландшафтах происходит активная миграция химических элементов, с преобладанием процессов выноса над процессами аккумуляции. Формирование техногенной ландшафтной структуры по сеношорскому типу в пределах Лая-Колвинского междуречья отмечается для Мишваньского нефтяного месторождения (буровые М-2, М-11, М-15). В Верхне-Колвинском озерном районе этот тип установлен для буровой Сандивей-21 (Сандивейское месторождение), Харьяга-4 и Харьяга-11 (Харьягинское месторождение).

4.1.2.3. Эколого-геохимическое прогнозное районирование при оценке устойчивости целинных тундр к нефтяному загрязнению

Объектом оперативного прогнозного районирования являются природные геосистемы со схожим комплексом ответных реакций природной среды на техногенное воздействие. Постулируется, что техногенное загрязнение, обязанное одному и тому же источнику (промышленное предприятие, транспортная магистраль, агроландшафт, урбанизированная территория), неодинаково в различных ландшафтно-геохимических условиях: в тундре, тайге, в условиях холмистого рельефа, на плоских водоразделах и равнинах, в районах развития кристаллических пород и рыхлых осадочных отложений. Из чего следует, что на прогнозных картах эколого-геохимического районирования в зависимости от масштаба должны отражаться геокомплексы с определенным набором природно-территориальных единиц определенного ранга с однотипным характером миграции элементов и со схожим комплексом ответных реакций природной среды на техногенное воздействие. В нашем случае в качестве наименьшей картографической единицы прогнозного районирования выступают геохимические ландшафты. Выбор геохимических ландшафтов в качестве наименьших картографических единиц при оперативном прогножном эколого-геохимическом картографировании проистекает из *когерентности* геохимического ландшафта. Под когерентностью понимается скоррелированность (согласованность) взаимосвязанных и взаимообусловленных геохимических процессов, определяющих степень закрепления, разрушения, выноса и трансформации загрязняющих веществ в границах одного или группы геохимических ландшафтов. При прогножном районировании *принцип когерентности*¹⁸ позволяет обоснованно переносить геохимическую характеристику ключевого ландшафта на аналогичные территории, ландшафтно-геохимически не исследованные. Именно на основании данного принципа построены среднемасштабные прогнозные карты для районов нефтегазодобычи в Большеземельской тундре и на Ямале.

Геохимические ландшафты в качестве самостоятельных объектов оперативного прогнозного районирования могут выделяться: **1)** как территории, объединяемые по эффективности применения конкретных природоохранных мероприятий; **2)** как площадь, составленная геохимическими ландшафтами, где техногенное воздействие сопровождается появлением характерного комплекса ответных реакций природной среды на конкретное техногенное воздействие (например, бурение скважин); **3)** в виде ареалов, включающих один геохимический ландшафт или группу ландшафтов со сходными природными условиями, которые определенным образом влияют на закрепление, разрушение, вынос и трансформацию загрязняющих веществ. В настоящей работе выделение технобиогеом проведено с учетом первого и последнего пунктов.

¹⁸ Понятие когерентности геохимических ландшафтов предложено А. И. Перельманом в 1987 г., но не нашедшим пока широкого распространения в оперативном прогножном эколого-геохимическом картографировании.

Оперативное прогнозное эколого-геохимическое районирование по эффективности применения конкретных природоохранных мероприятий. Нами было выполнено районирование Большеземельской тундры и составлена прогнозная эколого-геохимическая картосхема с выделением районов с возможными харьягинским и сеношорским типами техногенной трансформации целинных тундр, сгруппировав их относительно распространения нефтеносных территорий (рис. 4.9).

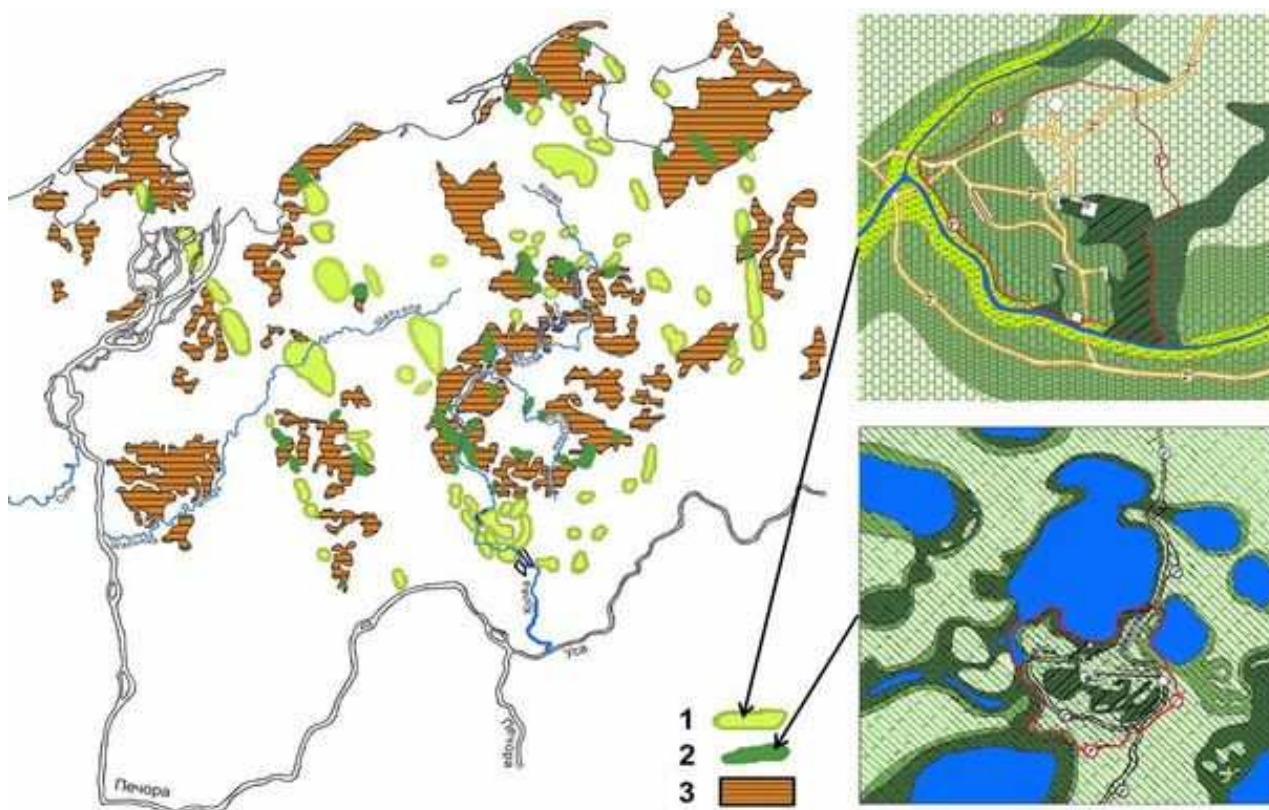


Рисунок. 4.9. Технобиогемы в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре, где техногенная трансформация целинных тундр может развиваться по сеношорскому (1) и харьягинскому (2) типам. Дополн. усл. обозн.: 3) площадь распространения реликтовых торфяников.

Прогнозные геохимические ландшафты сеношорского типа. Особенности миграции техногенных загрязнителей и характер их воздействия на почвенно-растительный покров существенным образом определяются исходными природными условиями долин малых водотоков. Данная прогнозная группа ландшафтов отличается наличием широкого распространения почв с легким механическим составом. Слой морозного промерзания почв не смыкается с кровлей многолетней мерзлоты. При техногенных повреждениях напочвенного покрова активизируются эрозионные процессы. Для данной группы прогнозных ландшафтов характерно преобладание процессов выноса над аккумуляцией. В связи с этим природоохранные на этапе бурения меры должны быть направлены, главным образом, на предотвращение аварийных ситуаций, а в случае аварий – быструю ликвидацию ее последствий. Это определяет основное требование к разработке новых способов защиты природной среды долин малых водотоков – они должны носить профилактический характер. Например, утилизация отработанных буровых растворов и шлама по мере их поступления, ограниче-

ние передвижения тяжелого транспорта летом. Техническая рекультивация должна предусматривать противоэрозионные мероприятия. При выборе смеси трав для биологической рекультивации отработанных буровых следует учитывать, что остатки буровых шламов, запахиваемые в почву при технической рекультивации буровых площадок, сильно подщелачивают верхнюю часть почв – зону корнеобитаемого слоя.

Прогнозные геохимические ландшафты харьягинского типа. Харьягинский тип техногенной трансформации целинных тундр возможен в пределах распространения реликтовых торфяников (рис. 4.7). Техногенные модификации прогнозной группы ландшафтов Харьягинского типа характеризуются сравнительным однообразием, которое обусловлено особенностями ландшафтной структуры заболоченных междуречий. Для данной группы ландшафтов присуща слабая геохимическая контрастность, которая обусловлена малой расчлененностью рельефа (относительные превышения 1.5-2.3 м). Широкое развитие торфяных отложений, преобладание мерзлотных торфяно-болотных почв, в которых слой сезонного оттаивания смыкается с многолетней мерзлотой, и распространенность озерно-болотных комплексов способствуют аккумуляции загрязнения в ландшафтах. Для данной прогнозной группы ландшафтов процессы аккумуляции преобладают над выносом. Следовательно, можно ожидать, что техногенное загрязнение в ландшафтах Харьягинского типа будет сохраняться во времени. Поэтому природоохранные меры должны быть направлены на полную ликвидацию источников загрязнения и предусматривать вывоз остатков химреагентов, нейтрализацию буровых растворов и ликвидацию аварийных разливов углеводородов.

Технологические особенности эффективности природоохранных мер в прогнозных группах ландшафтов. Эксперименты¹⁹ на полевом стационаре «Харьяга-26» по определению нефтеемкости почв суглинистых разностей и торфяных показали, что для первых она составляет 200-300, тогда как для вторых – более 600 кг/м³. Следовательно, степень самоочищения техногенных ландшафтов харьягинского и сеношорского типов будут различаться. Для техногенных ландшафтов сеношорского типа с суглинистыми почвами скорость выноса углеводородов будет выше, чем в ландшафтах харьягинского типа, где в почвенном покрове преобладают торфяные разности. Другими словами, техногенная структура харьягинского типа будет дольше удерживать в себе нефтяное загрязнение и в больших объемах, чем сеношорская структура. Вместе с тем, исследования буровых площадок с разным временем завершения буровых работ показали, что техногенное засоление техногенных площадок с участием натрия устойчивей, чем засоление хлоридами. Причина в том, что хлор быстро вымывается, тогда как натрий активно закрепляется в почвенно-поглощающем комплексе, что уменьшает потенциал плодородия почв и снижает эффективность биологической рекультивации техногенных участков, где преобразование первичных ландшафтов шло по сеношорскому типу. Для харьягинского типа такой четкой зависимости не установ-

¹⁹ Эксперименты проводились на полевом стационаре «Харьяга-26» А. П. Братцевым (Братцев, 1988) с участием автора (Отчет..., 1985).

лено. Следует отметить, что учет различий и особенностей строения техногенной ландшафтной структуры очень важен, так как, по нашему мнению, позволяет дифференцировать природоохранные меры по их эффективности применительно к конкретным условиям и целенаправленно вести поиск и разработку новых способов защиты природной среды тундр.

4.1.3. Суффозионный вынос битумоидов из почв

Считается, что основным механизмом формирования углеводородного загрязнения (УВ-загрязнение) и его перемещения из верхних горизонтов в нижние является гравитационно-капиллярное движение нефти, где в качестве «поршня» выступают атмосферные осадки в виде дождя (Солнцева, 1998, 2004). Но в условиях тундры, где годовое количество выпавших осадков может быть сопоставимо со степными и полупустынными районами,²⁰ эффективность такого механизма представляется недостаточной. По-видимому, дополнительным механизмом формирования ореолов УВ-загрязнения в тундровых ландшафтах может быть суффозионный вынос нефтепродуктов, сорбированных на частицах глинистых минералов, за пределы почвенного профиля. На эту мысль наталкивает установленное в профилях легких почв на отработанных буровых изменение соотношения глинистых минералов. Из-за загрязнения поверхности снега на буровой площадке весной его таяние происходит активнее, чем на целинной тундре. В итоге в пределах буровой площадки латеральный сток мерзлотной верховодки формируется быстрее, чем на прилегающих участках. Увеличение объемов стока мерзлотной верховодки вызывает активизацию внутрипочвенного выноса (суффозии) минеральных частиц. А так как по отношению к воде рассмотренные группы глинистых минералов ведут себя по-разному – у набухающих глинистых минералов (монтмориллонита и смешанослойных глинистых минералов) повышенное сродство к воде, вынос последних будет происходить интенсивнее, нежели хлорита и каолинита. Тогда следует ожидать, что в русле водотока в створе с буровой площадкой и, возможно, ниже по течению соотношение глинистых минералов в донных отложениях будет близко к их соотношению в почве.

4.1.3.1. Радиальное распределение техногенных битумоидов в мерзлотных почвах

После завершения буровых работ на площадке и прилегающей к ней целинной тундре остаются следы загрязнения почвы и растительности нефтью и нефтепродуктами. Мы провели люминесцентно-битумологический анализ поверхностно-глеевых почв и донных отложений

²⁰ Так, например, для Ямала годовая сумма осадков на севере составляет 229 мм (станция Тамбей), а на юге – 298 (станция Новый Порт) (Природа Ямала, 1995), тогда как для Кустаная и Целинограда – 255 и 308 мм/год соответственно (Орлова, 1962).

(наилка). Был опробован бороздовым способом почвенный разрез 325, заложенный на месте бывшей котельной (буровая Мишвань-11). Разрез вскрыл техногенно преобразованную торфянистую поверхностно-глеевую почву со слабо выраженным тиксотропным горизонтом в средней части профиля. Все почвенные пробы имели стойкий запах соляра, хотя со времени прекращения работ прошло 2.5 года. Кроме почвенных были взяты также пробы донных отложений из русла временного водотока в овраге, образовавшемся на краю буровой площадки. Результаты анализа приведены в табл. 4.5.

Таблица 4.5

Результаты люминесцентно-битумологического анализа супесчано-суглинистых
поверхностно-глеевых почв и донных отложений²¹

Объект опробования	Интервал и шаг опробования	Выход ХБ, %	Выход ССБ, %	Характеристика ХБ
Разрез 325, буровая Мишвань-11				
Почва	0–15 см	5.00	0.4	Смолистый
Почва	15–30 см	0.62	0.6	Смолистый
Почва	30–60 см	1.25	0.8	Маслянистый
Почва	60–85 см	0.005	0.001	Легкий
Наилка	В створе буровой	0.005	0.001	Легкий
Разрез 336, буровая Харьяга-11				
Почва	0–15 см	5.0	0.12	Смолистый
Почва	30–50 см	0.31	0.04	Маслянистый
Почва	55–70 см	0.06	0.004	Маслянистый
Почва	110–130 см	0.08	0.005	Маслянистый
Наилка	В створе буровой	0.03	0.003	Легкий
Наилка	100 м ниже буровой	0.003	0.001	Легкий
Наилка	200 м ниже буровой	0.04	0.0012	Маслянистый
Наилка	300 м ниже буровой	0.015	0.0007	Легкий
Наилка	400 м ниже буровой	0.04	0.005	Маслянистый

Выясняется, что и спустя 2.5 года с момента загрязнения почвы, в особенности их верхний слой, все еще загрязнены нефтепродуктами. В пробах наилка содержание люминесцирующих битуминозных веществ фоновое. Вероятно, тиксотропный горизонт в средней части разреза 325 затрудняет нисходящую миграцию УВ-загрязнения. Другой разрез заложен на буровой Харьяга-11, работы на которой к моменту проведения исследований закончились годом ранее. Разрез 336 заложен в полосе стока углеводородного загрязнения, индцированного повреждениями почвенно-растительного покрова. Коренная раститель-

²¹ Люминесцентно-битумологический анализ выполнен в Ухтинском отделении ТПО ВНИГРИ, аналитик Л.А. Анищенко.

ность (кустарниковая-крупноразнотравная ассоциация) сильно повреждена. Разрез вскрыл аллювиально-дерновую почву, представленную средним суглинком с включениями крупной гальки. Верхний слой образован остатками горизонта Ad мощностью 15 см. Ниже залегает суглинистый горизонт, комковатый с песчаными прослоями и включениями гальки, влажный, мощностью 35 см. Этот горизонт залегает на суглинке с ореховатой структурой с линзообразными включениями песчаного материала и крупной гальки. Весь профиль имеет ровную темно-серую окраску. Опробован также наилок из русла водотока, дренирующего буровую. Из данных табл. 4.5 видно, что загрязнение уверенно регистрируется до глубины 50 см, а ниже отмечается только в следах. При этом верхний слой загрязнен в основном смолами, в средней части профиля зарегистрированы легкие фракции технического продукта, а в нижней концентрации углеводородного загрязнения близка к фоновым значениям. Для донных проб битумонасыщение очень слабое, по составу близкое к маслам или легким смолам.

4.1.3.2. Латеральное рассеяние битумоидов при суффозии глинистых минералов

Исследовались образцы, взятые из почвенных разрезов, заложенных по линии ландшафтно-геохимических профилей на фоновом (целинная тундра, прилегающая к буровой Харьга-11) и техногенном участках в долине ручья Сено-шор.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции почв (табл. 4.6) показал, что в верхах почв техногенного участка понижена доля глинистых минералов групп монтмориллонита и гидрослюд. В то же время в пробах наилка, взятых напротив буровой, доля монтмориллонита и гидрослюд в два раза превышает таковую для хлорита и каолинита (рис. 4.10). Можно предположить, что увеличенная доля монтмориллонита и смешанослойных глинистых минералов (илита, смектита) в донных пробах – это недостающая часть набухающих глинистых минералов почв, снесенных в ручей в результате активизации суффозионных процессов в пределах техногенного участка. Поскольку монтмориллонит и смешанослойные более гидрофильны (Зхус, 1966), они должны выноситься интенсивнее, нежели хлорит и каолинит, что и объясняет наблюдаемую картину.

Итак, при формировании техногенных ореолов вынос остаточного УВ-загрязнения за пределы профиля легкосуглинистых почв может осуществляться в результате суффозии при участии глинистых минералов. Наличие тиксотропного горизонта служит своеобразным экраном, препятствующим гравитационно-капиллярному механизму перемещения УВ-загрязнения из верхних горизонтов в нижние. В зимний период вертикальное распределение УВ-загрязнения в профиле почв контролируется криогенными процессами, следы которых сохраняются и в летнее время (сетчатая структура профиля поверхностно-глеевых почв, уменьшение содержания УВ-загрязнения в средней части профиля, совпадающего по своему положению с зоной морозного иссушения).

Таблица 4.6

Содержание основных групп глинистых минералов в илистой фракции мерзлотных торфяных поверхностно-глеевых суглинистых почв, %

Номера разрезов	Глубина отбора, см	Основные группы глинистых минералов				$E = \frac{M + \Gamma}{K + X}$
		Монтмориллонит	Гидро-слюда	Каолинит	Хлорит	
Фоновый участок						
317	30-40	39.7	38.1	18.8	0.3	4.1
	40-50	47.7	32.5	17.7	2.0	4.1
	55-65	26.1	42.2	29.8	1.9	2.1
303	30-40	43.2	31.4	23.1	2.3	2.9
	40-50	35.3	37.6	23.7	3.4	2.6
	55-60	19.4	47.5	30.8	2.3	2.0
Техногенный участок						
299	30-40	18.0	28.6	49.2	4.2	0.9
	40-50	34.8	9.1	51.2	4.8	0.8
	55-60	51.7	11.1	32.3	4.7	1.7
301	35-40	31.0	34.4	32.2	2.4	1.9
	40-50	43.0	35.5	18.8	2.7	3.6
	55-60	35.3	41.1	21.7	1.9	3.2

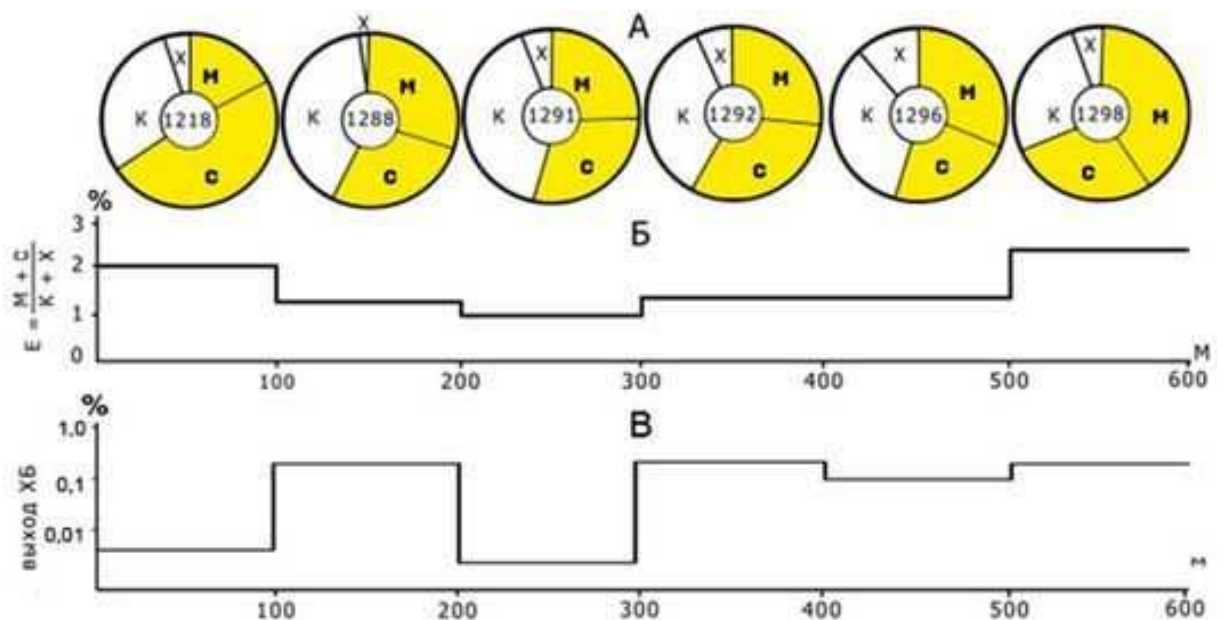


Рисунок. 4.10. Сопряженные графики распределения в донных отложениях руч. Сено-шор (буровая Харьга-11): А – глинистых минералов (К – каолинит, Х – хлорит, М – монтмориллонит, С – смешанослойные минералы); Б – группы набухающих (М+С) и ненабухающих (К+Х) глинистых минералов; В – хлороформенного битумоида (ХБ). Шаг опробования – 100 м, цифры в центре – номера проб.

4.1.4. Образование ореольных вод

Для Большеземельской тундры характерно преобладание малых рек и ручьев длиной меньше 10 км. Они составляют 93.6% от общего количества водотоков. Озерность водосборов достигает 5-10, а заболоченность – 10-20% (Геокриологические условия ..., 1964). Воды пресные и ультрапресные с минерализацией 0.1-0.5 мг/л, гидрокарбонатно-кальциевые-магниевые. Подмерзлотные подземные воды залегают на глубине в интервале 300-800 м. К ним относятся трещинно-пластовые и трещинно-жильные высоконапорные воды. Химический состав этих вод колеблется и зависит от состава вмещающих пород. Наиболее широко распространены хлоридно-натриевые с минерализацией от 40 до 106 г/л (Геокриология..., 1988). Химический состав техногенных вод показан в табл. 4.7 и 4.8.

В пределах полевого стационара «Буровая «Харьяга-26» мерзлотная верховодка имеет преимущественно сульфатно-хлоридно-натриевый, хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевый составы. Для нее характерны высокие значения pH (до 8.6) и увеличенные содержания микроэлементов по сравнению с природными водами. Так, в мерзлотной верховодке почти на порядок выше содержание цинка, свинца; вода обогащена железом, медью, в ней возросла минерализация. Воды болот, загрязненных сточными водами с буровой, отличаются повышенным содержанием ионов натрия и калия, но их суммарное содержание несколько превышает таковое кальция и магния. Много соединений азота и железа.

Воды болот по ионному составу гидрокарбонатно-натриевые, с высокой минерализацией. Химический состав вод ручьев изменился мало и в основном они близки к природным. Вместе с тем, сравнение показателей ионной силы показало, что в пределах буровой площадки химическая активность мерзлотной верховодки увеличилась в 1.5-2.0 раза по сравнению с периодом строительства буровой.

Переполнение котлована-отстойника обусловило внутрипочвенное загрязнение: пробы воды, взятой в смотровых шурфах, заложенных по тальвегам полос стока, по которым сбрасывается избыток сточных вод из котлована-отстойника (пробы 1, 7, 8, табл. 4.7), показали самые высокие значения. Растекание сточных вод вызвало загрязнение вод в озерно-болотных комплексах, прилегающих к буровой. В целом формирование ореольных (техногенных) вод в пределах бурового участка связано с геохимической трансформацией поверхностных вод, которая обусловлена высокой концентрацией водорастворимых солей, поступающих в составе техногенных потоков. Ореольные воды характеризуются высокой минерализацией, преобладанием в ионном составе хлорид-иона и сульфат-иона, увеличенным содержанием нитритов и нитратов, ростом pH за счет техногенного подщелачивания компонентами буровых растворов. В ореольных водах отмечается повышенное (в сравнении с природными водами) содержание железа, меди, свинца, цинка.

Таблица 4.7

Макроионный состав ореольных (техногенных) вод, мг/дм³ (Большеземельская тундра, буровая «Харьяга-26»)

Номер пробы	Место взятия пробы	Взв. вещ-ва	Минерализ,	Сух, ост,	pH	HCO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ³⁻	NO ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺
Мерзлотная верховодка													
1	Шурф 1	264,6	505,5	483,6	8,4	177,0	50,4	141,5	0,00	0,016	70,1	41,3	26,20
2	Разрез 310	493,0	85,3	148,4	5,7	42,7	7,2	10,0	0,00	0,000	6,0	1,2	18,20
3	Шурф 2	264,6	114,3	220,4	5,8	12,2	26,5	34,5	4,40	0,000	19,0	3,0	14,80
4	Котлован	353,4	861,5	945,2`	8,3	67,1	400,8	110,0	9,70	0,268	120,2	13,4	140,0
5	Разрез 307	176,4	63,6	86,0	8,1	30,5	7,2	6,0	2,20	0,027	10,0	1,2	6,50
6	Шурф 3	586,8	75,9	100,4	6,5	42,7	4,8	10,0	0,88	0,000	8,0	7,3	2,20
7	Шурф 4	62,4	88,9	125,2	7,0	48,8	7,2	8,0	2,20	0,013	20,0	2,4	0,25
8	Шурф 5	12,6	769,2	594,2	8,6	323,8	48,0	150,0	0,00	0,013	42,1	4,9	200,80
Воды болот													
9	Болото	2413,6	327,6	258,4	8,1	170,8	33,6	27,0	0,44	0,242	40,1	1,2	54,20
Воды ручьев													
10	Ручей Харьяга	17,3	58,4	57,2	7,3	30,5	7,2	4,5	0,00	0,000	8,0	1,2	7,00
11	Ручей Сено-шор	5,0	181,3	134,8	7,9	115,9	14,4	4,5	0,00	0,000	32,1	3,6	10,8

Микроионный состав ореольных (техногенных) вод, мг/дм³
(Большеземельская тундра, буровая «Харьяга-26»)

Номер пробы	Место взятия пробы	pH	Fe	Zn	Pb	Cu
Мерзлотная верховодка						
1	Шурф 1	8,4	1,30	0,05	0,006	0,000
2	Разрез 310	5,7	6,00	0,06	0,004	0,000
3	Шурф 2	5,8	12,00	0,05	0,000	0,000
4	Котлован	8,3	32,00	0,18	0,005	0,000
5	Разрез 307	8,1	3,55	0,60	0,006	0,000
6	Шурф 3	6,5	6,70	0,16	0,026	0,003
7	Шурф 4	7,0	5,40	0,09	0,000	0,000
8	Шурф 5	8,6	0,60	0,07	0,004	0,000
Воды болот						
9	Болото	8,1	28,0	0,12	0,025	0,003
Воды ручьев						
10	Ручей Харьяга	7,3	1,90	0,05	0,006	0,000
11	Ручей Сено-шор	7,9	0,91	0,07	0,000	0,000

4.1.5. Ответные реакции тундровых растений на углеводородное загрязнение

Метод анализа техногенного воздействия на природную среду по внешнему состоянию растительности в определенных условиях может быть достаточно информативным. В его основе лежит учет ответных реакций растений-биоиндикаторов (Биогеохимические основы , ...1993; Мониторинг природной среды, ...1984). Анализируя состояние биоиндикаторов, можно с определенной долей надежности судить об уровне техногенного воздействия в конкретном районе (Скарлыгина-Уфимцева и др.,...1980; Батоян и др., 1990). Изучение экологических последствий проведения буровых работ на нефтяных месторождениях в Большеземельской тундре показало их связь с морфологическими изменениями растений.

4.1.5.1. Морфо-анатомические преобразования в растениях

Исследование проведено на полевом стационаре «Буровая Харьяга-26». Морфологическое описание и измерения листьев растений-эдификаторов выполнены как на фоновом (участок целинной тундры), так и техногенном (буровая площадка) участке. Одновременно собирали растительный материал (молодые побеги багульника и ивы) для проведения сравнительного морфо-

анатомического анализа. Просмотр препаратов и микрофотосъемку проводили на световом микроскопе «Ampleval». ²²

Морфологические изменения. Изучение техногенного воздействия на растительный покров выявило его связь с морфологическими изменениями кустарниковых, кустарничковых и травянистых форм растений. В ходе наблюдений за возобновлением растительности на отработанной буровой площадке для некоторых растений были установлены своеобразные морфологические изменения. Так, у хвоща (*Equisetum arvense*), иван-чая (*Chamerion latifolium*), ромашки (*Fripleurospermum phaeocephala*), крестовника (*Senecio congestus*) обнаружена карликовость вегетативных форм. У багульника на исследуемом участке отмечено сильное изменение формы листьев: по мере удаления от верхушки побега наблюдается раскручивание краев листовых пластинок, форма листа из ланцетовидной становится почти овальной. Коэффициент корреляции отношений длины к ширине листовых пластинок для растений с фонового участка составила +0,77 ($n = 11$), а техногенных – +0,45 ($n = 18$). У ивы наблюдалось частичное иссушение побегов, при этом облиственность составляла 40-60%. На побегах текущего года выявлены листья с морфологическими изменениями. В частности, края листовых пластинок были неровные, листья располагались преимущественно на концах побегов, на некоторых ветвях – густое верхушечное скопление листьев в виде розы. Сравнение формы листьев с фонового и техногенных участков показало наличие отклонения в отношении длины к ширине листовых пластинок. Как количественный показатель силы связи между этими двумя сопряженными признаками, был рассчитан коэффициент корреляции. Для листьев с фонового участка его значение составило +0,55 ($n = 16$), а с техногенного – +0,31 ($n = 20$).

Анатомические изменения. Изучение тонкой структуры вегетативных органов (препараты растущих побегов ивы и багульника) позволило выявить анатомические изменения, возникающие в тканях при воздействии углеводородного загрязнения. При окраске срезов метиловым зеленым-пиронином ткани поврежденных растений окрашиваются менее интенсивно, что указывает на пониженное содержание в них нуклеиновых кислот. В тканях и стеблях побегов с техногенного участка в меньшей степени, чем в растениях с фонового, развиты покровные ткани. Клеточный слой кутикулы и эпидермис более тонкие. Элементы механической ткани, особенно в листьях, плохо развиты. Столбчатый мезофилл в листьях багульника обычно представлен пятью–шестью, а в листьях поврежденных растений – только тремя–четырьмя слоями клеток (рис. 4.11). При этом губчатый мезофилл у поврежденного растения характеризуется развитием крупных межклетников. В поврежденных листьях ивы формировался однослойный мезофилл, тогда как в листьях растений с фонового участка он состоял из двух-трех слоев (рис. 4.12).

²² Подготовка препаратов, выполнение микрофотосъемки и анатомического описания осуществлялись к.б.н. С.В.Кузивановой.

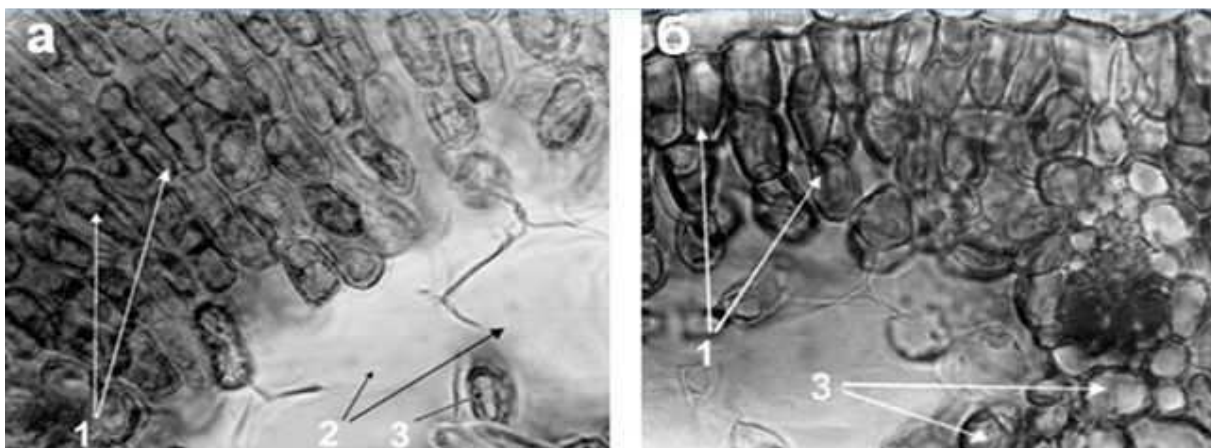


Рисунок. 4.11. Поперечный срез листа багульника с фонового (а) и техногенного (б) участков. Обозн.: столбчатые (1) и губчатые (3) клетки мезофилла, 2 – межклетники. Увеличено в 120 раз.

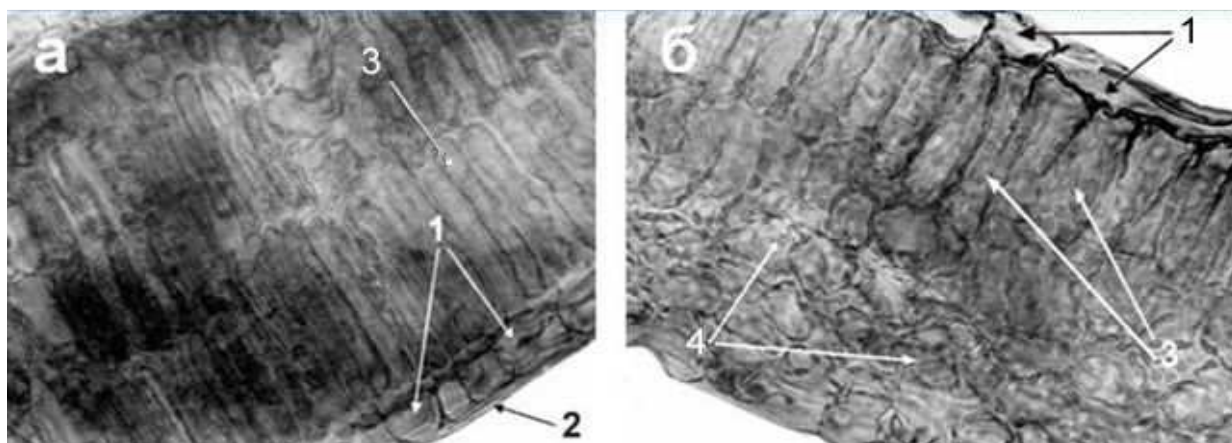


Рисунок. 4.12. Поперечный срез листа ивы с фонового (а) и техногенного (б) участков. Обозн.: клетки эпидермиса (1), кутикула (2), столбчатые (3) и губчатые (4) клетки мезофилла. Увеличено в 120 раз.

Характерной особенностью клеток проводящей системы стебля багульника с фонового участка является наличие в них значительного числа кристаллов оксалата кальция в форме друз (рис.4.13), которые в меньшем количестве встречаются у растений на техногенном участке. Но в то же время в клетках ксилемной ткани стебля растения с техногенного участка отмечаются капли буроватых включений неопределенной природы (рис.4.14).

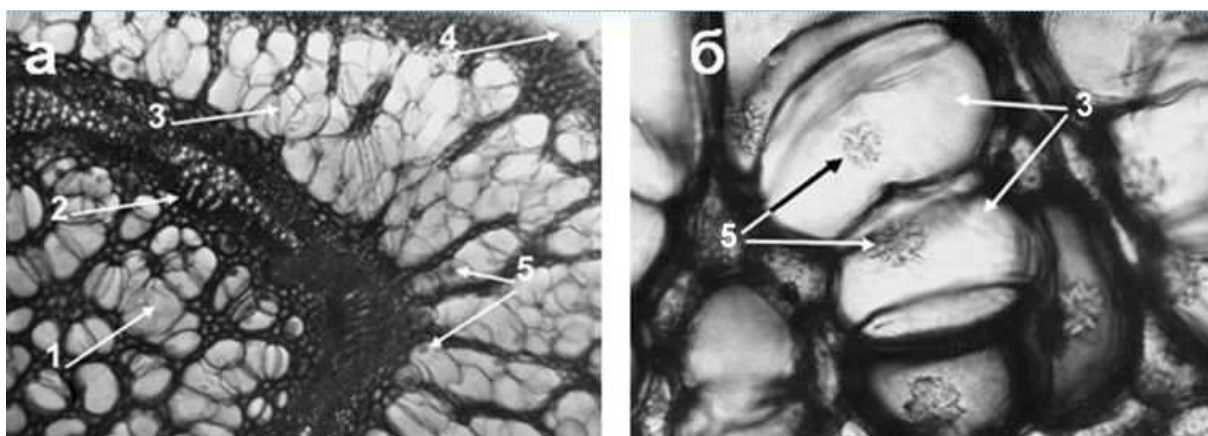


Рисунок. 4.13. Поперечный срез стебля багульника с фонового участка. 1 – ксилема, 2 – флоэма, 3 – паренхима, 4 – эпидермис, 5 – друзы оксалата кальция. Увеличено (а) в 20, (б) – в 120 раз.

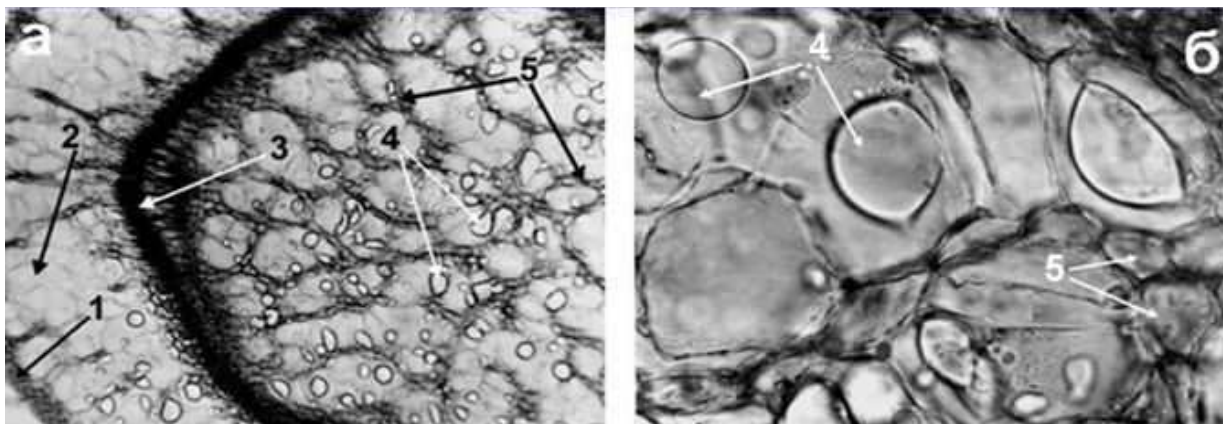


Рисунок. 4.14. Поперечный срез стебля багульника с техногенного участка. 1 – эпидермис, 2 – паренхима, 3 – флоэма, 4 – капли включений неопределенной природы, 5 – ксилема. Увеличено (а) в 20, (б) – в 120 раз.

Следовательно, при углеводородном загрязнении растений возникают характерные нарушения в тонкой структуре вегетативных органов. Эти анатомические преобразования тонкой структуры растений совместно с внешними морфологическими изменениями формируют определенный спектр, который можно считать суммарной специфической реакцией растений на техногенное воздействие.

4.1.5.2. Физические эффекты в сфагнуме при углеводородном загрязнении

Установлено, что с удалением от буровой площадки выявленные признаки повреждений растений ослабевают и регистрируются только в понижениях, так называемых «полосах стока», по которым осуществляется внутрипочвенная миграция наиболее подвижных компонентов техногенного загрязнения. Среди них легкие компоненты (нафтеновые и ароматические углеводороды) нефтесодержащей жидкости «разбегаются» дальше всех (Техногенное загрязнение природных вод..., 2001). Отсюда возникает задача поиска дополнительных признаков, позволяющих обнаружить углеводородное загрязнение там, где нет видимых повреждений растительного покрова, но есть основание предполагать его наличие. Очевидно, что во всех случаях точность качественной оценки станет выше, если при анализе будут учитываться ответные реакции, связанные не только с морфо-анатомическими признаками, но и с другими, например, физическими. В качестве инструментов такого поиска нами использованы ЭПР-спектроскопия и термографический анализ²³. В пределах Харьгагинского месторождения (южная часть Большеземельской тундры) на буровых площадках и фоновых участках изучался сфагновый мох (*Sphagnum squarrosum* L.).

Поскольку сфагновый мох обладает высокой обменной емкостью (Баденкова и др., 1982; Кислотные выпадения, 1990, с.354), то при наличии углеводородного загрязнения в почвах оно может удерживаться внутри проводящих тканей мха. Данное растение часто доминирует в напочвенном покрове тундр (Железнова, 1994). Для сфагнов характерно нарастание

²³ ЭПР-спектроскопия выполнена Г.С. Назаровой, термовесовой анализ – Г.Н. Модяновой (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН).

тание верхушкой, поэтому в качестве объекта опробования отбиралась только верхняя часть мха. Высушенные на воздухе и измельченные пробы исследовались на радиоспектрометре ПРЭС 1001 при частоте 2.3. Гц с частотой модуляции 500 кГц при комнатной температуре. Замечено, что во всех проанализированных образцах сфагнома в спектрах ЭПР отсутствовали линии СР, связанные со сверхтонкими структурами, поэтому о присутствии СР в спектре ЭПР можно было судить только по g-фактору 2.0028, который оказался одинаковым для растений с фонового и техногенного участков, но с различной интенсивностью (J) сигнала спектра ЭПР (рис. 4.15).

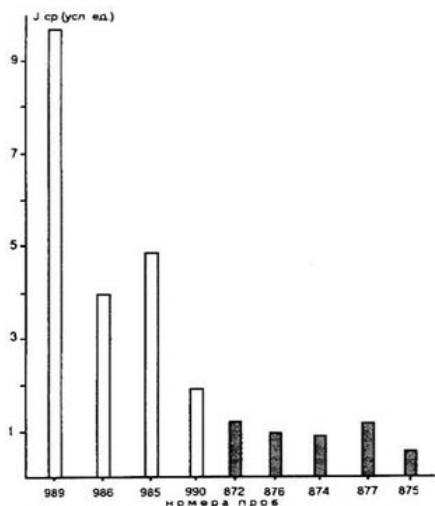


Рисунок. 4.15. Диаграммы интенсивности спектров ЭПР в чистых (без штриховки) и загрязненных образцах (со штриховкой) растений.

Рисунок. 4.15. Диаграммы интенсивности спектров ЭПР в чистых (без штриховки) и загрязненных образцах (со штриховкой) растений. Для повышения информативности графическое изображение удобнее строить в координатах $2,3 \log J/J_0, T^\circ$ (рис. 4.17).

Это позволяет зависимости анализировать по двум параметрам: углу наклона и характеру кривой в температурном интервале 200-400 °С. Из рис. 4.17 следует, что в температурном интервале от 25°С до 200°С интенсивность сигнала СР повышается, причем в загрязненных образцах она сильнее, чем в чистых. Но для оценки наиболее информативен характер кривых в интервале 200-400°С. Если для первых после 200°С увеличение интенсивности сигнала прекращается, то для вторых интенсивность линии ЭПР продолжает возрастать. Как показали наши опыты, интервал 25-400°С достаточен, чтобы отличить чистые растения от грязных. Дальнейшее нагревание образцов изме-

В данном случае использование только интенсивности спектра ЭПР (широкий сигнал которого количественно связан с парамагнитными центрами) при совпадении значений g-фактора затрудняет интерпретацию результатов. Нами была поставлена дополнительная задача по разработке способа, устраняющего неоднозначность интерпретации данных ЭПР-спектроскопии.

Для этого образцы предварительно нагревали, в итоге отмечена зависимость интенсивности линий ЭПР свободных радикалов от температу-

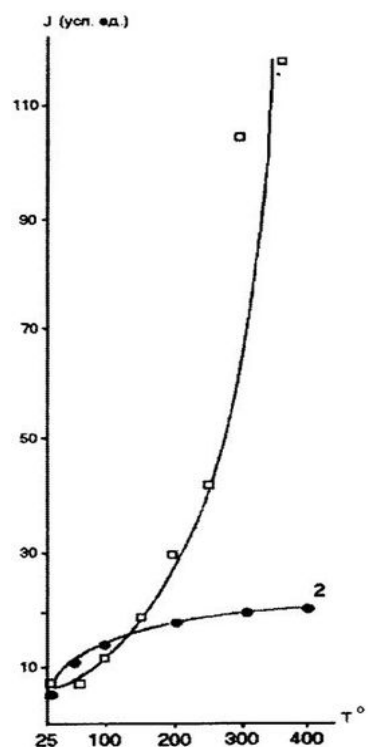


Рисунок. 4.16. Зависимость интенсивности линий ЭПР свободных радикалов от температуры прокаливания чистых (1) и загрязненных (2) образцов растений.

няет ширину линии ЭПР, что усложняет графическую интерпретацию результатов и снижает эффективность метода.

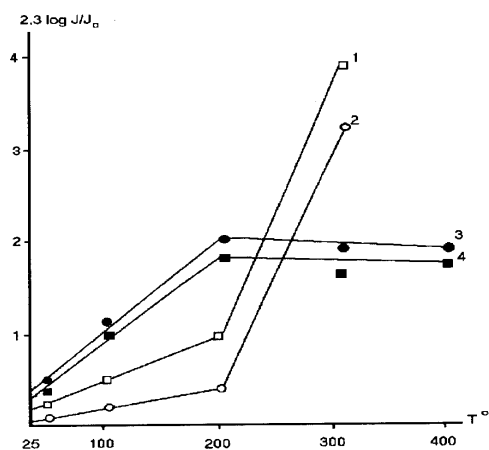


Рисунок. 4.17. Графики зависимости интенсивности линий ЭПР свободных радикалов от температуры прокалывания чистых (1, 2) и загрязненных (3, 4) растений в координатах $2,3 \log J/J_0, T^\circ$.

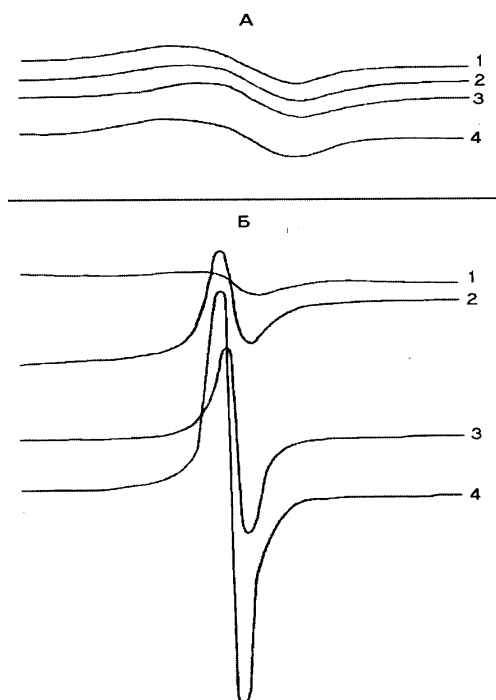


Рисунок. 4.18. Спектры ЭПР вакуумированных образцов чистых (А) и загрязненных (Б) растений. Откачка воздуха: 1 – исходная, 2 – 30, 3 – 60, 4 – 90 мин.

циальной кривой температуры (3) этот термический эффект совпадает с отметкой 309°C. Наличие второго экзоэффекта (397°C) обусловлено, очевидно, окислением кислородосодержащих групп – производных ароматических углеводов. Последние входят в состав гуминовых кислот (Пилипенко и др., 1988).

В то же время установлено, что предварительное вакуумирование образцов перед снятием сигнала позволяет отказаться от графической интерпретации результатов ЭПР-спектроскопии. Сравнение спектров ЭПР вакуумированных образцов загрязненных (рис. 4.18,Б) и чистых (рис. 4.18,А) растений показало, что если для первых характерно резкое увеличение линии ЭПР по мере откачки воздуха, то для вторых оно незначительно. Возможно, что увеличение интенсивности линии $g=0,0028$ в спектре ЭПР в чистом образце при нагреве связано с двумя источниками парамагнитных центров: 1) термической деструкцией углеродно-пептидного комплекса и 2) окислением кислородосодержащих групп – производных ароматических углеводов.

Термографический анализ сфагнома выполнен на дериватографе D-1500. При снятии дериватограмм нагрев образца проводили с различной скоростью, с тем, чтобы выбрать оптимальный режим скорости нагрева для получения четко выраженного экзотермического пика. Всего было проверено четыре режима скорости нагрева – 1.25, 2.5, 4.5 и 10°C/мин. После достижения 450°C (температура выгорания органики) нагрев прекращали. По результатам выбран режим нагрева со скоростью 4°C в минуту. Если нагрев вести с большей скоростью, то вместо четких пиков наблюдается сплошной экзогенный эффект на всю область прогрева. Анализ термограмм (рис. 4.19,А) показал, что для образцов сфагнома с фонового участка характерно наличие на температурной линии нагрева (1) экзоэффекта с максимумом при 290°C, указывающего на начало термического разложения углеводов. По данным Раковского и др., 1957, экзоэффект связан с выгоранием кислородосодержащих гетероциклических соединений. На дифферен-

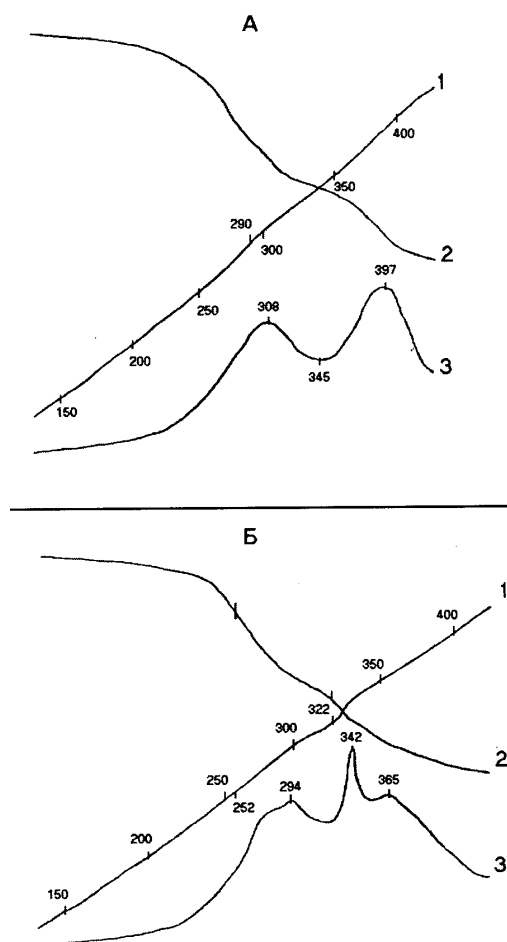


Рисунок. 4.19. Дериватограммы чистого (А) и загрязненного (Б) растений. Кривые: 1 – температуры, 2 – изменения массы, 3 – дифференциальная кривая нагрева.

протекает с тепловыми эффектами, вызывающими смещение температурных экстремумов в область более низких значений.

Таким образом, в результате исследования сфагновых мхов, загрязненных углеводородами, установлена корреляция между содержанием свободных радикалов и изменением термографических характеристик. Примененное сочетание физических методов при изучении сфагнумов показало, что оно может быть достаточно информативным при получении качественной оценки состояния природной среды в районах нефтедобычи. Возможно, что индивидуальные спектры физических эффектов, возникающие в качестве ответных реакций на техногенное воздействие, имеются и у других групп растений. Их поиск представляет самостоятельную задачу, решение которой позволит расширить сферу практического применения ЭПР-спектроскопии и термографии в экологических исследованиях.

Появление на кривой ДТА (3) эндотермического эффекта (345°C) вызвано газовойделением. В то же время термограммы образцов, взятые с загрязненных участков (рис. 4.19,Б), отличаются тем, что все выявленные ранее температурные экстремумы для чистого сфагнума (окисление органики и газовойделение) смещаются в область относительно низких температур и становятся менее выраженными. Меняется и рисунок термограммы – в ней появляется экзотермический эффект, фиксируемый в узком температурном интервале в виде остроконечного пика с экстремальной точкой 342°C , что указывает на большую скорость («взрывной» характер) превращения вещества, совершившегося в образце.

Появление в загрязненном образце экзотермического эффекта с началом в температурной отметке 252°C (линия 1) может свидетельствовать о возгонке (выгорании) углеводородов (Термический анализ ..., 1974). Эндотермический пик 322°C на линии нагрева связан с газовойделением – оно совпадает с появлением характерного серного запаха (как после зажигания спички). Таким образом, методом термовесового анализа установлено, что при термической деструкции мха, загрязненного углеводородами (УВ), в термохимических реакциях участвуют и УВ. Их разложение

4.2. Агротехногенное воздействие на целинные тундры в старопромышленном угольном районе Воркутинской тундры

В системе природоохранных мероприятий, применяемых в районах Арктики, широко используется восстановление нарушенного растительного покрова путем высевания трав – залужения, в результате которого формируются искусственные травяные фитоценозы. Первые опыты по залужению тундр на европейском Северо-Востоке России связаны с именем Исмаила Сыддыковича Хантимера (Котелина, Арчегова, 1996), усилиями которого в 1958 г. были заложены луговые участки из испытанных им местных видов трав – мятлика лугового (*Poa pratensis*) и лисохвоста лугового (*Alopecurus pratensis*), доминантных в тундровых луговинах, формирующих небольшие участки на береговых уступах в долине рек Воркута и Юнь-яха. К началу проведения наших биогеохимических исследований (1986 г.) площади посевов трав разного возраста в тундровых совхозах в Воркутинском промышленном районе составляли²⁴ 2200 га.

4.2.1. Изменчивость биогеохимической активности луговых растений при агротехногенном воздействии

Исследовалось влияние минеральных удобрений (суперфосфата и калийных удобрений), мелкодисперсной горной породы шахтных выработок²⁵, вносимых в почву в качестве мелиоранта. Объектами изучения были злаковые растения искусственных и естественных фитоценозов.

Внесение минеральных удобрений под многолетние злаковые травы (канареечник, лисохвост) сопровождается изменением биогеохимического фона искусственных травяных фитоценозов. Расчет растительно-почвенного коэффициента (РПК) показал, что при этом для некоторых элементов интенсивность их поглощения из почвы существенно различается (табл. 4.7). Минеральные удобрения активизируют физиологические процессы в искусственных фитоценозах, что проявляется в относительно высоких содержаниях элементов-биофилов (Mo, Zn, Cu). Вносимая порода в качестве мелиоранта, представляющая собой кирпично-красные горелые породы шахтных отвалов, состоит в основном из безводных силикатов и оксидов металлов, образование которых обусловлено тем, что при горении шахтных отвалов из породы удаляется адсорбированная, кристаллизационная и гидроксидная вода, полностью разлагаются карбонаты, выгорают все горючие вещества (включая сульфиды), металлы превращаются в оксиды (Чесноков, 1989). В результате длительного действия высоких температур и наличия свободного кислорода горелая порода представляет собой относительно инертный материал, в котором химические элементы «связаны в формы», характеризующиеся низкой степенью интенсивности миграции, каковыми являются безводные силикаты и оксиды металлов.

²⁴ Устное сообщение главного агронома совхоза «Западный» Н.А. Антонова.

²⁵ Отбор проб проводился в 1989 г. на пробных площадках, заложенных в 1983 г. главным агрономом совхоза «Западный» Н.А. Антоновым.

Сравнение растительно-почвенного коэффициента
для травяных фитоценозов Воркутинской тундры²⁶

Травяные фитоценозы	Порядок значений РПК		
	10-n	0.n	0.0n
Естественные	Mo, Sr, Ba, Sn	Sc, Zn, Cu, Pb, Ni, Mn, Ti, Cr, Ga,	Co, V
Искусственные	Mo, Ba, Sr, Zn, Sn	Cu, Pb, Ni, Mn, Zr, Ti, Cr, Ga	Co, V

Влияние геохимического мелиоранта (мелкодисперсной горной породы). В табл. 4.8 показаны данные подсчета надземной фитомассы для однолетних трав (горохо-овсяная смесь), выполненные Е.Е. Кулюгиной. Вес надземной фитомассы (сырой вес) с контрольного поля меньше, чем на поле с внесенной породой (из расчета 200 т/га). Сравнение дисперсий по критерию Фишера показало значимость расхождения рассчитанных величин с табличными. Хорошие биометрические показатели надземной фитомассы (табл. 4.8) дают основание рассматривать перегоревшую горную породу из шахтных отвалов в качестве геохимического мелиоранта.

Таблица 4.8

Влияние внесения геохимического мелиоранта на изменение биометрических показателей надземной фитомассы горохо-овсяной смеси в искусственных фитоценозах

Номер опыта	Поле с мелиорантом		Поле-контроль (уч. «Прифермский»)	
	Сырой вес	Сухой вес	Сырой вес	Сухой вес
1	295.0	41.53	162.0	22.32
2	200.0	30.80	184.0	21.80
3	172.0	29.29	175.0	22.46
4	264.0	34.23	190.0	13.50
Среднее	232.7±29.0	33.96±1.53	177.7±13.0	20.02±1.12

Примечание. Измерения надземной фитомассы выполнены Е.Е. Кулюгиной.

4.2.2. Биогеохимическая активность растений при аэротехногенном подщелачивании

Техногенно наведенная анионофильность растений сеяных лугов. Опробование растений производилось нами на залуженном участке возрастом 16 лет, с пробных площадок 25×25 см в 4-11-кратной повторности. Надземная масса срезалась на уровне земли. Генеративные побеги лисохвоста, мятлика, астрагала и клевера делились на листовые пластинки, стебель и соцветия.²⁷

²⁶ Расчет произведен по содержанию элементов в корнеобитаемом слое. Элементы расположены в порядке убывания значений РПК.

²⁷ Для исследований биогеохимической активности растений искусственных фитоценозов использованы растения, собранные Е.С. Братенковой и Е.Е. Кулюгиной для биометрии. После ее выполнения они были переданы автору для озоления, за что он выражает вышеупомянутым сотрудникам Института биологии Коми НЦ УрО РАН свою глубокую признательность.

Статистические параметры содержания химических элементов в сеяных травах (в золе, г/т)

Группы	Элементы	Мятлик луговой, n = 85			Лисохвост луговой, n = 75			Астрагал арктический, n = 31			Клевер люпиновидный, n = 29		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
	Ba	100	167	245	77	100	100	77	100	245	100	177,8	316
	Y	278	464	774	215	278	278	278	599	774	316	562	562
II	Ga	4,1	6	22	4,64	10	12,9	30	50	80	13,3	17,8	42,2
	Sc	1	4,64	10	2,78	5,99	16,7	1	2,78	2,78	1	3,2	5,6
	Ti	2,15	2,78	2,78	2,15	2,78	2,78	2,78	3,16	4,64	4,22	5,62	7,5
III	Zr	215	464	1000	215	1000	3590	774	1000	1670	320	560	750
	V	27,8	35,9	59,9	27,8	59,9	100	10	46	77	42	56	100
	Nb	7,7	21,5	46,4	10	28	170	21,5	27,8	46,4	10	10	12
IV	Sn	2,8	3,6	4,6	2,78	4,64	4,64	3	3	5	1,3	5,6	6,5
	Mo	2,78	16,7	21,5	2,78	4,64	10	2,78	10	21,5	1	1,33	3,16
	P	2,78	2,78	4,64	2,78	2,78	4,64	2,2	2,8	2,8	3,2	3,2	4,2
V	Zn	10000	10000	10000	7700	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
	Cu	100	278	278	100	215	278	100	100	100	100	100	100
	Pb	100	100	167	46,4	77,4	100	100	100	100	100	100	100
VI	Mn	7,7	10	27,8	4,6	10	27,8	4,6	10	10	6,4	10	17,8
	Cr	1670	2150	2780	770	1000	1670	770	1000	1000	310	560	860
	Ni	4,6	21,5	46,4	4,6	27,8	77,4	10	22	28	3	10	32
	Co	10	10	27,8	2,7	10	21,5	46,4	59,9	100	31,6	31,6	56,2

У растений преобладают вегетативные побеги. На их долю приходится до 90 % общего числа побегов у лисохвоста и мятлика и до 70–80% – астрагала и клевера. Для листьев лисохвоста, мятлика, астрагала и клевера это соотношение несколько меньше: 70-75, 62–69, 48-52, 42-48 % соответственно. Зольность для лисохвоста, мятлика, клевера и астрагала составляет 8.3 ± 0.6 , 5.5 ± 0.4 , 10.2 ± 0.8 , 9.1 ± 0.7 % соответственно. Химический состав золы растений приведен в табл. 4.9. Выявляются две группы элементов. В первую входят молибден и фосфор с $A_x > 10n$. Это элементы очень интенсивного биологического поглощения. Состав второй группы элементов, отличающейся сильным накоплением ($A_x 10 - n$), составлен преимущественно элементами-тиофилами (Zn, Pb, Cu,). Из элементов-литофилов в эту группу попадают Sn, V, Ba, а из сидерофилов – Mn (табл. 4.10).

Таблица 4.10

Ряды биологического поглощения и средние кларки накопления микроэлементов
в сеяных травах искусственных фитоценозов

Интервал A_x	Сем. Мятликовые		Сем. Бобовые	
	Мятлик луговой, n = 85	Лисохвост луговой, n = 75	Астрагал арктический, n = 31	Клевер люпиновидный, n = 29
Элементы биологического накопления ($A_x > 1$)				
Элементы: энергичного накопления ($> 10n$)	P, Mo	P	P	P
сильного накопления ($10 - n$)	Zn, Cu, Mn, Ba	Zn, Mo, Cu, Mn	Mo, Cu, Zn, Y, Ni, Ba, Mn	Mo, Cu, Zn, Ba, Sn
Элементы биологического захвата ($A_x < 1$)				
Среднего накопления и среднего захвата	Sn, Pb, Sr, Nb, Ga, Cr, Sc, Ni, V, Zr, Y, Co, Ti	Sn, Pb, Ba, Nb, Ga, Cr, Sr, Zr, Y, V, Sc, Ni, Ti, Co	Sn, Pb, Nb, Cr, Sr, Sc, V, Zr, Ti, Ga, Co	Ni, Pb, Nb, Mn, Sr, Y, Sc, Zr, Ga, Co, Cr, Ti, V,
Средние кларки концентрации				
$\bar{A}_x$	2.11	1.61	1.85	1.90
$\bar{A}_x$ катионогенные	0.84 (39.8%)	0.67 (42.0%)	0.79 (42.6%)	0.75 (39.4%)
$\bar{A}_x$ анионогенные	1.27 (60.2%)	0.93 (58.0%)	1.06 (57.4%)	1.15 (60.6%)

Для элементов, характеризующихся значениями $A_x > 1$, был рассчитан акропетальный коэффициент (АК) (табл. 4.11). Судя по данным табл. 4.9, значение АК постоянно для фосфора в трех растениях, лишь в лисохвосте в соцветиях его больше, чем в других органах. Для остальных элементов, чьи коэффициенты $A_x > 1$, значение АК меняется от органа к органу, что свидетельствует о наличии акропетального градиента. Для лисохвоста и мятлика он в основном положительный, в то время как для клевера и астрагала – преимущественно отрицательный, т.е. значения АК возрастают в направлении от вегетативных стеблей к соцветиям в

первом случае и уменьшаются – во втором. При этом стебли клевера и астрагала накапливают больше элементов, чем их листья и соцветия.

Таблица 4.11

Колебания относительного содержания элементов
в растительных органах генеративных и вегетативных побегов сеяных трав

Орган растения	Акропетальный коэффициент элементов со значениями $A_x > 1$									
	Ba	Mo	Sn	V	P	Zn	Cu	Pb	Mn	Ni
Лисохвост луговой										
Соцветия	–	0.9	–	3.3	2.3	1.5	0.3	–	1.4	–
Листья генеративные	–	1.8	–	6.6	1.0	1.5	0.8	–	1.1	–
Стебли генеративные	–	0.8	–	0.8	1.0	–	0.9	–	0.6	–
Листья вегетативные	–	1.4	–	2.7	1.0	1.5	0.9	–	0.5	–
Стебли вегетативные	–	1.0	–	1.0	1.0	1.0	1.0	–	1.0	–
Мятлик луговой										
Соцветия	1.2	1.9	–	–	1.0	1.9	1.4	1.5	1.7	–
Листья генеративные	1.1	1.4	0.8	–	1.0	0.5	1.0	1.0	1.4	–
Стебли генеративные	1.5	1.2	1.2	–	1.0	0.9	1.3	1.0	1.0	–
Листья вегетативные	1.0	1.0	–	–	1.0	1.1	1.0	0.4	1.3	–
Стебли вегетативные	1.0	1.0	1.0	–	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	–
Клевер люпиновидный										
Соцветия	–	0.7	–	–	1.0	–	0.7	0.3	–	–
Листья генеративные	–	0.4	–	–	1.0	–	0.8	0.2	–	–
Стебли генеративные	–	1.3	–	–	1.0	–	1.0	0.9	–	–
Листья вегетативные	–	0.4	–	–	1.0	–	0.8	0.3	–	–
Стебли вегетативные	–	1.0	–	–	1.0	–	1.0	1.0	–	–
Астрагал арктический										
Соцветия	0.4	0.9	–	–	1.0	–	1.1	–	0.7	2.6
Листья генеративные	0.9	0.3	–	–	1.0	–	0.8	–	1.0	0.6
Стебли генеративные	1.4	1.4	–	–	1.0	–	1.3	–	1.0	1.6
Листья вегетативные	1.2	0.2	–	–	1.0	–	0.8	–	1.0	0.5
Стебли вегетативные	1.0	1.0	–	–	1.0	–	1.0	–	1.0	1.0

У лисохвоста и мятлика бóльшей биогеохимической активностью отличаются листья и соцветия, нежели стебли. Вместе с тем, можно заметить, что поглощенные элементы распределены между органами растения неравномерно. Возможно, это связано с фазой цветения. Сопоставляя значения БХА между генеративными и вегетативными побегами, можно заметить различия, имеющиеся между растениями, относящимися к разным семействам. Так, в семействе мятликовых (злаковых) самые высокие значения показателя биогеохимической активности имеют соцветия лисохвоста и мятлика, тогда как у клевера и астрагала, относящихся к семейству бобовых – генеративные стебли. Общим для рассмотренных травяных

растений искусственных фитоценозов является хорошо выраженное накопление анионогенных элементов над катионогенными (рис. 4.17).

Таким образом, биогеохимический фон техногенно преобразованных субарктических южно-тундровых ландшафтов создают древесные растения, мохообразные и лишайники с хорошо выраженной катионофильной специализацией, тогда как у трав выявлено накопление анионогенных элементов, которое идет более интенсивно в искусственных фитоценозах (рис. 4.20), нежели в целинной тундре.

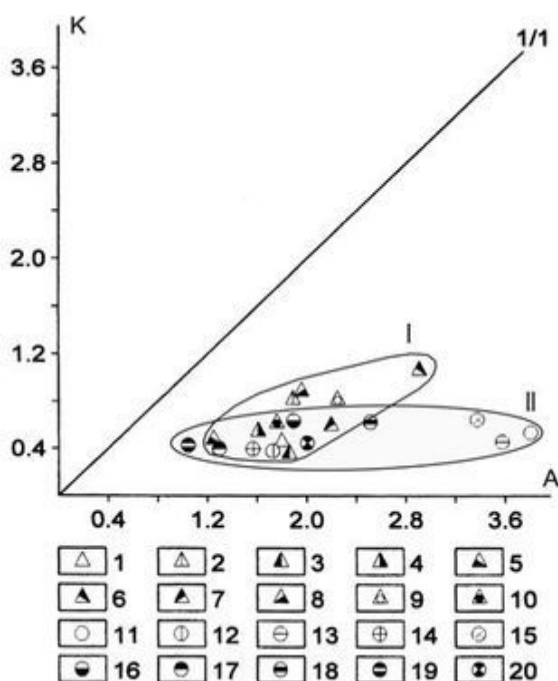


Рисунок. 4.20. Поля соотношений катионогенных и анионогенных элементов в генеративных и вегетативных побегах растений: I – сем. Мятликовые (лисохвост луговой (1–5), мятлик луговой (6–10)); II – сем. Бобовые (клевер люпиновидный (11–15), астрагал арктический (16–20)). Усл. обозн.: 1, 6, 11, 16 – соцветия; 2, 7, 12, 17 – генеративные листья; 3, 8, 13, 18 – генеративные стебли; 4, 9, 14, 19 – вегетативные листья; 5, 10, 15, 20 – вегетативные стебли.

Возможно, что преобладание анионогенных ЭП в искусственных фитоценозах обусловлено подщелачиванием почв карбонатами из состава цементной пыли, осаждение которой активизирует биогенное накопление анионогенных элементов. Летние измерения количества пыли, выпадающей за один день, выполненные на двух участках («Шахта Юнь-Яга» и «Поселок Цементозаводский»), показали, что 12 и 22 июля 1987 г. выпало 0.52 и 3.32 г/м² соответственно. Такое расхождение для пос. Цементозаводский вполне объяснимо, поскольку площадка с пылесборниками была разбита с наветренной стороны и достаточно близко к заводу – примерно в полукилометре, на правом берегу р. Воркута. По участку «Шахта Юнь-Яга» расхождение с зимними данными, возможно, обусловлено дополнительной пылевой нагрузкой за счет развевания дорожной пыли и терриконов. Итак, в пределах Воркутинского промышленного района трансформация природного геохимического фона обусловлена влиянием техногенного подщелачивания, которое вызвано пылевыми выбросами цементного завода, а также, вероятно, зольными эмиссиями ТЭЦ.

4.3. Аэротехногенное воздействие на субарктические тундры Ямала

4.3.1. Источники загрязнения приземной атмосферы на Ямале

На Ямале, начиная с конца 1980-х гг., развернулось активное освоение газоконденсатных месторождений. Строились компрессорные станции, магистральные и внутрипромысловые трубопроводы, прокладывались дороги. Одновременно с формированием промышленной инфраструктуры возникли условия для появления атмосферного загрязнения, состав которого во многом обусловлен хозяйственной специализацией территории – добычей и транспортировкой газа, где основной объем загрязняющих веществ связан с продуктами сжигания газа. Известно, что при подготовке к перекачке по внутрипромысловым трубопроводам часть не утилизируемого газа сгорает в факелах. В результате в атмосферу попадают двуокись серы и высокодисперсные частицы сажи. Кроме того, сопутствующие антропогенной деятельности тундровые пожары способствуют выбросам в атмосферу одновременно с сажой большого количества двуокиси азота. В то же время освоение природных ресурсов Ямала сопровождается появлением территорий, на которых полностью нарушен почвенно-растительный покров. Так, съемочные работы, проведенные ВСЕГИН-ГЕО в конце 1970-х гг., зафиксировали только единичные молодые сплывы-оползни, а в 1990-х гг. их уже было зарегистрировано столько, что можно говорить о площадном распространении данного процесса (Ананьева, 1997). Обнажающиеся подстилающие породы подвергаются активной дефляции с образованием арен выдувания. На Ямале скорость ветра значительна в течение всего года –5-9 м/с (Природа Ямала, 1995). Поэтому прирост площадей с ветровыми раздувами увеличивает массу аэрозоля в приземной атмосфере вследствие привноса минеральных частиц алевропелитовой размерности, захваченных с открытой поверхности восходящими турбулентными и конвективными потоками воздуха. Все это вместе взятое (и техногенные выбросы, образующиеся при газоподготовке, и запыление приземной атмосферы тонкодисперсными частицами почвогрунтов) формирует современное атмосферное загрязнение равнинных тундр Ямала.

4.3.2. Снижение межвидовой биогеохимической контрастности растений в условиях аэротехногенного загрязнения

Современное загрязнение атмосферы над полуостровом Ямал может влиять на биогеохимическую активность растений и накопление в них металлов. Определяли Zn, Cu, Pb, Co, Sn, Ni. Растения для анализов отбирали на участках со сходными условиями местообитания – плакоры на низменной полого-холмистой равнине с абсолютными отметками до 40 м, на участках целинной тундры в пределах Бованенковского газоконденсатного месторо-

ждения (северная субарктическая тундра). Для исследованной территории характерна частая встречаемость участков с поврежденным напочвенным растительным покровом, образовавшимся в результате ветровых раздувов поверхности (песчаные арены). Объектами исследования послужили кустарники *Salix glauca* (L.) и *Betula nana* (L.), входящие в состав типичных фитоценозов северной субарктической тундры. Оба растения характеризуются невысокими значениями коэффициента биологического поглощения ($A_x < 1$), которые имеют небольшой диапазон колебаний (табл. 4.12).

Таблица 4.12. Содержание металлов в тундровых кустарниках ($n \cdot 10^{-3}$)

Элемент	<i>Salix glauca</i> L. ($n = 46$) <i>Betula nana</i> L. ($n = 16$)			
	Q ₁	Me	Q ₃	A _x
Co	$\frac{2.0}{1.5}$	$\frac{3.0}{3.0}$	$\frac{8.0}{8.0}$	$\frac{0.6}{0.6}$
Cu	$\frac{8.0}{25.0}$	$\frac{15.0}{30.0}$	$\frac{15.0}{30.0}$	$\frac{0.7}{0.8}$
Ni	$\frac{6.0}{4.5}$	$\frac{8.0}{5.0}$	$\frac{8.0}{5.5}$	$\frac{0.6}{0.6}$
Pb	$\frac{0.8}{1.0}$	$\frac{1.0}{1.5}$	$\frac{1.0}{2.0}$	$\frac{0.3}{0.4}$
Sn	$\frac{0.8}{1.0}$	$\frac{0.8}{1.5}$	$\frac{1.0}{2.0}$	$\frac{0.4}{0.5}$
Zn	$\frac{75.0}{75.0}$	$\frac{150.0}{150.0}$	$\frac{250.0}{300.0}$	$\frac{0.9}{0.9}$

Частотные распределения также сходные (незакономерные). Как отмечалось выше, на Ямале главными источниками загрязнения атмосферы являются техногенные эмиссии и дефляция поверхности, сопровождающаяся образованием ветровых раздувов и песчаных арен на участках с нарушенным растительным покровом. В итоге это увеличивает аэрозольную массу над Ямалом, которая, в свою очередь, в атмосфере трансформируется с ростом доли подвижных компонентов за счет повышения растворимости веществ, входящих в состав теллурической пыли. Вследствие этого атмосферные выпадения обогащаются растворимыми формами металлов, появление которых вне аэротехногенного загрязнения маловероятно. В результате возможна активизация поглощения под-

вижных форм металлов поверхностью растений. Именно так можно объяснить отсутствие существенных различий накопления металлов столь разных видов, как *Salix glauca* и *Betula nana*. Можно думать, что приток аэротехногенного вещества таков, что подавляет различия биологического поглощения металлов у исследованных растений. Это снижает информативность биогеохимического показателя A_x , что необходимо учитывать при индикационной оценке тундровых фитоценозов Ямала.

4.3.3. Аэротехногенное ожелезнение поверхности почв

При проведении экспедиционных работ на Ямале в 1990 г. научным руководителем экспедиции В.С. Дедковым в южной подзоне субарктических тундр были выявлены аномально высокие концентрации подвижного железа – до 500-800 мг/100 г почвы (Дедков, 1995). При этом в торфяных почвах (торфокриоземах) плакорных участков концентрация $Fe_{подв}$ доходит до 1200 мг/100 г, в том числе до 200 мг/100 г в закисной форме (Fe II). Заметим, что в ландшафтах автономных позиций мощность торфяной толщи иногда превышает

один метр, что существенно больше слоя сезонного оттаивания (до 40 см), отмечаемого для таких почв. Поэтому высокие содержания несиликатного железа, зафиксированные в верхней части профиля почв в автономных ландшафтах, явно привнесены извне. Мы полагаем, что это результат осаждения железосодержащих аэрозолей из приземного слоя воздуха.

Вместе с тем, четкая дифференцированность в распределении подвижного железа в тундровых глеевых и особенно в тундровых торфянисто-глеевых почвах наблюдается и для других районов Субарктики (Зверева, 1983; Игнатенко, 1979; Таргульян, 1971). Их подстилки и торфянистые горизонты характеризуются значительным накоплением железа. Отмечаемое исследователями тундровых почв высокое содержание подвижных форм несиликатного железа в верхней части профиля, в том числе растворимых соединений Fe (II), связывается с биологической аккумуляцией железа в составе живых растений и его последующим накоплением в растительных остатках (Таргульян, 1971, с. 112). Этой же точки зрения придерживаются Т. С. Зверева и И. В. Игнатенко (Зверева, Игнатенко, 1983, с. 200).

Между тем, в ходе полевых исследований в северной и средней субарктической тундрах на Ямале установлены факты, когда гидроксиды железа появлялись на поверхности почвы, лишенной растительности (на участках, образованных морозным выпучиванием грунта; на открытых участках пологих склонов в местах криогенного сплыва; на поверхности песчаных раздувов). Как правило, появление гидроксидов железа носило кратковременный характер и ожелезнение регистрировалось в виде тонкой несплошной красновато-бурой пленки на поверхности песчаных арен, обнаженных почв. Такое *эфемерное ожелезнение* обычно проявляется после выпадения коротких летних дождей, завершающих относительно продолжительный период ясной хорошей погоды.

Ожелезнение поверхности почв и связанное с ним распределение железа в почвенном профиле исследовались нами в северной подзоне арктических тундр на ключевых участках (плоские водоразделы), расположенных в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения. Распределение ионных форм железа в почвенном профиле приведено в таблице, встроенной в рис. 4.21, из которой следует, что в верхней части профиля, несмотря на окислительную обстановку, зарегистрированы и самые высокие содержания оксида железа (II). Такое же преобладание оксида железа (II) над оксидом железа (III) выявлено для открытой поверхности, образовавшейся на месте криогенного сплыва почвы. Одновременно с определением подвижных форм железа исследовался минералогический состав илистой фракции почв из пяти почвенных разрезов, заложенных на оползневом пологом склоне невысокого увала, разделяющего два озера в долине р. Морды-Яха. Почвенный покров представлен здесь оторфованными криоземами. Микрорельеф поверхности исследованного участка образован активными мерзлотными процессами: развиваются пятнисто-бугорковатые микроландшафты со следами морозобойного растрескивания и пятнообразования. Средняя часть склона осложнена криогенными сплывами почвы: на поверхности скольжения наблюдаются останцы почвенных пластов мощностью 30-40 см, площадью 4-10 м².

Общая линия отрыва почвенного пласта неровная и составляет 15-20 м, а длина плоскости скольжения превышает 60 м. Ее нижний край упирается в озеро и осложнен обрушением берегового уступа. В прибойной части озера наблюдается конус выноса. Его продолжение на берегу сопряжено с небольшим глубоким оврагом, по тальвегу которого отмечается интенсивное ожелезнение овражного аллювия. Поверхность скольжения имеет морозобойные трещины I и II порядков. Первые – глубиной до 30 см – ограничивают микрополигоны с поперечниками в 40-60 см. Вторые образуют редкую сеть микрополигонов, на поверхности которых фиксируется белесоватая соленосная корочка, которая после смачивания темнеет и становится липкой и скользкой.

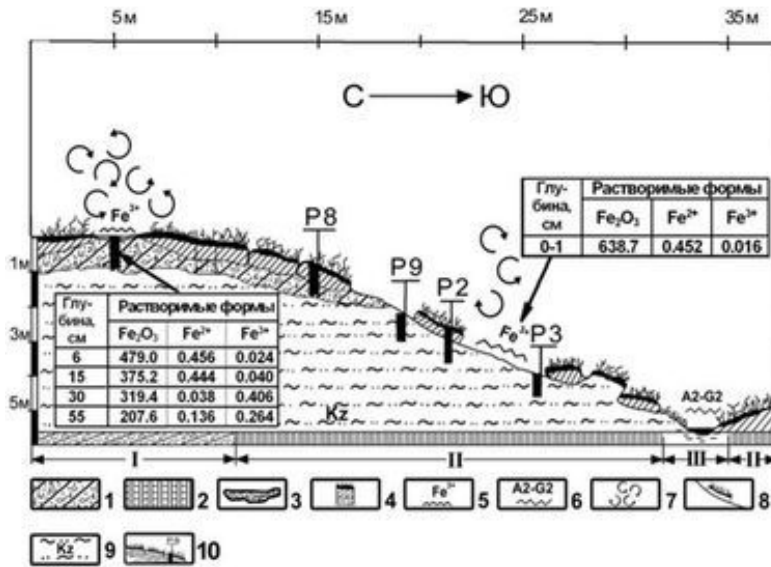


Рисунок. 4.21. Водораздельно-оползневая catena на казанцевских отложениях. *Элементарные ландшафты*: 1 – автономные элювиальные ландшафты, представленные кустарничково-осоково-лишайниковыми тундрами; 2 – трансэлювиальный ландшафт оползневого склона с нарушенной коренной кустарничково-мохово-лишайниковой тундрой; 3 – трансупераквальный ландшафт дна эрозионной промоины; 4 – ветровые раздувы почвы, 5 – пленки бурых выцветов железа-III на поверхности ветровых раздувов и 6 – на поверхности пролювия; 7 – эфлоресценция железа-III; 8 – фрагмент оползня; 9 – легкие суглинки; 10 – номер и местоположение разреза.

Время разрез на свежей плоскости скольжения характеризуется укороченным профилем: горизонты A0, A2 и B1tg отсутствуют, снижена активность глееобразования, на поверхности микрополигонов – соленосная корочка (0.5-1 см) и профиль имеет вид: As – B1 – B2 – BCfg – Cg. Реакция почвенных растворов в верхней части профиля – слабощелочная.

На рис. 4.22 показано вертикальное распределение глинистых минералов в профиле почв, развивающихся в пределах оползневого склона. Во всех проанализированных образцах глинистые минералы представлены одной ассоциацией: группа монтмориллонита, хлорит, слюда и каолинит, но с преобладанием хлорита и смешанослойных глинистых минералов над

Наши исследования проведены в почвах главных элементов оползневого склона (рис. 4.21). Разрезы представляют собой оторфованный криозем на ненарушенной части склона; подзолистую почву останца и укороченный профиль на поверхности скольжения на участке склона со следами свежего криогенного сплыва почвы. Признаки тиксотропности и оглеенности под останцом выражены слабее, нежели на ненарушенном склоне, а мерзлотный водоупор залегает ниже (130 см). Генетические горизонты в двух разрезах, заложенных на останцах, чередуются в следующем порядке: A0 – A2 – A2s – B1tg – B2fg – BC – C(G). В то же

каолинитом и группой монтмориллонита. Обращает внимание симбатность кривых распределения глинистых минералов в укороченном профиле, заложенном на плоскости скольжения (разрез Я 3-90) и в средней части профиля почвы останца (разрез Я 2-90).

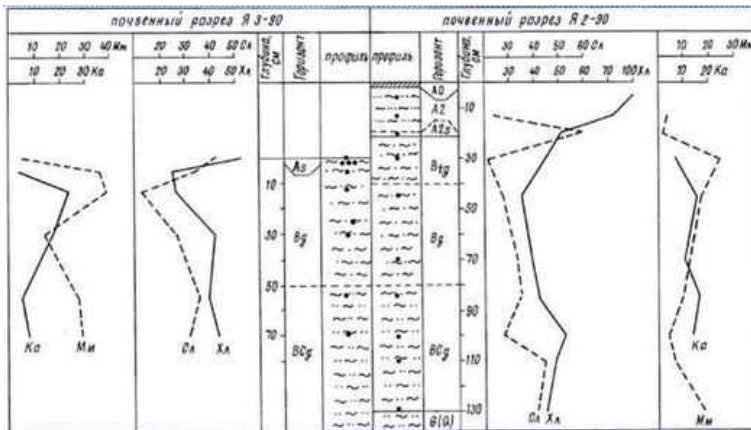


Рисунок. 4.22. Вертикальное распределение основных групп глинистых минералов в илистой фракции оторфованных криоземов (%), развивающихся в пределах оползневого склона: Ка – каолинит, Мм – монтмориллонитовая группа, Сл – смешанослойные минералы, Хл – хлорит (пояснения в тексте).

нералогическая аномалия в горизонте А2 разреза Я2-90 свидетельствует либо о молодости подзолистого процесса, либо о повышенной интенсивности поступления хлорита на поверхность почвы – в количествах, перекрывающих его разрушение в подзолистом горизонте. Последнее возможно, если допустить, что хлорит осаждается из атмосферы в составе пыли (ветровые раздувы почв на плакорах встречаются очень часто). Анализ распределения подвижных форм железа в профиле почв подтверждает высказанное предположение о том, что странное накопление Fe(II) в верхах почвенного профиля (см. табл. на рис. 4.20) может быть связано с высвобождением его из растворившегося хлорита.

В подзолистом горизонте останца идут интенсивные процессы оглинивания и вынос железа: гидроксиды железа в большом количестве регистрируются на поверхности овражного аллювия в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Что касается генезиса солёного горизонта А2s, то источником материала для него также могли послужить атмосферные выпадения. Для Ямала годовая сумма осадков на севере составляет 229 мм (станция Тамбей), а на юге – 298 (станция Новый Порт) (Природа Ямала, 1995). Следовательно, для Ямала, где годовая сумма осадков незначительна и сопоставима с таковыми для засушливых степных районов²⁸, соотношение между влажными и сухими выпадениями будет смещаться в сторону сухих выпадений. В связи с этим вполне вероятно, что в районах промышленного освоения Ямала загрязнение (ожелезнение) ландшафтов в большей мере будет

Одновременно отмечается относительно высокое содержание хлорита в подзолистом горизонте останца (разрез Я 2-90). Это выглядит парадоксальным, поскольку в кислотном процессе подзолообразования хлорит должен растворяться (Градусов, 1964; Соколова, 1985; Таргульян, 1971). Действительно, известно, что хлориты в составе илистой фракции в горизонтах А2 практически полностью исчезают (Таргульян, 1971). Можно думать, что наблюдаемая нами ми-

²⁸ Кустанай – 255 и Целиноград – 308 мм/год (Орлова, 1962).

обусловлено сухими аэрозольными выпадениями, нежели атмосферными осадками в виде дождя.

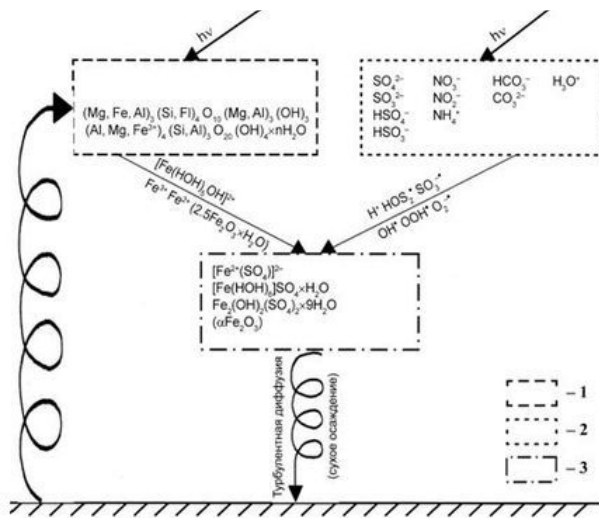


Рисунок. 4.23. Геохимический цикл железа в атмосфере над Ямалом: 1) минеральный состав теллурической пыли; 2) кислото-, радикалообразующие атмосферные компоненты; 3) железосодержащие минералы в атмосфере (пояснения в тексте).

наличие направленного воздушного потока к поверхности. Поэтому интенсивность осаждения аэрозолей зависит от развития турбулентности в приземном слое атмосферы. Для Ямала, как и для всей тундровой зоны, сильная турбулентность отмечается в приземном слое. Причиной тому – высокая интенсивность солнечной радиации, которая способствует сильному нагреванию деятельной поверхности на высоте 0.01-0.5 м от почвы, где температура воздуха может быть в 1.5-2 раза выше, чем на высоте 2 м (Орлова, 1962). В этих условиях в приземной атмосфере могут возникать конвективные турбулентные вихри с направлением воздушных потоков как вверх, так и к земной поверхности (Хромов, 1968). В последнем случае в направлении деятельного слоя будет формироваться устойчивый приток железосодержащих аэрозолей и возникнет высокая вероятность их осаждения из воздушного потока на поверхность почвы.

Ожелезнение почв может развиваться по двум сценариям. Первый характерен для торфяных почв, в которых сезонно-талый слой полностью залегает в торфяной толще, а почвенные растворы содержат много растворенного гумуса. С этим веществом связано образование железо-органических комплексов. В результате накапливаются подвижные формы железа в верхнем слое торфяных почв в значительных количествах. Высокое содержание подвижных форм железа в почвах Ямала отмечалось неоднократно (Дедков, 1995; Ливеровская, 1970; Тонконогов, 1977).

По второму сценарию ожелезнению подвергаются почвы с небольшой мощностью торфяного горизонта (торфянистые разности криоземов и подзолистые почвы). В этом случае со-

Атмосферный цикл миграции железа и ожелезнение поверхности.

Модель геохимического цикла железа в атмосфере приведена на рис. 4.23. Источником железа в атмосфере могут служить железосодержащие минералы почвообразующих пород, входящие в состав теллурической пыли. Для Ямала это преимущественно железосодержащие минералы глин из рыхлых отложений – хлорит и монтмориллонитовые образования (возможные продукты коры выветривания на базитах?). Сухое осаждение аэрозолей определяется турбулентной диффузией и предполагает

единения железа гидролизуются с образованием аморфных гидроксидов с их последующей кристаллизацией. Дальнейшее развитие ожелезнения может идти по схеме, приведенной в работе (Гипергенные окислы железа, 1975). Предположительно вначале на поверхности почвы будет образовываться неустойчивый бактериальный ферригидрит ($2.5 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$) с последующим его преобразованием в устойчивую форму – гематит ($\alpha \text{ Fe}_2\text{O}_3$). При выпадении дождей кристаллизованные формы железа вымываются в почву, где в глеевых условиях железо гематита восстанавливается и переходит в раствор. В присутствии катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+} , а также растворенного кремнезема возможно новое каталитическое окисление закисного железа (Гипергенные окислы железа, 1975). Процесс сопровождается образованием тонкодисперсных кристаллов гётита. Известно, что кристаллы почвенного гётита могут иметь размерность 10 нм и менее (Бабанин и др., 2000), и в профиле почв гётит часто агрегируется в виде пленок и микроорштейнов, сохраняя при этом тонкодисперсность. Можно предположить, что при наличии постоянного привноса гётита эти новообразования в качестве своеобразных ядер кристаллизации способствуют формированию железистых конкреций в профиле мерзлотных почв.

4.3.4. Региональные геохимические особенности ландшафтов Ямала

Приведенные материалы, характеризующие геохимию разных ландшафтных фаций Ямала, позволяют сделать определенные обобщения, выделив несколько ведущих процессов. Известно, что основным фактором современной геохимической дифференциации почвенного покрова на Ямале является торфообразование (Природа Ямала, 1995). Наряду с этим мы можем отметить еще два сопряженных геохимических процесса – ожелезнение почв и накопление железа в поверхностных водах.

4.3.4.1. Криогенное выщелачивание и ожелезнение почв

В приповерхностной части профиля автоморфных почв, как правило, отмечается относительно стабильный окислительно-восстановительный режим с преобладанием окислительных реакций (Кауричев, Орлов, 1982). Однако из данных табл. 4.13 видно, что во всех разрезах явно повышенное содержание подвижных форм железа в верхней части профиля.

Здесь же, несмотря на окислительную обстановку, зарегистрированы и самые высокие содержания закисного железа (оксид железа II). Такое же преобладание закисного железа над окисным (оксид железа III) выявлено для открытой поверхности, образовавшейся на месте сплыва почвы. Предполагается, что сохранение части морского сульфата в условиях восстановительной среды, делало оксид Fe(II) активным мигрантом в зимний период и обеспечивало подток водорастворимых форм в составе пленочной жидкости в верхнюю часть почвенного профиля. Возможность существования подобного механизма в мерзлой толще известна давно. Так, эксперименты по определению скорости миграции ионов в

мерзлых породах, проводившиеся в Антарктиде, показали, что ионы ^{36}Cl мигрируют за 25 дней на расстояние 7 см (Ugolini, Anderson, 1972).

Таблица 4.13

Распределение растворимых форм железа в профиле мерзлотных почв Центрального Ямала, мг/100 г почвы

Номер разреза. Рельеф. Почва ²	Глубина, см	Растворимые формы		
		Fe_2O_3	Fe^{2+}	Fe^{3+}
Я7. Плакорный участок в средней части пологого склона с травяно-кустарничково-лишайниково-моховой растительностью. Криозем глеевый торфянистый	6	479.0	0.456	0.024
	15	375.2	0.444	0.040
	30	319.4	0.038	0.406
	55	207.6	0.136	0.264
Я9. Привершинная часть склона пологой гряды, осложненного криогенным спływом, и с ветровыми раздувами. Растительность представлена угнетенным подростом ивы, редкими куртинками злаков и пятнами лишайников. Криозем дерново-глеевый	13	415.2	0.276	0.208
	17	247.5	0.120	0.332
	21	582.8	0.324	0.132
	33	542.9	0.352	0.104
	52	1341.3	0.152	0.316
	75	319.4	0.452	0.024
Я10. Плоско-выпуклая вершина гряды с травяно-кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью. Криозем глеевый торфянистый	9	526.9	0.144	0.320
	23	271.5	0.176	0.256
	42	415.2	0.448	—
	63	319.4	0.428	0.124
Поверхность криогенного спльва возле разреза Я9	1	638.7	0.452	0.016
Примечания:1. Определение подвижных форм железа выполнено в лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН; 2. Названия почв даны по номенклатуре, приведенной в работе В.С.Дедкова (Природа Ямала, 1995).				

Вместе с тем, известно, что с понижением температуры системы уменьшается роль объемной диффузии и увеличивается диффузия, поверхностная по границам зерен, возрастающая с уменьшением размеров (Хауффе, 1960). В нашем случае это обстоятельство важно, так как для почвообразующих пород казанцевской свиты присуще высокое содержание пылеватой фракции (Полуостров Ямал, 1975). Перемещение ионов металлов к поверхности происходит в составе пленочной воды. Интенсивность и направление миграции последней в зимний период контролируются физическими свойствами снежного покрова, которые обеспечивают существование в снежной толще и в верхней части профиля мерзлых почв не только градиента упругости водяного пара, а также и температурный градиент. Совокупное действие последних двух может поддерживать вертикальную миграцию поровых растворов в мерзлых почвах к поверхности в течение всего периода стояния снежного покрова. В результате в приповерхностной части сезоннооттаивающего слоя за зиму формируется криогенный солевой ореол из легко растворимых форм железа. Предполагается, что в качестве

таковых могут выступать многоводные кристаллогидраты – сульфаты железа, различающиеся только по количеству гидроксильной и молекулярной воды (табл. 4.14).

Таблица 4.14

Перечень водорастворимых сульфатов, образование которых возможно в мерзлых почвах

Соединения с оксидом железа II		Соединения с оксидами железа II и III	
Название	Формула	Название	Формула
Роценит	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Вольтаит	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_4^{3+}(\text{SO}_4)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Сидеротил	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Рёмерит	$\text{Fe}_{2.5}^{2+}\text{Fe}_4^{3+}(\text{SO}_4) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Мелантерит	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Билинит	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{SO}_4) \cdot 22\text{H}_2\text{O}$
Пизанит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Cu})(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Ботриоген	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Кировит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Метавольтин	$\text{Fe}_{42}\text{Fe}_{23}(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Галотрихит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Копиапит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn}, \text{Cu})\text{Fe}_{43}(\text{SO}_4)_6 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$

Выбор обусловлен тем, что: а) в кристаллизации водорастворимых сульфатов Fe немало важную роль играют процессы, протекающие на фоне отрицательных температур; б) образование водорастворимых сульфатов Fe происходит при низких значениях pH; в) для водорастворимых сульфатов Fe характерна высокая растворимость в воде; г) все водорастворимые сульфаты Fe разлагаются водой с выпадением гидроксидов железа (Зонтов, 1959; Мирошников, Щеглова, 1959; Кравцов, 1974; Сергеев, 1995; Яхонтова, Зверева, 2000).

Таким образом, существование в почвообразующих породах казанцевской свиты остатков органики и сульфатов (следов морских трансгрессий) позволяет предполагать наличие условий, благоприятствующих созданию сезонного потенциала гидроксидно-железистых соединений в мерзлых почвах. С оттаиванием почв и формированием мерзлотной верховодки этот потенциал проявляется по характерному охристому окрашиванию поверхности в зоне разгрузки мерзлотной верховодки и в ожелезнении почв, которое в пределах зарастающих оползневых склонов обнаруживается непосредственно под маломощной дерниной в виде интенсивно окрашенного органоминерального горизонта мощностью 2–5 см.

4.3.4.3. Ожелезнение природных вод Ямала

Поверхностные воды Ямаа имеют преимущественно нейтральную реакцию с высокой долей гидрокарбонатов в анионном составе (табл. 4.15 и 4.16). Для речных вод (р. Морды-Яха) характерен гидрокарбонатно-хлоридно-магниевый состав. Пробы из мочажин и полос стока, открывающихся по тальвегу оврагов в пойму, отличаются увеличением доли сульфатов, гидрокарбонатов, натрия и калия, органического вещества и общего железа.

Таблица 4.15

Гидрохимическая характеристика природных вод в пределах субарктических тундр Ямала, мг/дм³

Место взятия пробы	Взв. веществ-ва	Сухой остаток	Прока-ленный остаток	БПК ₅	Окисляемость		рН
				О ₂ мг/л	перман-ганатная	бихромат-ная	
Воды рек и ручьев							
1. Река Морды-Яха, пена в прибрежной части	–	3218.0	1032.0	635.0	–	6853.1	7.05
2. Полоса стока, овраг	9636.3	152.0	32.0	151.0	–	983.4	5.95
3. Ручей	1740.0	100.0	2.1	1.63	7.4	804.0	6.45
4. Река Морды-Яха	45.2	65.0	35.0	1.85	4.6	15.84	6.35
Мерзлотная верховодка							
5. Полоса стока в пойме р. Морды-Яха	3467.0	1996.0	1528.0	92.0	42.5	491.7	7.50
6. Разрез 600, тригопункт 46,3 м.	85.49	1007.0	858.0	0.48	6.4	35.83	7.50
7. Шурф 1, на 2 м ниже тригопункта 46,3 м, склон	240.99	7118.0	6308.0	–	44.0	578.0	7.05
8. Шурф 2, на 8 м ниже тригопункта 46.3 м, склона	100.0	8795.0	7353.6	–	47.9	697.6	7.40
9. Мочажина 1, подножие склона	23.9	156.0	2.2	1.06	8.0	29.0	7.80
10. Разрез Я-308	1074.0	473.0	354.0	–	129.9	864.0	6.90
11. Мочажина 2, подпруженный сток	504.2	3538.0	3017.0	150.5	42.5	518.2	7.20
12. Мочажина 3, подпруженный сток	532.4	4179.0	3789.0	–	27.8	538.2	7.65

Ионный состав природных вод в пределах субарктических тундр Ямала, мг/дм³

Место взятия пробы	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	μ
Воды рек и ручьев										
1. Река Морды-Яха, пена в прибрежной части	13.25	7.5	20.64	24.32	1.09	20.2	–	–	–	–
2. Полоса стока, овраг	8.25	1.5	2.00	10.94	0.057	2.17	46.8	39.57	5.76	0.0024
3. Ручей	8.0	0.5	4.01	4.86	0.004	1.000	36.6	19.45	5.76	0.0015
4. Река Морды-Яха	5.85	1.0	–	9.73	0.007	0.267	24.4	22.36	3.84	0.0015
Мерзлотная верховодка										
5. Полоса стока в пойме р. Морды-Яха	167.5	88.8	16.03	14.59	0.33	7.95	396.5	153.72	96.0	0.0148
6. Разрез 600, тригопункт 46,3 м.	47.05	0.75	6.01	14.59	0.007	0.192	14.64	95.03	7.68	0.0041
7. Шурф 1, на 2 м ниже тригопункта 46,3 м, склон	1625.0	60.0	379.3	92.18	–	0.173	273.3	2236.0	1113.6	0.1196
8. Шурф 2, на 8 м ниже тригопункта 46,3 м, склон	2032.5	55.75	5.82	3.62	0.005	0.328	549.0	3595.2	396.0	0.1089
9. Мочажина 1, подножие склона	12.2	2.15	24.01	4.86	0.003	0.431	51.24	13.64	3.84	0.0026
10. Разрез Я-308	5.0	1.5	–	12.16	0.74	1.8	17.08	4.472	13.44	0.0017
11. Мочажина 2, подпруженный сток	975.0	18.05	70.14	105.79	0.058	0.104	231.8	11.18	99.84	0.0377
12. Мочажина 3, подпруженный сток	1187.5	25.75	40.08	121.6	0.029	0.055	441.6	60.37	124.8	0.0452

Примечание. Гидрохимический анализ выполнен Ю.Г.Смирновым (Институт экологии, растений и животных УрО РАН).

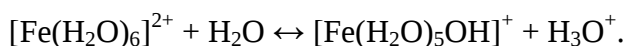
Реки имеют очень малый уклон и медленное течение. Во время морских приливов в р. Морды-Яха возникает противотечение, при этом на поверхности воды образуются шапки пены. Химический состав пены (обр. 1, табл. 4.15 и 4.16) сильно отличается от химического состава речной воды: преобладают «морские» ионы Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , резко увеличено содержание Fe, Ca и растворенного органического вещества (РОВ). Воды из слабокислых становятся слабощелочными. Отсутствуют сульфатные, хлоридные и гидрокарбонатные ионы. Высокое содержание ионных форм железа коррелирует с концентрацией РОВ, что дает основание считать, что железо в пене находится исключительно в составе органоминеральных комплексов. В тыльной части солифлюкционных террас и склоновых обрушений формируются поверхностные воды – за счет подпруживания стока мерзлотной верховодки и вод, образуемых при вытаивании ископаемых льдов. Преобладание среди катионов Mg^{2+} в этой группе вод свидетельствует об активном его выщелачивании из вмещающих морских казанцевских отложений. Воды данного типа (см. обр. 6, 10, 11 – табл. 4.15 и 4.16) слабо соленые (3–6 мг/дм³), преимущественно сульфатно-хлоридно-калиево-натриевые с высоким содержанием карбонатов. В целом, верховодка в зоне склоновых обрушений имеет слабощелочную реакцию, отличается высокой минерализацией и содержит трудноокисляемое органическое вещество. Воды из мочажин в основном гидрокарбонатно-натриево-калиевые с щелочной реакцией. По кислотности воды близки к нейтральным и слабощелочным. Соотношение перманганатной и бихроматной окисляемости, а также значений БПК₅ и бихроматной окисляемости показывает наличие трудноокисляемого органического вещества. В ионном составе вод (табл. 4.16) отмечается преобладание Fe^{3+} над Fe^{2+} . В составе надмерзлотных вод появляются, нередко в большом количестве, сульфаты и хлориды.

Слабая корреляция между гидрокарбонат-ионом и катионами кальция и магния и относительно устойчивые положительные связи между минерализацией, хлорид-ионом, магнием, натрием, сульфат-ионом дают основание говорить о наличии остаточной засоленности рельефообразующих рыхлых отложений, история образования которых связана с морскими трансгрессиями ледовых бассейнов, имевшими место в плиоцен-плейстоценовое время (Полуостров Ямал, 1975).

Для мерзлотной верховодки, открывающейся в пойме малых водотоков и краевой части временных стоков в оврагах, характерно повышенное содержание железа и органики (величина окисляемости достигает 90-150 мг O_2 /л). Это может свидетельствовать о нахождении железа в составе органоминеральных комплексов. Из результатов гидрохимического анализа следует, что содержание железа в мерзлотной верховодке варьирует в широких пределах: от 0.05 до 7.95 (табл. 4.16) при средних содержаниях 0.77 мг/л, что близко к мировым данным (0.7 мг/л) (Алекин, 1970). Водораздельные озерно-болотные комплексы Ямала являются местом смешения надмерзлотных вод с атмосферными осадками. Геохимические особенности данного типа вод обусловлены слабым водообменом и постоянным контактом с органическим веществом торфяников. В то же время содержание железа в водах водораздельных ландшафтов относительно невелико – не превышает 0.05–0.4 мг/л. Рас-

чет²⁹ мольных концентраций ионных форм железа показал, что в почвенных водах закисных ионных форм железа больше, нежели в речных (табл. 4.16).

В пределах значений кислотности речных и почвенных вод закисное железо находится в виде свободного катиона Fe^{2+} (рис. 4.24). При этом следует ожидать, что его миграция в поверхностных водах осуществляется как в гидратированной форме – аквакомплексов (Драйвер, 1985; Кашик, 1989), так и в форме устойчивых анионных комплексов $[\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4)]^{2-}$, в которых Fe^{2+} защищено от окисления (Гипергенные окислы железа..., 1975). Его осаждение становится заметным в нейтральных условиях (рис. 4.24). Появление в почвенных водах монокомплекса $\text{Fe}(\text{OH})^+$ обусловлено повышением pH, которое во многом связано с реакциями гидролиза в почвенных растворах. Известно, что в гидратированных катионах в качестве лиганда выступает вода $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$, которая при гидролизе ведет себя как кислота:



С увеличением концентрации легкорастворимых солей сульфатов в почвенных растворах появляется незаряженная гидроокись закисного железа $\text{Fe}[\text{OH}]_2^0$. Эта закисная форма становится заметной при pH 7,2.

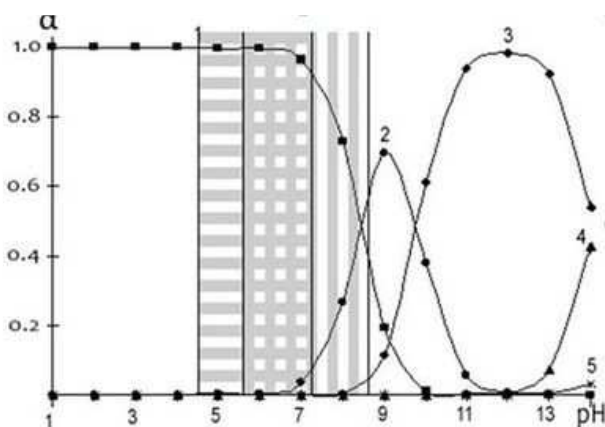


Рисунок. 4.24. Диаграмма монокомплексов железа (II) в зависимости от pH в системе $\langle \text{Fe}^{2+}-\text{OH}^- \rangle$. Усл. обозн.: 1 – Fe^{2+} , 2 – $[\text{Fe}(\text{OH})]^+$, 3 – $[\text{Fe}(\text{OH})_2]^0$, 4 – $[\text{Fe}(\text{OH})_3]^-$, 5 – $[\text{Fe}(\text{OH})_4]^{2-}$. Дополнительное обозначение: интервал кислотности природных вод показан горизонтальной штриховкой, а техногенных – вертикальной.

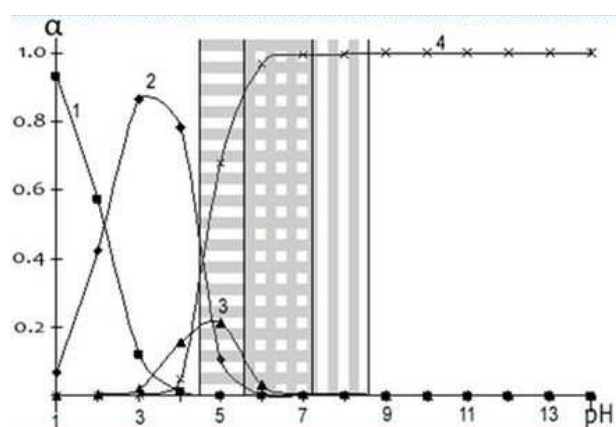


Рисунок. 4.25. Диаграмма монокомплексов железа (III) в зависимости от pH в системе $\langle \text{Fe}^{3+}-\text{OH}^- \rangle$. Усл. обозн.: 1 – Fe^{3+} , 2 – $[\text{Fe}(\text{OH})]^{2+}$, 3 – $[\text{Fe}(\text{OH})_2]^+$, 4 – $[\text{Fe}(\text{OH})_3]^0$.

Для ионных форм железа, находящихся в равновесии с Fe^{3+} при интервале значений pH поверхностных вод, преимущественной формой миграции окисного железа являются его метастабильная форма $\text{Fe}[\text{OH}]_2^+$ и электрически нейтральное соединение $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ (см. табл. 4.17 и рис. 4.25). При pH выше 5,9 монокомплекс $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ образует прочные гидроксокомплексы, которые в виде коллоидных натеков оседают в зоне разгрузки мерзлотной верховодки.

²⁹ Алгоритм расчета подробно приведен в статье М.П. Тентюкова «Ожелезнение поверхности тундр Центрального Ямала как природно-техногенный феномен». Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4. С. 18-28.

Таблица 4.17

Сопряженные концентрации ионных форм железа с сульфат-ионом в природных водах эрозионно-неустойчивых ландшафтов

Центрального Ямала, моль/л

Место взятия пробы	pH	Fe^{2+}	$\text{Fe}(\text{OH})^+$	$\text{Fe}(\text{OH})_2^0$	pH	FeOH^{2+}	$\text{Fe}(\text{OH})_2^+$	$\text{Fe}(\text{OH})_3^0$	SO_4^{2-}
	Речные воды								
Временный водоток, овраг	5,95	$1,01 \cdot 10^{-6}$	$2,92 \cdot 10^{-9}$	–	5,95	$1,52 \cdot 10^{-8}$	$6,05 \cdot 10^{-7}$	$3,81 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$
Ручей в пойме р. Морды-Яха	6,45	$7,08 \cdot 10^{-8}$	$6,43 \cdot 10^{-10}$	–	6,45	$4,43 \cdot 10^{-9}$	$2,21 \cdot 10^{-7}$	$1,77 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$
Река Морды-Яха	6,35	$1,24 \cdot 10^{-7}$	$8,99 \cdot 10^{-10}$	–	6,35	$1,86 \cdot 10^{-9}$	$7,44 \cdot 10^{-8}$	$4,69 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
	Почвенные воды								
Разрез 600, тригопункт 46,3	7,50	$5,28 \cdot 10^{-6}$	$6,07 \cdot 10^{-7}$	$3,11 \cdot 10^{-9}$	7,50	–	$1,42 \cdot 10^{-7}$	$1,42 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Шурф 2, на 8 м ниже тригопункта 46.3, склон	7,40	$8,18 \cdot 10^{-8}$	$7,46 \cdot 10^{-9}$	$3,04 \cdot 10^{-11}$	7,40	–	$7,38 \cdot 10^{-9}$	$5,85 \cdot 10^{-6}$	$4,12 \cdot 10^{-3}$
Мочажина 1, подножие склона	7,80	$4,35 \cdot 10^{-8}$	$9,96 \cdot 10^{-9}$	$1,02 \cdot 10^{-10}$	7,80	–	$3,85 \cdot 10^{-9}$	$7,69 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Разрез Я-308	6,90	$1,28 \cdot 10^{-5}$	$3,70 \cdot 10^{-7}$	–	6,90	–	$1,27 \cdot 10^{-7}$	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Мочажина 2, подпруженный сток	7,20	$9,79 \cdot 10^{-6}$	$5,64 \cdot 10^{-7}$	$1,45 \cdot 10^{-9}$	7,20	–	$3,70 \cdot 10^{-9}$	$1,85 \cdot 10^{-6}$	$1,04 \cdot 10^{-3}$
Мочажина 3, подпруженный сток	7,65	$4,52 \cdot 10^{-7}$	$6,52 \cdot 10^{-8}$	$4,22 \cdot 10^{-10}$	7,65	–	$7,80 \cdot 10^{-10}$	$9,81 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$

При pH выше 7,2 уровень содержания $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ уже не определяется значениями pH, а больше зависит от наличия сульфатов – концентрация монокомплекса изменяется симбатно изменению концентрации сульфат-иона (табл. 4.17). Это может свидетельствовать об участии ионных форм Fe^{3+} в сульфатном комплексообразовании. Для природных вод отмечается положительная корреляция между ионными формами железа и сульфат-ионом.

Соотношение $[\text{SO}_4^{2-}] / ([\text{Fe}^{2+}] + [\text{Fe}^{3+}])$ в почвенных водах в зоне склоновых обрушений, по сравнению с речными, на два порядка больше и в среднем составляет 150.0 и 4.3 соответственно (табл. 4.17). Предполагается, что это обусловлено тем, что присутствующий в растворах SO_4^{2-} активно замещает OH^- по типу лигандного обмена с образованием сульфатных комплексов (Гипергенные окислы железа..., 1975; Козлова и др., 1999). Последнее приводит к смещению равновесия в системе «почва–раствор» в сторону большего растворения минеральных форм железа из почвообразующих пород, а это, в свою очередь, способствует увеличению аналитической концентрации металла в мерзлотной верховодке.

4.3.4.2. Эрозионная неустойчивость ландшафтов

В формировании современного рельефа Ямала заметную роль играют овражная эрозия и оползневые процессы, связанные с действием природных факторов: а) морским генезисом почвообразующих пород, для которых характерно остаточное засоление и б) наличием в них большого количества органики. Последнее в значительной степени определяет прочность связи и особенности седиментации глинистых агрегатов при формировании осадочных пород. Известно, что нарушение связи между частицами грунта, которые, в свою очередь, могут быть вызваны активизацией химических реакций в системе «почва–раствор», приводит к развитию ползучести – медленной деформации, к так называемому крипу. В зоне криогенеза с ним связаны такие склоновые процессы, как солифлюция, оползни, криогенные сплывы почвенного слоя.

Активное освоение природных ресурсов Ямала вызвало появление территорий, на которых в результате оползней-сплывов полностью нарушен первичный почвенно-растительный покров. Масштабность нарушений свидетельствует о прогрессирующем снижении эрозионной устойчивости ландшафтов Ямала. В связи с этим разумно предполагать, что низкая устойчивость поверхности в районах промышленного освоения нефтегазовых месторождений Ямала в большей мере «унаследована». Однако активизация оползневых процессов, наблюдаемая в настоящее время, вызвана не столько освоением месторождений, сколько является результатом суммарного влияния природных и техногенных факторов.

Формирование эрозионно-неустойчивых ландшафтов приурочено к казанцевским отложениям, являющимся рельефообразующими для четвертой террасы с абсолютными отметками поверхности 50-85 м. В средней части Ямала эта терраса занимает почти половину его территории. Казанцевские отложения имеют супесчано-суглинистый состав, где содержание пылеватых и глинистых частиц может достигать 90%. Для них характерно наличие растительных остатков, образующих местами намывные торфяники, что считают од-

ним из диагностических признаков казанцевских отложений. Можно предполагать, что обстановка формирования казанцевского горизонта характеризовалась преобладанием восстановительных условий, которая унаследована современной ландшафтно-геохимической обстановкой. Наличие большого количества погребенной органики и сульфатов морской воды в поровом пространстве способствует развитию сульфат-редукции и поддержанию резко восстановительных условий в почвообразующих породах казанцевской свиты. В зоне сезонно-талого слоя реакции между H_2S и соединениями железа из вмещающих пород могут осложняться реакциями ионного обмена между гумусовым веществом погребенного ОВ и глинистыми фракциями современных плейстоцен-голоценовых покровных отложений. Кроме того, вполне вероятна и глеевая среда без H_2S , что порождает подвижные формы железа в казанцевских отложениях.

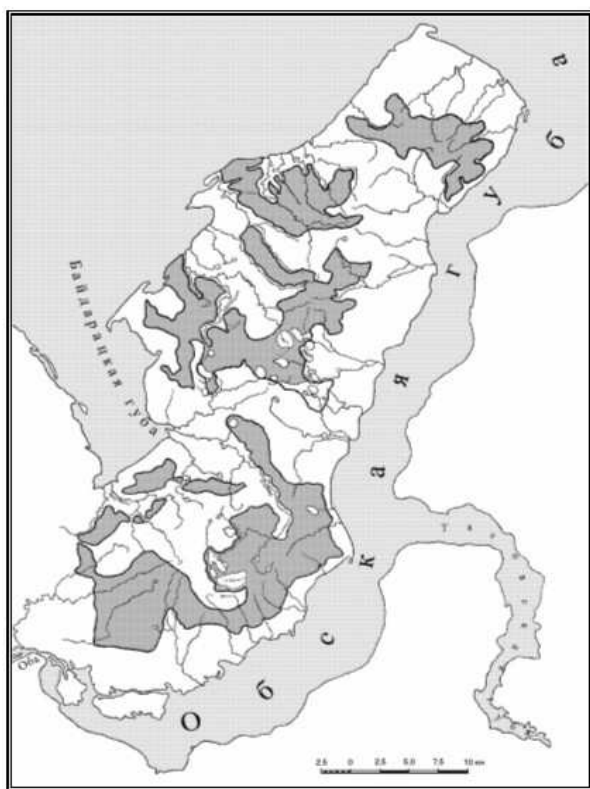


Рисунок. 26. Ареал (показан темным крапом) возможной активизации оползневых процессов в пределах распространения казанцевских отложений на Ямале.

течение всего периода стояния снежного покрова. В результате в приповерхностной части сезоннооттаивающего слоя за зиму формируется криогенный солевой ореол из легко растворимых форм железа.

Таким образом, существование в почвообразующих породах казанцевской свиты остатков органики и сульфатов (следов морских трансгрессий) позволяет предполагать наличие условий, благоприятствующих созданию сезонного потенциала гидроксидно-железистых соединений в мерзлых почвах. С оттаиванием почв и формированием мерзлотной верховодки этот потенциал проявляется по характерному охристому окрашиванию по-

Предполагается, что сохранение части морского сульфата в условиях восстановительной среды, обеспечивающей существование $Fe(II)$, делало железо активным мигрантом в зимний период и обеспечивало подток водорастворимых форм в составе пленочной жидкости в верхнюю часть почвенного профиля. Перемещение ионов металлов к поверхности происходит в составе пленочной воды. Интенсивность и направление миграции последней в зимний период контролируются физическими свойствами снежного покрова, которые обеспечивают существование в снежной толще и в верхней части профиля мерзлых почв не только градиента упругости водяного пара, а также и температурного градиента. Совокупное действие последних двух может поддерживать вертикальную миграцию поровых растворов в мерзлых почвах к поверхности в

верхности в зоне разгрузки мерзлотной верховодки, что может служить индикационным признаком эрозионной неустойчивости ландшафтов, связанной с криогенным крипом. При крипе обнажаются подстилающие солесодержащие почвообразующие породы казанцевской свиты, которые сразу же вовлекаются в процессы химического преобразования. Вследствие чего равновесие в системе «почва – растворы» нарушается, что во многом обусловлено реакциями комплексообразования катионов (Fe^{2+} и Fe^{3+}) и аниона (SO_4^{2-}). При этом соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ в почвенных водах по сравнению с речными на два порядка больше и в среднем составляет 150.0 и 4.3 соответственно, которое может служить индикационным показателем при оценке эрозионной устойчивости ландшафтов Ямала (Тентюков, 1990, 1998; Тентюков, 2005, г; 2006, б, д; 2010). Ареал возможной активности оползневых процессов на Ямале показан на рис. 26.

4.4. Биогеохимическая дифференциация тундровых ландшафтов

4.4.1. Биогеохимическая контрастность Большеземельской и Воркутинской тундр

4.4.1.1. Большеземельская тундра

Растительный покров автономных (типоморфных) ландшафтов южной части Большеземельской тундры представлен кустарниково-кустарничковыми зеленомошно-лишайниковыми сообществами. Доля кустарников невелика, проективное покрытие не превышает 15-18%. На плоских торфяных буграх их высота составляет не более 20-35 см, но в долинах малых водотоков и в прибрежной части озерно-болотных котловин они часто образуют заросли высотой 1.0-2.0 м. В кустарничковом ярусе преобладает багульник, а голубика, брусника, морошка, подбел выступают как дополнительные видообразователи кустарничковых сообществах. Из трав доминируют осоки. Цветочное разнотравье встречается лишь в припойменной части долин малых водотоков. Напочвенный покров, как правило, образован мохово-лишайниковыми тундрами. Из лишайников часто встречаются роды Кладония и Цетрария. Зеленые мхи представлены в основном политрихумом и ритидиумом. В низинах в моховом покрове господствует сфагнум. Для плоских вершин торфяных бугров характерно образование мохово-лишайниковых группировок. Повреждения мохового покрова связаны с передвижением гусеничного транспорта. Биогеохимические исследования проводились на участках целинной тундры в пределах Лая-Колвинского междуречья (ландшафты эрозионно-аккумулятивных равнин) и Верхне-Колвинского озерного района (ландшафты многоозерья).

Ландшафты эрозионно-аккумулятивных равнин. Основной фон ландшафтов эрозионно-аккумулятивных равнин Лая-Колвинского междуречья создают различные варианты кустарниковых и кустарничковых тундр с хорошо развитым мохово-лишайниковым ярусом на поверхностно-глеевых почвах. Общие черты биогеохимии долин малых водотоков в пределах Лая-Колвинского водораздела рассматриваются нами на материале около 130 проб золы растений; они представлены более 17 доминирующими видами, относящимися к девяти семействам (табл. 4.18).

Для растений семейств Березовые, Ивовые, Вересковые отмечаются самые высокие средние кларки накопления (табл. 4.19). Из трав активное накопление ЭП наблюдается для растений семейств Мятликовые и Осоковые, чему немало способствует то, что для трав характерно значительное преобладание подземной (корневой) фитомассы над надземной (Вильчек, 1991). К элементам энергичного накопления ($A_h > 10n$) в большинстве выборок относится Mn (табл. 4.17). Особенно много марганца накапливают растения семейств Березовые, Ивовые, Вересковые, Мятликовые, Розоцветные, Осоковые. Группу элементов сильного накопления ($A_h = 10-n$) образуют P, Zn, Ba, Cu, Sr. Относительная устойчивость этой группы элементов, возможно, отражает биогеохимический фон. Сравнение химического состава древесных растений семейств Березовые, Ивовые, Вересковые с травянистыми (Мятликовые, Розоцветные, Осоковые, Хвощевые) показали близость их средних величин накопления микроэлементов (табл. 4.17), что указывает на их общую связь с геохимическими условиями произрастания.

Ландшафты многоозерья. Общие черты биогеохимии Верхне-Колвинского озерного района рассматриваются нами на собственных материалах, включающих около 400 проб золы сосудистых растений, мхов и лишайников (19 доминирующих видов растений, относящихся к восьми семействам). Статистические параметры химического состава растительности приведены в табл. 4.18 и 4.19. Слабая геохимическая контрастность ландшафтов плоских водоразделов в пределах Верхне-Колвинского озерного района не позволяет установить приуроченность отдельных видов к определенным местообитаниям. Большинство из них встречается в широком диапазоне элементарных ландшафтов.

Основной фон растительного покрова ландшафтов многоозерья в пределах Верхне-Колвинского озерного района создают ивняково-ерниковые кустарничково-зеленомошно-сфагновые тундры (Гнат, 1986, Акулышина, 1987; Новаковская, Акулышина, 1996; Растительный покров и его синантропизация..., 1993) с плоско-бугристыми болотами в сочетании с крупно-бугристыми. Их плакорные поверхности занимают мелкоочкарные травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые фитоценозы с сухо-торфяными почвами.

Таблица 4.18

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах в ландшафтах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья, зола, г/т

Группа	Элемент	Березовые, n = 12				Ивовые, n = 18				Вересковые, n = 4				Мятликовые, n = 21			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	240	300	2000	1,1	316	770	1330	2,9	100	160	320	0,6	2000	4000	7000	14,8
	Ba	1300	3200	5600	7,8	700	1700	2800	4,1	2500	7900	32000	19,3	700	1700	2800	4,1
II	Y	10	17,8	31,6	0,6	1	2	10	0,1	1	2	3	0,1	20	30	40	1,0
	Sc	1	2	3	0,2	1	2	3	0,2	1	2	3	0,2	10	40	200	4,2
	Ga	1	2	2	0,2	1	5	8	0,4	0,1	0,2	0,3	0,0	0,6	1	4	0,1
III	Ti	320	560	770	0,1	131	200	500	0,1	320	400	630	0,1	100	220	320	0,1
	Zr	30	70	100	0,4	28	36	100	0,2	16	25	32	0,1	42	100	132	0,6
	V	4	7	10	0,1	21	30	50	0,3	16	32	40	0,4	1	3	10	0,0
	Nb	7	10	13	1,3	1	2	3	0,3	0,6	1	2,5	0,1	2	10	13	1,3
	Sn	1	2	3	0,7	0,2	0,5	1	0,2	0,1	0,2	0,6	0,1	1	1,67	2,15	0,6
	Mo	1,8	2,4	3,7	1,6	1	2	3	1,3	0,1	0,2	0,7	0,1	1,3	2,15	2,45	1,4
IV	P	4210	5600	8700	8,4	1330	4640	5600	6,9	2500	4000	6300	6,0	5270	7740	10000	11,6
V	Zn	600	700	1000	16,3	360	460	770	10,7	40	60	100	1,4	280	460	1000	10,7
	Cu	56	75	86,6	2,4	46,4	77,4	100	2,5	25	40	63	1,3	31,6	46,4	77,4	1,5
	Pb	10	30	60	2,5	7	13	22	1,1	1	4	7	0,3	7	8	32	0,7
VI	Mn	5600	10000	11500	12,0	4600	8800	10000	10,6	1330	2500	4000	3,0	1300	7700	16700	9,3
	Cr	7	60	77	1,0	20	50	80	0,9	20	40	50	0,7	2	3	11	0,1
	Ni	32	75	100	2,0	50	80	100	2,2	25	40	63	1,1	4	17	28	0,5
	Co	7	10	30	0,7	9	30	60	2,1	0,1	0,2	0,3	0,0	2,4	10	17	0,7

Группа	Элемент	Осоковые, n = 7				Астровые, n = 5				Хвоцевые, n = 6				Политриховые, n = 4			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	500	800	1000	3,0	600	1000	2000	3,7	421	600	700	2,2	150	260	380	1,0
	Ba	4600	7700	28000	18,8	8700	10000	56000	24,4	3200	5600	7700	13,7	1500	2600	5600	6,3
II	Y	10	20	30	0,7	1	2	6	0,1	10	20	30	0,7	10	15	22	0,5
	Sc	1	2	3	0,2	1	2	3	0,2	60	100	300	10,4	15	22	32	2,3
	Ga	1,3	2,8	6,8	0,2	0,6	1	2	0,1	6	7	30	0,6	5,6	6,8	15	0,6
III	Ti	100	280	460	0,1	200	700	1000	0,2	600	700	4000	0,2	320	460	1000	0,1
	Zr	42	100	170	0,6	60	100	100	0,6	42	60	100	0,4	15	26	32	0,2
	V	1	3	6	0,0	3	10	60	0,1	70	100	170	1,1	46	68	100	0,7
	Nb	4,6	10	17	1,3	6	10	10	1,3	6	10	21	1,3	1	2,2	3,2	0,3
	Sn	0,5	1	2,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	1	3	4	1,0	1	1,5	4,6	0,5
	Mo	2	4	5	2,7	6	7	10	4,7	1	2	3	1,3	1	2,2	4,6	1,5
IV	P	7700	8800	10000	13,1	4000	6000	6000	9,0	3200	6000	12000	9,0	1000	4600	6800	6,9
V	Zn	130	200	800	4,7	70	100	130	2,3	90	100	200	2,3	10	60	100	1,4
	Cu	30	50	80	1,6	20	70	90	2,3	30	60	77	1,9	10	15	38	0,5
	Pb	3	4	7	0,3	7	10	40	0,8	7	10	30	0,8	4	10	63	0,8
VI	Mn	2200	4600	17000	5,5	600	1000	4000	1,2	700	1000	3000	1,2	400	600	1200	0,7
	Cr	1	3	46	0,1	6	70	200	1,2	60	70	100	1,2	100	120	220	2,1
	Ni	7	10	17	0,3	4	30	60	0,8	24	30	60	0,8	18	38	46	1,0
	Co	1	6	8	0,4	0,1	0,2	0,3	0,0	10	30	40	2,1	5,6	8,3	18	0,6

Таблица 4.19

Ряды биологического поглощения и средние зольные кларки накопления микроэлементов в сосудистых растениях и мхах ландшафтов долин
малых водотоков Лая-Колвинского междуречья

Интервал A_x	Березовые, n = 12	Ивовые, n = 18	Вересковые, n = 4	Мятликовые, n = 21	Осоковые, n = 7	Астровые, n = 5	Хвощевые, n = 6	Политриховые, n = 4
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$								
Элементы: энергичного накопления ($> 10n$)	Zn, Mn	Zn, Mn		Sr, P, Zn	P			
сильного накопления ($10 - n$)	P, Ba, Pb, Cu, Ni, Mo, Nb, Sr, Cr	P, Ba, Sr, Cu, Ni, Co, Mo, Pb	P, Mn, Ba, Ni, Zn, Cu	Mn, Ba, Cu, Mo, Nb, Y	Mn, Zn, Sr, Mo, Ba, Cu, Nb	P, Mo, Sr, Ba, Cu, Zn, Nb, Cr, Mn	P, Zn, Sr, Co, Cu, Ba, Mo, Nb, Cr, Mn, V, Sc, Sn	P, Ba, Ti, Sc, Cr, Zn, Zr, Mo, V, Ni
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$								
среднего накопления и среднего захвата ($0, n$)	Co, Sn, Y, Zr, Ga, Ti	Cr, Ga, Nb, Zr, Sn, Ti	Pb, Cr, Sr, V, Nb, Mo, Zr, Ti	Pb, Co, Zr, Sn, Sc, Ni	Y, Zr, Co, Pb, Sn, Ni, Ga	Pb, Ni, Zr, Ti, V	Pb, Y, Ga, Zr, Ti	Sr, Pb, Mn, Y, Co, Ga, Cu, Sn, Nb
слабого захвата ($0.0n$)	V, Sc	Y, V, Sc	Sn, Y, Sc, Ga, Co	Ga, Cr, Ti, V	Ti, Cr, V, Sc	Ga, Y, Sn, Sc, Co	Ni	
Средние зольные кларки накопления								
$\bar{A}_x^+$	2.41 (75.2%)	1.84 (76.9%)	0.68 (58.2%)	2.28 (73.7%)	0.99 (53.6%)	0.83 (52.5%)	1.05 (61.0%)	1.11 (67.1%)
$\bar{A}_x^-$	0.79 (24.8%)	0.56 (23.1%)	0.48 (41.8%)	0.82 (26.3%)	0.87 (46.4%)	0.75 (47.5%)	0.67 (39.0%)	0.53 (32.9%)

Слабовыраженный кустарничковый ярус образуют береза карликовая, ива, багульник, брусника (высотой 5(10) - 15 см). В золе данных растений отмечаются самые высокие содержания Zn – от 460 г/т для багульника и до 770 и 1000 г/т – для ивы и березы карликовой соответственно); содержание марганца в золе этих растений одно из самых высоких – 10000 г/т. Характерно, что из проанализированных кустарничковых форм зола багульника обогащена барием (до 4600 г/т), в золе ерника и ивы Ba накапливается несколько меньше – 2700 и 1000 г/т соответственно. В травяном ярусе встречаются небольшие куртинки злаковых растений и немногочисленные осоковые. Биогеохимическая активность этой группы растений несколько ниже, чем древесных. Из проанализированных трав относительно высокие содержания элементов-примесей, в частности катионогенных (Zn, Sr), зафиксированы для растений семейства Мятликовые. Вместе с тем, для данной группы отмечены относительно высокие содержания анионогенных элементов (Mo, Sn, P). Повышение содержания данных элементов зарегистрированы для осоковых (табл. 4.20). Из зеленых мхов часто встречаются дикрановые и политриховые. В зеленых мхах накапливаются в основном катионогенные элементы Zn (в золе до 800 г/т), Pb (до 100 г/т), из анионогенных относительно высокие содержания зафиксированы у P (до 2300 г/т) и Mo (до 6 г/т). Лишайниковый покров образован преимущественно кладониевыми и цетрариевыми. Для них характерно концентрирование Ti, которого в золе лишайников накапливается до 5000 г/т. В увлажненных экотопах на торфяно-болотных почвах формируются травяно-кустарничковые-пушицево-сфагновые растительные сообщества. На кочках и буграх пучения отмечаются фрагменты фитоценозов, присущих сухим торфяникам, а плоские понижения заняты мочажинами. Обычно в мочажинных понижениях развиваются пушицевые ассоциации и сфагновые мхи. Для сфагновых мхов характерно накопление Zn (до 460 г/т), что несколько выше, чем для осоковых (400 г/т). Сфагновые мхи более энергично, нежели осоки, накапливают свинец и барий (табл. 4.20). В переходной зоне от плакорных участков к озерно-болотным котловинам появляются растительные сообщества из крупных кустарников – березы карликовой, ива серой, ива пушистой (высотой 0,7–1,5 м), образующих густые заросли. Хорошо выражен травяно-кустарничковый ярус из багульника, брусники, морошки, черники, а из трав преобладают представители семейств Осоковые и Мятликовые. Для растений краевой зоны озерно-болотных комплексов характерна относительно высокая биогеохимическая активность.

Таблица 4.20

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах в ландшафтах Верхне-Колвинского озерного района, зола, г/т

Группа	Элемент	Березовые, n = 58				Ивовые, n = 46				Вересковые, n = 30				Мятликовые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	245	464	774	1.7	464	774	1000	2.9	77	100	460	0.4	530	2200	2800	8.1
	Ba	1000	2780	4640	6.8	680	1000	2780	2.4	2780	4640	7740	11.3	600	800	2000	2.0
II	Y	2	3	6	0.1	2.45	2.78	5.6	0.1	2.8	3.6	17	0.1	10	20	30	0.7
	Ga	1	2.78	3.16	0.2	2.15	2.78	4.2	0.2	1	3	4	0.3	1	2	3	0.2
	Sc	1	2.15	3.16	0.2	1	2.15	2.78	0.2	1	1.7	2.2	0.2	1	2.8	17	0.3
III	Ti	167	464	774	0.1	100	359	464	0.1	359	464	1000	0.1	100	600	800	0.2
	Zr	7.7	27.8	46.4	0.2	4	10	28	0.1	21.5	27.8	35.9	0.2	70	100	130	0.6
	V	2.7	4.6	12.9	0.1	27.8	35.9	59.9	0.4	3	7	50	0.1	2	3	7	0.0
	Nb	4.6	5.9	10	0.8	3.1	5.9	10	0.8	6	8	10	1.1	8	10	20	1.3
	Sn	1.2	2.2	2.8	0.8	1	2	4	0.7	1	2	4	0.7	1	2	3	0.7
	Mo	1.29	2.15	2.78	1.4	1.3	2.2	2.8	1.5	2	2	3	1.3	1	2	3	1.3
IV	P	4640	5990	16700	8.9	3590	4640	10000	6.9	4600	4600	5000	6.9	1000	5000	8000	7.5
V	Zn	464	1000	3590	23.3	278	774	2780	18.0	280	460	770	10.7	100	600	1000	14.0
	Cu	46.4	77.4	100	2.5	46.4	77.4	278	2.5	46.4	77	100	2.5	30	50	80	1.6
	Pb	21.5	46.4	100	3.9	10	27.8	40.8	2.3	10	27.8	46.4	2.3	3	10	20	0.8
VI	Mn	7740	10000	13000	12.0	4640	10000	13000	12.0	7740	10000	13000	12.0	3000	5000	8000	6.0
	Cr	10	24.5	77.4	0.4	10	46	77	0.8	36	46	77	0.8	3	4	6	0.1
	Ni	27.8	46.4	59.9	1.3	21.5	27.8	35.9	0.8	27.8	46.4	46.4	1.3	2	6	9	0.2
	Co	77.4	278	359	19.9	10	35.9	46.4	2.6	10	59.9	77.4	4.3	10	22	46	1.6

Группа	Элемент	Осоковые, n = 36				Розоцветные, n = 15				Сфагновые, n = 31				Политриховые, n = 5			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	100	278	464	1.0	100	270	720	1.0	215	278	359	1.0	100	200	278	0.7
	Ba	460	1000	2780	2.4	700	1000	3000	2.4	1000	1700	4600	4.1	1200	1400	5200	3.4
II	Y	1	3	4	0.1	1	1.9	2.7	0.1	5.27	5.99	10	0.2	1	2	3	0,1
	Ga	2	3	4	0,3	0,1	0,2	0,3	0,0	3,59	10	16,7	0,8	0,7	1	2	0,1
	Sc	1	2,15	2,78	0,2	0,1	0,2	0,3	0,0	3,59	5,27	7,74	0,5	5	7	20	0,7
III	Ti	100	464	599	0,1	260	510	599	0,1	77	167	278	0,0	1900	5200	8200	1,4
	Zr	7,7	24,5	27,8	0,1	16	37	61	0,2	52,7	77,4	100	0,5	80	100	167	0,6
	V	27,8	30	50	0,3	10	19	72	0,2	10	21,5	27,8	0,2	10	30	40	0,3
	Nb	4,64	5,99	7,7	0,8	1	1,9	2,7	0,3	3,59	5,9	10	0,8	7	10	50	1,3
	Sn	1	2	5	0,7	0,1	0,2	0,3	0,1	2,78	6,81	16,7	2,3	6	8	20	2,8
	Mo	2,8	10	13	6,7	0,1	0,2	0,3	0,1	3,16	5,99	10	4,0	3	6	10	4,0
IV	P	3160	4640	10000	6,9	3700	5100	5990	7,6	3590	4640	16800	6,9	1400	2300	10000	3,4
V	Zn	278	408	464	9,5	70	160	270	3,7	280	460	1000	10,7	400	800	1000	18,6
	Cu	46,4	77,4	100	2,5	27	52	72	1,7	27,8	100	278	3,2	80	100	200	3,2
	Pb	5,9	10	13	0,8	7	10	30	0,8	46,4	100	215	8,3	61	140	230	11,7
VI	Mn	2780	4640	5600	5,6	5100	7200	10000	8,7	400	1000	2800	1,2	1900	5200	10000	6,3
	Cr	35,9	46,4	52,7	0,8	37	52	72	0,9	21,5	35,9	77,4	0,6	16	19	44	0,3
	Ni	10	27,8	35,9	0,8	16	27	37	0,7	27,8	35,9	46,4	1,0	30	30	40	0,8
	Co	24	28	46	2,0	1	2	3	0,1	59,9	129	278	9,2	70	100	200	7,1

Таблица 4.21

Ряды биологического поглощения (A_x)* и средние зольные кларки накопления ($\bar{A}_x$) микроэлементов

в сосудистых растениях и мхах ландшафтов Верхне-Колвинского озерного района

Интервал A_x	Березовые, n = 58	Ивовые, n = 46	Вересковые, n = 30	Мятликовые, n = 8	Осоковые, n = 36	Розоцветные, n = 15	Сфагновые, n = 31	Политриховые, n = 5
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$								
Элементы: энергичного накопления ($> 10n$)	Zn, Mn	Zn, Mn	Mn, Ba, Zn	Zn			Zn	Zn, P, Pb
сильного накопления ($10 - n$)	P, Ba, Pb, Cu, Co, Sr, Mo, Ni	P, Sr, Co, Cu, Ba, Pb, Mo	P, Cu, Pb, Mo, Ni, Nb	Sr, P, Mn, Ba, Cu, Mo, Nb	Zn, P, Mo, Mn, Cu, Ba, Sr	Mn, P, Zn, Ba, Cu,	Pb, P, Ba, Mo, Cu, Sn, Mn, Sr	Mn, Mo, Ba, Cu, Sn, Ti, Nb, Ni, Y
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$								
среднего накопления и среднего захвата ($0, n$)	Nb, Sn, Cr, Ga, Sc, Zr, Ti, Y	Cr, Nb, Ni, Sn, Ga, Sc	Cr, Sn, Co, Sr, Ga, Sc, Zr, Y, Ti	Pb, Sn, Y, Zr, Sc, Ga, Ni, Ti, Co	Pb, Cr, Nb, Ni, Sn, Ga, Sc, Co, Zr, Ti, Y	Sr, Cr, Pb, Ni, Nb, Zr, V, Ti, Mo	Ni, Co, Ga, Nb, Cr, Sc, Zr, Ti, V, Y	Ga, Sr, Sc, Co, Zr, V, Cr,
слабого захвата ($0.0n$)	V	Ti, Y, Zr, V	V	Cr, V	V	Y, Sn, Sc, Ga, Co		
Средние зольные кларки накопления								
$\bar{A}_x^+$	2.72 (79.5%)	2.26 (80.5%)	2.14 (77.5%)	1.81 (76.8%)	1.23 (63.7%)	1.06 (72.5%)	1.72 (71.8%)	2.57 (70.2%)
$\bar{A}_x^-$	0.69 (20.5%)	0.54 (19.5%)	0.62 (22.5)	0.54 (23.2%)	0.71 (36.3%)	0.39 (27.5%)	0.68 (28.2%)	1.08 (29.8%)

*Коэффициент A_x рассчитан по отношению к содержанию микроэлементов в горных породах стратисферы(по: Григорьев, 2003).

4.4.1.2. Воркутинская тундра

Зональный тип природных ландшафтов в пределах Воркутинской тундры – субарктические южнотундровые (Исаченко, 1985). В настоящее время в результате промышленного освоения группы Воркутских угольных месторождений зональные ландшафты трансформированы полностью. Статистические данные о распределении химических элементов в растительности Воркутинской тундры приведены в табл. 4.22. По ним были рассчитаны кларки биогенного накопления и составлены ряды биологического поглощения (табл. 4.23). У растительности Воркутинской тундры отмечается избыток фосфора, который мы связываем с угледобычей. Известно, что фосфор относится к элементам средней углефильности (Юдович, Кетрис, 2005). Поэтому, учитывая специализацию Воркутинского промышленного района, можно полагать, что одним из основных источников поступления фосфора в растения является сжигание угля. Механизм поступления фосфора связан с сухим осаждением его соединений. По имеющимся материалам (Юдович, Кетрис, 2005), можно предположить, что в качестве носителей фосфора могут выступать низкотемпературные карбонатапатиты и (или) фосфатосульфаты. Поскольку в Воркутинской тундре выявлена тенденция к накоплению фосфора в растениях, различающихся по своим экологическим местообитаниям и биогеохимической активностью, то его высокие концентрации могут свидетельствовать как о его высокой подвижности, так и о достаточно активном аэрогенном поступлении металла из приземной атмосферы.

Наряду с фосфором, активно накапливаются Zn и Mn. Особенно сильно Zn поглощается карликовой березкой ($KK = 41.0$) – единственным представителем семейства Березовые в Воркутинской тундре – и растениями семейства Ивовые ($KK = 13.9$). Mn очень активно поглощается древесными растениями (семейства Березовые, Ивовые, Вересковые), являющимися средообразующими растениями на плакорных участках, отличающихся слабощелочным глеевым классом миграции. Марганца мало в травяных растениях – фон обычно составляет 0.4-0.8 KK , что связано с малой подвижностью марганца в нейтральной и слабощелочной средах тундровых луговин. Для выявления биогеохимической специализации растений Воркутинской тундры использовался геохимический показатель – средний кларк накопления ($\bar{A}_x$). При его расчете суммирование элементов с различными содержаниями нормировалось через коэффициенты биологического поглощения (A_x).

Содержание химических элементов в растительности
Воркутинской тундры, в золе, г/т

Элемент	Жизненные формы растений (по: Серебряков, 1962)											
	Древесные, n = 40			Травяные, n = 371			Моховые, n = 25			Лишайниковые, n = 10		
	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы												
Sr·	100	280	400	79	100	200	77	100	100	100	130	180
Ba	280	460	770	200	320	500	150	210	210	180	240	320
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью												
Y·	1	4	9	3	8	20	3	5	10	5	10	10
Ga·	1	3	3	1	3	8	10	10	10	7	10	10
Sc·	0.1	0.2	1.4	1.4	2	3	2	2	3	2	3	6
Yb·	0.1	0.2	1.4	1	1	2	1	1	1	1	1	2
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью												
Ti·	280	600	1000	320	500	1580	2800	2800	3600	1300	3200	4200
Zr·	10	10	22	20	40	63	60	60	100	32	32	56
V·	15	46	100	10	32	50	100	100	170	100	180	180
Nb·	1	2	10	3	4	5	3	4	5	3	3	7
Sn·	0.3	2	3	3	3	4	3	3	3	2	3	3
Mo·	1	2	3	3	5	15	1	2	2	1	2	3
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы												
P·	7700	10000	16700	10000	10000	10000	3200	4600	4600	3000	5000	10000
B·	77	167	210	32	80	100	46	60	77	20	30	56
V. Металлы-тиофилы												
Zn·	280	1000	1900	100	160	320	100	170	200	100	300	600
Cu·	46	100	100	80	100	100	46	46	60	56	100	100
Pb·	100	280	460	50	100	200	280	280	320	60	90	100
Ag·	0.1	0.2	0.3	0.08	0.1	0.2	0.06	0.08	0.09	0.2	0.3	0.6
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn·	900	5000	10000	390	790	2000	1000	2800	2800	300	1500	3200
Cr·	10	21	30	10	20	40	40	77	100	32	56	56
Ni·	10	30	46	10	20	40	16	21	28	32	32	56
Co·	4	6	10	2	3	8	10	21	28	6	9	10

Ряды биологического поглощения* и средние кларки накопления микроэлементов
в семействах растений Воркутинской тундры

Интервал A_x	Жизненные формы растений (по: Серебряков, 1962)			
	Древесные, n = 40	Травяные, n = 371	Моховые, n = 25	Лишайники, n = 10
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$				
Элементы: энергичного накопления ($> 10n$)	Zn, P	P		
сильного накопления ($10 - n$)	Mn, Cu, Ag, B, Pb, Mo, Ba, Sr	Zn, Mo, Cu, B, Sn	P, Zn, Mn, Pb, Co, Cu, Mo, Cr, V	Pb, P, Zn, Cu, Ag, V, Mn, Mo, Sn
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$				
среднего накопления и среднего захвата (0,n)	Ni, Sn, V, Cr, Co, Nb, Ga, Ti, Y, Yb	Mn, Ag, Pb, Ba, Ni, Nb, Yb, Sr, V, Cr, Y, Ga, Zr, Co, Sc, Ti	Sn, Ga, B, Ti, Ag, Nb, Ni, Ba, Yb, Sr, Zr, Sc, Y	Cr, Ni, Ti, Ga, Co, Ba, Yb, Sr, B, Nb, Y, Sc, Zr
слабого захвата (0,0n)	Zr, Sc			
Средние кларки накопления				
$\bar{A}_x$	2.80	1.57	1.39	1.87
$\bar{A}_x^+$ катионогенные ЭП	1.89 (67.6%)	0.62 (39.4%)	0.86 (62.3%)	1.31 (70.0%)
$\bar{A}_x^-$ анионогенные ЭП	0.91 (32.4%)	0.95 (60.6%)	0.53 (37.7%)	0.56 (30.0%)

*Коэффициент A_x рассчитан по отношению к содержанию микроэлементов в горных породах осадочного слоя (по: Григорьев, 2003).

Таким образом, результаты биогеохимических исследований показали: у разных видов растений в целинных тундрах биогеохимический фон может отличаться на один-два порядка, что указывает на существование видов-концентраторов и деконцентраторов. По биогеохимической специализации растений в целинных тундрах можно выделить две группы. Первую образуют растения с преимущественным накоплением катионогенных (катионофильные растения), а вторую – анионогенных элементов (анионофильные растения). В первую группу входят деревья, кустарники, кустарнички (семейства Березовые, Ивовые, Вересковые), а также мхи (род Сфагновые и род Политриховые), во вторую – травы (семейства Мятликовые, Бобовые).

Сопоставление биогеохимической активности растений. Расчеты среднего коэффициента накопления ($\bar{A}_x$), выполненные отдельно для ассоциаций геохимически близких химических элементов: литофилов (Lit), сидерофилов (Sid), сульфофилов (Slf), позволили выявить различия в биогеохимической специализации растений, которые связываются нами с особенностями техногенного воздействия на растительный покров (рис. 4.27).

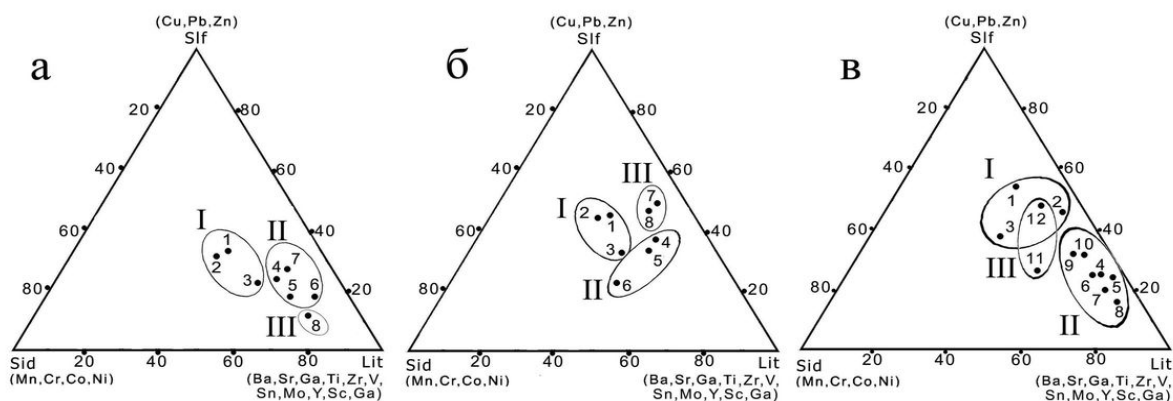


Рисунок. 4.27. Относительные пропорции распределения ΣAx сидерофильных, литофильных и сульфофильных (Sid–Lit–Sif) элементов в растительности: **а)** Лая-Колвинского междуречья: усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Мятликовые, 5 – сем. Осоковые, 6 – сем. Астровые, 7 – сем. Хвощевые, 8 – сем. Политриховые; **б)** Верхне-Колвинского озерного района: усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Мятликовые, 5 – сем. Осоковые, 6 – сем. Розоцветные, 7 – мхи рода Сфагнум, 8 – мхи рода Политрихум; **в)** Воркутинская тундра: усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Мятликовые, 5 – сем. Астровые, 6 – сем. Хвощевые, 7 – сем. Бобовые, 8 – сем. Гречишные, 9 – сем. Норичниковые, 10 – сем. Гвоздичные, 11 – мхи рода Политрихум, 12 – лишайники рода Пальтигера. *Дополнение: при расчете средние кларки каждой группы нормированы по содержанию микроэлементов в горных породах осадочного слоя (по: Григорьев, 2003).*

Так, к моменту начала проведения биогеохимических исследований буровые работы на ключевых участках в пределах Лая-Колвинского междуречья уже были давно завершены. В то же время Верхне-Колвинский озерный район активно осваивался, бурение велось широко. Расстояние между действующими буровыми составляло 2-3 (5) км. Это приводило к тому, что ореол выбросов одной буровой перекрывался соседней. Поэтому преимущественное накопление растениями ключевых участков «Харьяга» элементов-сульфофилов мы относим за счет образования аэрогенных аномалий в растительном покрове. Вместе с тем, для отработанных буровых Мишваньского месторождения характерны значительные площади обнаженных почв. В результате ветровых раздувов в воздух поднимается много пыли, которая затем оседает на растения соседних участков, что приводит к увеличению доли литофильных элементов. Для Воркутинских тундр барьерное накопление ЭП контролируется техногенным подщелачиванием ландшафтов, которое обусловлено промышленными выбросами Воркутинского цементного завода, что находит свое отражение в формировании литофильно-сульфофильного элементного парагенезиса в растительности (рис. 4.27).

4.4.2. Биогеохимическая активность растений Ямала

Биогеохимические исследования проводили в пределах Западно-Ямальных низинных тундр, а также Центрально-Ямальных возвышенных южных и средних тундр. Нами было отобрано более 700 проб растений. У древесных растений анализировали листья и побеги текущего года, у трав, мхов и лишайников – надземную часть. Биогеохимический фон рас-

смотрен по систематической принадлежности растений – на уровне семейств (табл. 4.24-4.26). Для сравнительной оценки биогеохимической специализации растений использовали коэффициент биологического поглощения (A_x), рассчитанный как отношение средних содержаний элементов-примесей в золе растений к кларкам соответствующих элементов в осадочных породах (по: Григорьеву, 2003). Рассматривая распределение химических элементов, можно заметить определенную избирательность в их накоплении растениями различных семейств. Основываясь на этих отличиях, рассчитан коэффициент биологического поглощения (A_x). Ранжирование значений A_x позволяет составить ряды биологического поглощения в надземных частях растений (табл. 4.27-4.29).

Для Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр к элементам энергичного накопления ($A_x > 10n$) относятся Zn, Nb, P, Mn, Cu. При этом самые высокие значения A_x зафиксированы для Zn и P (от 13.1 до 41.3); у фосфора значения A_x ниже – до 14.9, а для ниобия, марганца и меди интервал величин A_x лежит в пределах 11.1-16.1 (табл. 4.24).

Для Центрально-Ямальных возвышенных средних и южных тундр группу элементов энергичного накопления образуют Zn, P, Mn (табл. 4.25, 4.26). При этом самые высокие значения A_x вновь отмечены для цинка. Коэффициент A_{Zn} в семействе Березовые для средних и южных тундр составляет 73.5 и 113.2 соответственно. Возможно, это связано с высокой биофильностью цинка, который к тому же легко мигрирует в кислых почвах. Состав ассоциаций со значениями A_x (10–n) очень меняется от выборки к выборке. Отмечается, что для низинных северных субарктических тундр, занимающих приморские террасы в пределах распространения казанцевских отложений, спектр сильно накапливающихся элементов значительно шире, нежели для возвышенных средней и южной тундр Центрального Ямала, развивающихся на салехардских отложениях и грубообломочных породах палеозоя.

Для сравнения накопления растительностью катионогенных (K) и анионогенных элементов и комплексобразователей (A) средние кларки концентраций рассчитывались отдельно для катионов ($\bar{K}$) и анионов ($\bar{A}$). Формула расчета имеет вид:

$$\left(\bar{K} = \frac{\sum A_x (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ba, Mn, Cr, Nb, Ti, Ag, Ga, Y, Sc, Sr)}{15} \right)$$

и

$$\left(\bar{A} = \frac{\sum A_x (P, Mo, V, Zr, B, Sn)}{6} \right).$$

Выясняется, что травянистым формам свойственно преимущественное накопление анионогенных элементов, тогда как древесные растения (семейства Березовые, Ивовые, Вересковые) отличаются высоким сродством к катионогенным элементам. В низинных северных субарктических тундрах биогеохимическая активность в накоплении катионов у древесных растений выше (табл. 4.25).

Таблица 4.24

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр, зола, г/т

Группы	Элементы	Березовые, n = 16				Ивовые, n = 56				Мятликовые, n = 47				Осоковые, n = 26			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	421	562	1000	2,1	1000	1770	2100	6,6	450	562	740	2,1	177	562	1000	2,1
	Ba	316	562	1330	1,4	177	237	562	0,6	316	562	740	1,4	316	562	740	1,4
II	Y	18	32	56	1,1	24,6	31,6	42,1	1,1	23,7	31,6	42,1	1,1	18	32	42	1,1
	Ga	5,62	10	17,8	0,8	3,2	13	24	1,1	0,6	1	1,8	0,1	1	2	4	0,2
	Sc	6	10	18	1,0	10	24	32	2,5	31,6	56,2	178	5,9	13,3	32	100	3,3
III	Ti	1770	1770	2370	0,5	560	1150	1780	0,3	1330	1770	3160	0,5	560	1330	1770	0,4
	Zr	31,6	56,2	133	0,3	17,8	31,6	133	0,2	42,1	100	177	0,6	23,7	42,1	56,2	0,2
	V	32	42	56	0,5	17,7	42,2	100	0,5	42,1	74,9	100	0,8	17,7	31,6	42,1	0,3
	Nb	17	32	56	4,2	17	42	56	5,5	23,7	31,6	100	4,2	20,5	31,6	75	4,2
	Sn	13,3	17,8	23,7	6,1	13,3	17,8	24,0	6,1	3,3	10	31,6	3,4	5,6	10	56,2	3,4
	Mo	3,1	5,6	7,4	3,7	1,78	3,16	5,62	2,1	0,6	1	1,78	0,7	1,3	1,7	2,0	1,2
IV	P	1800	3200	5600	4,8	1310	1800	4200	2,7	3160	10000	13000	14,9	3000	10000	13000	14,9
V	Zn	1000	1800	2400	41,9	750	1000	1770	23,3	100	316	562	7,3	421	562	1000	13,1
	Cu	316	421	560	13,6	100	177	316	5,7	74,9	100	133	3,2	74,9	100	177	3,2
	Pb	13,1	17,7	23,7	1,5	7	10	13,3	0,8	10	13,3	17,7	1,1	7	10	13	0,8
VI	Mn	5620	10000	13000	12,0	1780	4220	10000	5,1	2370	3160	4210	3,8	2370	3160	5620	3,8
	Co	18	42	100	3,0	17,7	31,6	74,9	2,3	10	13,3	17,7	1,0	10	13,3	17,7	1,0
	Ni	56,4	74,9	99,9	2,0	74,9	100	130	2,7	56,2	74,9	130	2,0	31,6	42,1	56,2	1,1
	Cr	21,6	31,6	42,1	0,6	17,7	31,6	100	0,6	31,6	74,9	100	1,3	42,1	74,9	100	1,3

Группы	Элементы	Хвощевые, n = 15				Сфагновые, n = 8				Политриховые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	421	562	1000	2,1	240	420	750	1,6	130	170	230	0,6
	Ba	56	100	178	0,2	170	230	560	0,6	270	560	860	1,4
II	Y	10	17,8	31,6	0,6	31	42	56	1,4	31	42	56	1,4
	Ga	0,6	1	1,8	0,1	1	1,3	1,8	0,1	1	1,8	4,2	0,2
	Sc	24	32	75	3,3	6	10	13	1,0	10	13	24	1,4
III	Ti	600	1000	1800	0,3	1000	1800	5600	0,5	700	1700	2300	0,5
	Zr	17,7	31,6	42,1	0,2	65	120	150	0,7	150	240	420	1,4
	V	31,6	42,2	77,0	0,5	32	42	56	0,5	42	56	74	0,6
	Nb	32	75	100	9,9	32	56	100	7,4	32	56	100	7,4
	Sn	13	18	32	6,2	1,3	5,6	10	1,9	5,6	10	180	3,4
	Mo	0,5	0,7	1	0,5	0,6	1	1,3	0,7	1	1,3	1,8	0,9
IV	P	300	600	1000	0,9	1300	2500	4200	3,7	1800	5600	10000	8,4
V	Zn	316	562	750	13,1	240	750	1000	17,4	130	230	420	5,3
	Cu	42,1	56,2	74,9	1,8	6	13	18	0,4	31	56	130	1,8
	Pb	4	10	13	0,8	13	18	32	1,5	10	18	32	1,5
VI	Mn	214	310	421	0,4	2400	8700	10000	10,5	800	1700	4800	2,0
	Co	8	10	32	0,7	27	150	210	10,7	27	74	210	5,3
	Ni	23,7	31,6	42,1	0,9	60	100	133	2,7	17	42	56	1,1
	Cr	24	42	56	0,7	42	56	100	1,0	56	130	240	2,3

Таблица 4.25

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях, мхах и лишайниках Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры, зола, г/т

Группы	Элементы	Березовые, n = 63				Ивовые, n= 28				Вересковые, n= 30				Осоковые, n = 19				Астровые, n = 6			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	177	316	421	1,2	421	562	749	2,1	166	215	278	0,8	77	100	133	0,4	210	300	420	1,1
	Ba	178	316	562	0,8	177	316	487	0,8	599	1660	2150	4,0	133	178	237	0,4	210	300	560	0,7
II	Y	2,7	3,1	4,2	0,1	3,16	5,62	7,4	0,2	2,78	3,59	4,64	0,1	2,1	3,16	4,22	0,1	5	10	20	0,3
	Ga	1	3,1	5,6	0,3	0,6	1	1,78	0,1	1	2,15	2,78	0,2	1	1,78	2,15	0,1	1	2	3	0,2
	Sc	0,5	0,6	1	0,1	0,1	0,13	0,23	0,0	1	1,9	2,2	0,2	0,5	1	1,3	0,1	0,1	0,2	0,3	0,0
III	Ti	560	1000	1330	0,3	170	310	480	0,1	590	1000	2150	0,3	560	1000	1700	0,3	170	200	210	0,1
	Zr	31,6	56,2	75	0,3	21,5	31,6	42,2	0,2	27,8	35,9	46,4	0,2	31,6	42,2	56,2	0,2	1	2	5	0,0
	V	7,5	13,3	17,8	0,1	3,2	5,6	7,5	0,1	7,7	10	21,5	0,1	5,6	10	13	0,1	3	5	6	0,1
	Nb	1,8	5,6	10	0,7	1	2	3	0,3	1	3,6	4,6	0,5	2,1	3,2	5,6	0,4	1	2	3	0,3
	Sn	1,78	3,16	4,2	1,1	1,3	1,78	3,16	0,6	2,15	2,78	4,64	1,0	1,3	1,78	2,15	0,6	1	2	4	0,7
	Mo	0,56	0,75	1	0,5	1	1,33	1,78	0,9	0,46	0,52	0,59	0,3	1	2	4	1,3	1	3	5	2,0
IV	P	2400	3160	4200	4,7	2400	3160	4200	4,7	1660	2780	2780	4,1	7700	10000	13300	14,9	1900	2700	3160	4,0
V	Zn	1770	3160	4200	73,5	315	562	1330	13,1	359	464	560	10,8	315	562	770	13,1	200	300	420	7,0
	Cu	133	177	210	5,7	75	100	170	3,2	100	167	178	5,4	42,2	56,2	133	1,8	10	20	30	0,6
	Pb	10	17,8	31,6	1,5	4,2	5,6	10	0,5	16,7	21,5	31,6	1,8	7,2	10	17	0,8	3	5	7	0,4
VI	Mn	7800	10000	13300	120	3160	7490	10000	9,0	1000	10000	13300	120	3160	5620	7400	6,8	1000	3000	3600	3,6
	Cr	10	13,3	17,8	0,2	3,1	5,6	10	0,1	10	16,7	21,5	0,3	5,6	7,5	10	0,1	13	30	36	0,5
	Ni	42	56,2	75	1,5	56,2	75	100	2,0	13,3	21,5	27,8	0,6	6	10	13,9	0,3	31	50	77	1,4
	Co	10	17,8	21,5	1,3	10	31,6	36,5	2,3	3,6	4,6	7,7	0,3	4,2	5,2	7,2	0,4	1	10	13	0,7

Группы	Элементы	Розоцветные, n = 4				Хвоцевые, n = 12				Сфагновые, n = 15				Кладониевые, n = 13				Плауновые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	130	180	214	0,7	320	420	560	1,6	56	100	133	0,4	75	100	115	0,4	100	140	190	0,5
	Ba	130	180	240	0,4	77	100	180	0,2	133	177	215	0,4	180	320	560	0,8	78	100	120	0,2
II	Y	5,6	10	13	0,3	2,4	3,2	4,2	0,1	0,6	1	1,33	0,0	0,6	1	1,78	0,0	2,3	2,7	7,2	0,1
	Ga	1,3	1,8	2,4	0,2	1,3	3,2	4,2	0,3	7	10	13,3	0,8	10	13,3	17,8	1,1	2,1	2,7	5,2	0,2
	Sc	0,7	1	1,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,0	1,78	3,16	4,2	0,3	1,8	3,2	5,6	0,3	0,1	0,2	0,3	0,0
III	Ti	316	400	500	0,1	200	1000	1330	0,3	3160	4210	5620	1,1	3160	4220	5620	1,1	1400	1900	2700	0,5
	Zr	7	10	12	0,1	42	56	75	0,3	75	100	133	0,6	75	100	133	0,6	21	27	37	0,2
	V	10	13	17	0,1	6	30	42	0,3	75	100	178	1,1	46	100	133	1,1	13	19	23	0,2
	Nb	1,8	3,2	7,5	0,4	1,8	2,4	4,2	0,3	5,62	7,5	9,9	1,0	4,2	5,62	10	0,7	1,4	1,9	2,7	0,3
	Sn	1	1,3	2,4	0,4	1	1,8	2,1	0,6	3,16	4,22	5,62	1,5	5,62	7,5	7,5	2,6	1,3	1,9	2,3	0,7
	Mo	4,2	5,6	7,4	3,7	1	1,3	5,6	0,9	0,56	0,75	1,33	0,5	1	1,33	1,54	0,9	0,6	0,7	1	0,5
IV	P	1500	2400	3200	3,6	1000	10000	13300	14,9	2150	3160	5620	4,7	3200	10000	13300	14,9	1170	1380	2150	2,1
V	Zn	240	320	370	7,4	77	100	133	2,3	240	316	421	7,3	320	750	1000	17,4	140	270	316	6,3
	Cu	75	100	133	3,2	56	75	100	2,4	31,6	56,2	74	1,8	56,2	75	100	2,4	77	100	193	3,2
	Pb	7	10	17	0,8	3	5	7	0,4	31,6	42,2	56,2	3,5	32	100	100	8,3	17	19	21	1,6
VI	Mn	7700	10000	13300	12,0	420	500	1000	0,6	560	1000	1770	1,2	560	1000	1330	1,2	770	1000	2000	1,2
	Cr	10	13	18	0,2	5	13	18	0,2	31,6	42,2	75	0,7	31,6	56,2	100	1,0	10	14	17	0,2
	Ni	13	18	21	0,5	10	18	32	0,5	13,3	17,8	31,6	0,5	13	42	49	1,1	7	10	14	0,3
	Co	5	7	10	0,5	7	10	13	0,7	13,3	17,8	42,2	1,3	10	13,3	17,8	1,0	3	5	7	0,4

Таблица 4.26

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях, мхах и лишайниках Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры, зола, г/г

Группы	Элементы	Березовые, n = 48				Ивовые, n = 24				Вересковые, n = 45				Сосновые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	86,6	100	178	0,4	86,6	237	316	0,9	46,4	59,9	100	0,2	77	100	120	0,4
	Ba	178	316	649	0,8	131	178	750	0,4	359	774	1000	1,9	700	2000	3000	4,9
II	Y	1,8	3,2	10	0,1	1	2	3	0,1	2,15	2,78	10	0,1	1	1,9	2,7	0,1
	Ga	1	1,78	2,14	0,1	0,8	1	1,78	0,1	2,15	2,78	4,64	0,2	0,8	1	1,4	0,1
	Sc	1,78	3,16	4,21	0,3	0,24	1,78	3,16	0,2	1,77	2,78	3,2	0,3	0,1	0,19	0,27	0,0
III	Ti	562	562	1000	0,2	316	562	740	0,2	599	1000	1900	0,3	320	520	560	0,1
	Zr	17,8	31,6	56,0	0,2	1	2	3	0,0	24	27,8	35,9	0,2	1	1,9	2,7	0,0
	V	11,5	31,6	36,5	0,3	10	15,4	31,6	0,2	27,8	35,9	100	0,4	17	19	23	0,2
	Nb	1	1,8	3,2	0,2	1	1,8	3,2	0,2	1	2,15	2,78	0,3	1	1,9	2,7	0,3
	Sn	1,3	1,78	2,37	0,6	0,6	1	1,78	0,3	2,15	2,78	3,16	1,0	1,3	1,9	1,9	0,7
	Mo	0,56	0,75	1,3	0,5	0,56	0,75	1	0,5	0,59	0,77	1,67	0,5	0,42	0,52	0,72	0,3
IV	P	7700	10000	17800	14,9	7500	10000	13300	14,9	7740	10000	13300	14,9	7200	10000	13300	14,9
V	Zn	3160	4870	5620	113,2	1000	1150	1780	26,7	278	359	464	8,3	320	370	440	8,6
	Cu	100	178	316	5,7	77	100	133	3,2	100	167	215	5,4	120	190	190	6,1
	Pb	17,8	42,2	56,2	3,5	3,2	5,6	10	0,5	21,5	46,4	56,2	3,9	14	19	32	1,6
VI	Mn	5600	10000	13300	12,0	1200	4900	5600	5,9	7740	10000	13000	12,0	5200	10000	13000	12,0
	Cr	10	17,8	23,7	0,3	6,5	17,8	31,6	0,3	21,5	27,8	77,4	0,5	7	10	14	0,2
	Ni	31,6	56,2	100	1,5	31,6	36,5	75	1,0	21,5	35,9	167	1,0	23	27	32	0,7
	Co	10	13,3	23,7	1,0	5,6	18	32	1,3	7,74	10	27,8	0,7	5,2	7,2	10	0,5

Группы	Элементы	Мятликовые, n=12				Осоковые, n = 15				Розоцветные, n = 6				Бобовые, n = 18				Гречишные, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	37	56	100	0,2	42,1	56,2	100	0,2	42	50	74	0,2	77	100	178	0,4	42	52	77	0,2
	Ba	60	100	200	0,2	100	180	560	0,4	50	100	200	0,2	56	100	320	0,2	140	230	270	0,6
II	Y	0,6	1	2	0,0	1,78	4,22	10	0,1	0,6	2	3	0,1	1	3	7	0,1	1	1,4	2,3	0,0
	Ga	1	1,8	2,4	0,2	0,6	1	1,78	0,1	0,7	1	2	0,1	1	1,8	2,4	0,2	0,7	1	1,4	0,1
	Sc	0,1	0,13	0,24	0,0	0,18	3,16	3,16	0,3	0,1	0,2	0,3	0,0	0,6	1	2	0,1	1,4	2,3	2,7	0,2
III	Ti	320	420	1000	0,1	420	750	1000	0,2	200	300	320	0,1	130	180	1000	0,0	100	200	300	0,1
	Zr	0,6	1	2	0,0	1,8	31,6	56,2	0,2	10	20	30	0,1	7	10	20	0,1	1	2	3	0,0
	V	10	24	42	0,3	10	13	56	0,1	7	10	20	0,1	6	7	56	0,1	5	10	20	0,1
	Nb	1	2	3	0,3	0,6	1	2	0,1	1	2	3	0,3	0,7	1	2	0,1	1	1,4	2,3	0,2
	Sn	1,0	1,8	2,1	0,6	1,33	1,78	3,16	0,6	2	3	6	1,0	1	1,78	2,4	0,6	1	1,4	2,3	0,5
	Mo	0,75	1,3	3,2	0,9	2,15	4,22	5,62	2,8	2	3	7	2,0	1,78	3,16	4,21	2,1	0,42	0,52	1	0,3
IV	P	7500	10000	13000	14,9	7500	10000	13300	14,9	5600	7000	10000	10,4	5620	10000	13300	14,9	5200	10000	13300	14,9
V	Zn	100	130	320	3,0	320	750	1300	17,4	420	500	560	11,6	100	130	1000	3,0	70	100	130	2,3
	Cu	77	100	130	3,2	75	178	178	5,7	100	200	240	6,5	100	133	177	4,3	70	100	170	3,2
	Pb	2,4	3,2	5,6	0,3	10	13,3	17,8	1,1	5	7	10	0,6	5,6	10	13	0,8	3	5	7	0,4
VI	Mn	900	1300	5600	1,6	5620	7500	10000	9,0	5000	10000	13300	12,0	300	1300	1700	1,6	700	1200	1400	1,4
	Cr	6	12	18	0,2	6	13	18	0,2	7	10	13	0,2	4	5	32	0,1	5	8	10	0,1
	Ni	10	18	32	0,5	18	32	42	0,9	20	30	32	0,8	21,5	31,6	42,2	0,9	19	37	52	1,0
	Co	4,2	5,6	7,5	0,4	3,2	5,6	10	0,4	5	7	10	0,5	1,8	5,6	10	0,4	2,7	12	27	0,9

Группы	Элементы	Хвоцевые, n = 40				Сфагновые, n = 22				Политриховые, n = 80				Цетрариевые, n = 25			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	31,6	100	133	0,37	42,1	56,2	100	0,2	42,2	56,2	100	0,2	42,1	56,2	100	0,2
	Ba	100	178	178	0,43	100	178	215	0,4	77	100	178	0,2	77	100	316	0,2
II	Y	0,6	1	2	0,03	5,62	10	13	0,3	5,62	10	17	0,3	6,49	10	13,3	0,3
	Ga	0,5	1	3	0,08	3,16	5,62	7,5	0,5	4,2	5,62	7,5	0,5	4,21	5,62	7,74	0,5
	Sc	0,1	0,3	3,2	0,03	2,15	3,16	4,87	0,3	1,78	3,16	4,22	0,3	1,33	3,16	5,62	0,3
III	Ti	133	178	316	0,05	1330	1780	3160	0,5	1330	1780	3160	0,5	1780	3160	3160	0,8
	Zr	0,6	1	2	0,01	42,1	56,2	74,4	0,3	42,2	56,2	74,4	0,3	42,1	56,2	100	0,3
	V	7	10	13,3	0,11	56,2	100	130	1,1	75	100	130	1,1	75	100	133	1,1
	Nb	0,6	1	2	0,13	2,15	3,16	5,62	0,4	2,15	3,16	4,22	0,4	4,22	5,62	7,44	0,7
	Sn	0,6	1	1,78	0,34	1,78	4,87	5,62	1,7	3,16	4,22	4,87	1,5	4,22	5,62	7,44	1,9
	Mo	0,56	0,75	1	0,50	1	1,33	1,77	0,9	0,7	1	1,54	0,7	1	1,33	1,54	0,9
IV	P	5600	10000	13300	14,9	3160	5620	13300	8,4	1780	3160	6490	4,7	4220	7500	10000	11,2
V	Zn	77	100	170	2,33	316	422	562	9,8	133	178	487	4,1	422	562	774	13,1
	Cu	56,2	86,6	100	2,79	17,8	75	100	2,4	31,6	56,2	100	1,8	56,2	75	100	2,4
	Pb	3,7	5,6	7,5	0,47	17,8	56,2	77,4	4,7	31,6	56,2	100	4,7	48,7	100	133	8,3
VI	Mn	320	560	750	0,67	2150	3160	5620	3,8	7700	10000	13600	12,0	1300	3200	4200	3,9
	Cr	4,2	10	11,5	0,17	31,6	48,7	75	0,8	56,2	75	178	1,3	56,2	100	178	1,7
	Ni	10	31,6	56,2	0,85	17,8	48,7	56,2	1,3	56,2	100	237	2,7	21,5	31,6	56,2	0,9
	Co	3,16	10	17,8	0,71	10	32	42	2,3	13,3	31,6	56,2	2,3	13,3	17,8	21,5	1,3

Таблица 4.27

Ряды биологического поглощения (A_x) и средние зольные кларки накопления ($\bar{A}_x$) микроэлементов в сосудистых растениях и мхах
Западно-Ямальской низинной северной субарктической тундры

Интервал A_x	Березовые, n = 16	Ивовые, n = 54	Мятликовые, n = 47	Осоковые, n = 26	Хвощевые, n = 15	Сфагновые, n = 4	Политриховые, n = 4
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$							
Элементы: энергичного накопления ($>10n$)	Zn, Cu, Mn	Zn		P, Zn	Zn	Zn, Co, Mn	
сильного накопления ($10-n$)	Sn, P, Nb, Mo, Co, Sr, Ni, Pb, Ba, Y, Sc	Sr, Sn, Cu, Nb, Mn, Ni, P, Sc, Co, Mo, Y, Ga	Zn, Mo, Nb, Mn, Sn, Cu, Sr, Ni, P, Ba, Cr, Pb, Y, Sc	Mo, Sn, Nb, Mn, Cu, Sc, Sr, Ba, Cr, Ni, Y	Nb, Sn, Sr, Cu, Mo, Sc	Nb, Cu, Mo, P, Sn, Ni, Sr, Pb, Y, Sc	P, Nb, Mo, Zn, Co, Sn, Cr, Mn, Sc, Cu, Pb, Y, Zr, Ba, Ni, Ga
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$							
среднего накопления и среднего захвата ($0.n$)	Ga, Cr, Ti, V, Zr	Pb, Ba, Cr, V, Ti, Zr	Co, V, Zr, Ti, Ga	Co, Pb, Ti, V, Ga, Zr	Ni, P, Pb, Cr, Co, Y, V, Mn, Ti, Ga, Ba, Zr	Cr, Ga, Zr, Ba, Ti, V	Sr, V, Ti
Средние зольные кларки накопления							
$\bar{A}_x^+$	4.50 (84.7%)	3.05 (83.4%)	1.60 (70.0%)	1.88 (55.8%)	1.72 (86.1%)	3.24 (83.8%)	1.79 (61.3%)
$\bar{A}_x^-$	0.81 (15.3%)	0.61 (16.6%)	0.68 (30.0%)	1.49 (44.2%)	0.27 (13.9%)	0.63 (16.2%)	1.13 (38.7%)

Таблица 4.28

Ряды биологического поглощения (A_x) и средние зольные кларки накопления ($\bar{A}_x$) микроэлементов в сосудистых растениях, мхах и лишайниках

Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры

Интервал A_x	Березовые, n = 63	Ивовые, n = 28	Вересковые, n = 30	Осоковые, n = 19	Астровые, n = 6	Розоцветные, n = 4	Хвоцевые, n = 13	Сфагновые, n = 15	Кладониевые, n = 13	Плауновые, n = 8
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$										
Элементы: энергичного накопления ($>10n$)	Zn, P, Mn	P, Zn	P, Mn, Zn	P, Zn	P	P, Mn	P		Zn, P	P
сильного нако- пления ($10 - n$)	Cu, Ni, Pb, Co, Sr, Sn	Mn, Cu, Co, Sr, Ni,	Cu, Ba, Pb	Mn, Cu, Mo	Zn, Cu, Mn, Mo, Ni, Sr	Zn, Mo, Cu,	Cu, Zn, Sr	Zn, P, Pb, Cu, Sn, Co, Mn, Ti, V	Pb, Sn, Cu, Mn, Ni, Ga, V	Zn, Cu, Pb, Mn
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$										
среднего нако- пления и сред- него захвата ($0.n$)	Ba, Nb, Mo, Zr, Ti, Ga, Cr, V, Y, Sc	Mo, Ba, Sn, Pb, Nb, Y, Zr	Sn, Sr, Ni, Nb, Mo, Co, Cr, Ti, Zr, Sc, Ga, Y, V	Pb, Sn, Ba, Nb, Co, Sr, Ni, Ti, Zr, Ga, Cr, V, Y, Sc	Ba, Co, Sn, Pb, Y, Nb, Cr, Ga	Pb, Co, Sr, Sn, Ba, Nb, Ni, Y, Cr, Ga, V, Ti, Sc	Mo, Mn, Sn, Co, Ni, Pb, V, Zr, Nb, Ti, Ga, Ba, Cr, Y	Nb, Ga, Cr, Mo, Ni, Zr, Ba, Sr, Y, Sc	Cr, Co, Mo, Ti, Ba, Nb, Zr, Sr, Y, Sc	Sn, Ti, Mo, Co, Sr, Ni, Nb, Ba, Cr, Ga, Zr, V
слабого захва- та ($0.0n$)		Cr, Ti, Ga, V, Sc			V, Ti, Sc, Zr	Zr	Sc			Y, Sc
Средние зольные кларки накопления										
$\bar{A}_x^+$	4.76 (65.1%)	2.15 (47.2%)	1.81 (44.8%)	1.24 (59.3%)	1.09 (34.1%)	1.33 (40.6%)	0.49 (36.8%)	1.02 (71.4%)	1.89 (65.7%)	0.64 (34.9%)
$\bar{A}_x^-$	2.55 (34.9%)	2.41 (52.8%)	2.23 (55.2%)	0.84 (40.7%)	2.12 (65.9%)	1.94 (59.4%)	0.85 (63.2%)	0.42 (28.6%)	0.98 (34.3%)	1.19 (65.1%)

Таблица 4.29

Ряды биологического поглощения (A_x) и средние зольные кларки накопления ($\bar{A}_x$) микроэлементов в сосудистых растениях, мхах и лишайниках

Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры

Интервал A_x	Березовые, n = 48	Ивовые, n = 24	Вересковые, n = 45	Сосновые, n = 8	Бобовые, n = 18	Гречишные, n = 8	Мятликовые, n = 12
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$							
Элементы: энергичного на- копления (>10 n)	Zn, P, Mn	Zn, P	P, Mn	P, Mn	P	P	P
сильного накоп- ления ($10 - n$)	Cu, Pb, Ni	Mn, Cu, Co	Zn, Cu, Pb, Ba	Zn, Cu, Ba, Pb	Cu, Zn, Mo, Mn,	Cu, Zn, Mn	Cu, Zn, Mn,
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$							
среднего накоп- ления и средне- го захвата (0.n)	Co, Ba, Sn, Mo, Sr, V, Sc, Cr, Nb, Zr, Ti, Ga, Y	Ni, Sr, Mo, Pb, Ba, Sn, Cr, Nb, Sc, V, Ti	Ni, Sn, Co, Mo, Cr, V, Sc, Nb, Ti, Ga, Sr, Zr	Ni, Sn, Co, Mo, Sr, Nb, V, Cr, Ti	Ni, Pb, Sn, Co, Sr, Ba, Ga, Nb, Sc, Y	Ni, Co, Ba, Sn, Pb, Mo, Sc, Sr, Nb, Cr, V	Mo, Sn, Co, Ni, V, Pb, Nb, Ba, Sr, Cr, Ga, Ti,
слабого захвата (0.0n)		Ga, Y, Zr	Y	Ga, Y, Sc, Zr	Cr, V, Zr, Ti	Ga, Y, Ti, Zr	Y, Sc, Zr
Средние зольные кларки накопления							
$\bar{A}_x^+$	6.67 (87.0%)	1.97 (70.5%)	1.69 (61.9%)	1.72 (65.5%)	0.63 (41.0%)	0.53 (38.7%)	0.49 (36.6%)
$\bar{A}_x^-$	0.99 (13.0%)	0.82 (29.5%)	1.04 (38.1%)	0.91 (35.5%)	0.91 (59.0%)	0.84 (61.3%)	0.86 (63.4%)

Интервал A_x	Осоковые, n = 15	Розоцветные, n = 6	Хвощевые, n = 40	Сфагновые, n = 22	Политрихум, n = 80	Цетрариевые, n = 25
Элементы биологического накопления, $A_x > 1$						
Элементы: энергичного накопления ($>10n$)	Zn, P	P, Mn, Zn	P			Zn, P
сильного на- копления ($10 - n$)	Mn, Cu, Mo, Pb	Cu, Mo, Sn	Cu, Zn,	Zn, P, Pb, Mn, Cu, Co, Sn, Ni, V	P, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Sn, Cr, Mn, V	Pb, Mn, Cu, Sn, Cr, Co, V
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$						
среднего на- копления и среднего за- хвата ($0.n$)	Ni, Sn, Ba, Co, Sc, Cr, Sr, Ti, Zr, Y, V, Nb	Ni, Co, Pb, Nb, Ba, Sr, Cr, Zr, V	Ni, Co, Mn, Mo, Pb, Ba, Sr, Sn, Cr, Nb, V	Mo, Cr, Nb, Ti, Ga, Ba, Y, Zr, Sc, Sr	Mo, Ti, Ga, Nb, Y, Zr, Sc, Ba, Sr	Mo, Ni, Ti, Nb, Sc, Ga, Y, Zr, Ba, Sr
слабого захва- та ($0.0n$)	Ga	Ga, Ti, Y, Sc	Ga, Ti, Y, Sc, Zr			
Средние зольные кларки накопления						
$\bar{A}_x^+$	1.75 (64.7%)	1.60 (63.3%)	0.45 (36.2%)	1.37 (69.1%)	1.00 (70.5%)	1.70 (69.1%)
$\bar{A}_x^-$	0.95 (35.3%)	0.93 (36.7%)	0.81 (63.8%)	0.61 (30.9%)	0.43 (29.5%)	0.76 (30.9%)

В средней субарктической тундре по этому показателю выделяются лишайники и мхи, что служит косвенным показателем наличия пылевого загрязнения приземной атмосферы, вызванного ветровыми раздувами обнаженных участков почв (табл. 4.26). На целинных участках средней субарктической тундры зольность торфяного слоя в верхней части почвенного профиля может достигать, по данным В.С. Дедкова (Природа Ямала, 1995, с. 119), до 28 %, что также свидетельствует о значительной пылевой нагрузке на растительный покров в этом районе (табл. 4.27). Вместе с тем, в южной субарктической тундре биогеохимическая активность древесных растений вновь возрастает и, в большей мере, за счет карликовой березки – концентратора цинка.

В целом, сопоставление таксономической специализации растений Ямала и биогеохимической активности жизненных форм (кустарники, травы, мхи, лишайники) показало, что кустарники, мхи и лишайники накапливают катионы, тогда как травы – анионы.

Биогеохимическая специализация растений Ямала. Чтобы выявить биогеохимическую специализацию растений Ямала по отношению к накоплению конкретных групп ЭП, были рассчитаны доли (в %) каждой группы в растении и построена диаграмма (рис. 4.28). Расчеты среднего коэффициента накопления ($\bar{A}_x$), выполненного по отношению к кларку литосферы по Григорьеву (2003) отдельно для ассоциаций геохимически близких химических элементов: литофилов, сидерофилов, сульффилов, позволил обнаружить, возможно, региональную биогеохимическую специализацию растений Ямала, проявляющуюся в преимущественном накоплении литофильных и тиофильных элементов (рис. 4.28). Наряду с атмосферным загрязнением, определенное влияние на концентрационные свойства растений оказывает геохимическая активность атмосферы. Она проявляется в накоплении Mn и Zn, высокое содержание которых регистрируется во всех проанализированных растениях вне зависимости от их видовой принадлежности. Так, средний зольный кларк концентрации (КК) группы сидерофилов в ернике с Mn составляет 7.9 КК, без – 1.5 КК. Для ивы эти показатели составляют 5.2 и 1.6 КК, осы – 4.3 и 0,6 КК. Самый маленький разрыв в зеленых мхах – 2.9 и 1.7 КК.

Объяснить такую динамику концентрационной активности растений по отношению к марганцу только его биофильностью будет недостаточно. Возможно, что на Ямале существует устойчивый сток соединений марганца из атмосферы в наземные экосистемы. Известно, что Mn, как переходный металл, принимая участие в каталитическом окислении диоксида серы, играет определенную роль в химии атмосферы (Гершензон, Пурмаль, 1990). В накоплении Zn такая же картина. Абсолютным концентратом металла является карликовая березка. Выполненный расчет среднего зольного кларка по линии ландшафтного профиля для Zn, Pb, Cu показал, что для ерника он составляет 19 КК, тогда как без Zn, только для Pb+Cu – 4.4 КК. Для остальных растений этот разрыв меньше – для ивы в 2.5, осы – 2, зеленого мха 1.5 раза. Исходя из приведенного выше можно предположить, что накопление Mn и Zn в ернике идет по безбарьерному типу. Группа литофильных элементов сильнее накапливается в тундровых кустарниках. Для ивы и ерника соотношение средних кларков Ba+Sr и Ga+Ti составляет 4.9 и 0.3 КК. Для осы эти показатели составляют – 1.9 и 0.2 КК. Предполагается, что преимущественное накопление цветковыми растениями бария и стронция обусловлено большей подвижностью данных металлов в тундровых ландшаф-

тах, нежели Ga и Ti. Поэтому отмеченные различия в накоплении металлов определяются степенью развития корневой системы, которая у кустарников мощнее, чем у трав. Во мхах этот разрыв минимальный – 2.2 и 1.1 КК, что больше связано с атмосферным типом питания данного растения.

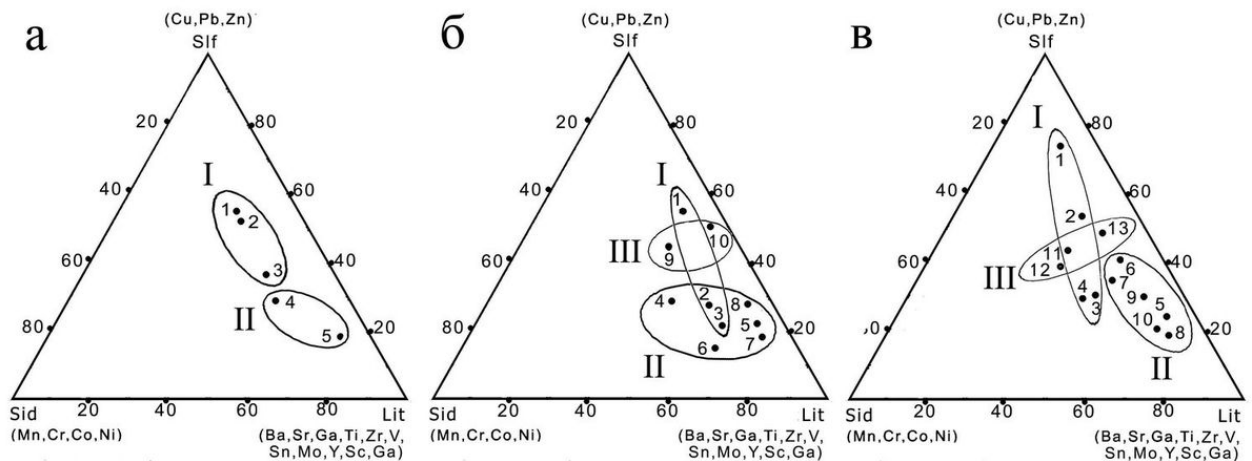


Рисунок. 4.28. Относительные пропорции распределения (в % к $\sum Ax$) сидерофильных, литофильных и сульфотрофных (Sid–Lit–Slf) элементов в золе растительности: **а)** Западно-Ямальской низинной северной субарктической тундры, усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Мятликовые, 4 – сем. Осоковые, 5 – сем. Хвощевые; **б)** Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры, усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Осоковые, 5 – сем. Астровые, 6 – сем. Розоцветные, 7 – сем. Хвощевые, 8 – сем. Плауновые, 9 – мхи рода Сфагнум, 10 – лишайники рода Цетрариевые; **в)** Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры, усл. обозн.: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Сосновые, 5 – сем. Мятликовые, 6 – сем. Осоковые, 7 – сем. Розоцветные, 8 – сем. Хвощевые, 9 – сем. Бобовые, 10 – сем. Гречишные, 11 – мхи рода Сфагнум, 12 – мхи рода Политрихум, 13 – лишайники рода Кладония. Доп. обозн.: Жизненные формы растений: I – кустарники, II – травы, III – мхи и лишайники.

Изучение особенностей барьерного накопления ЭП растениями Ямала показало, что в условиях аэротехногенного загрязнения кустарниковые формы растений обладают более широкой нормой реакции, чем травы и мхи.

Глава 5. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИ- РОДНЫХ ФАКТОРОВ БАРЬЕРООБРАЗОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В РАВНИННЫХ ТУНДРАХ

Геохимическое барьерообразование связано с неоднородностью физико-химических условий миграции элементов-примесей (ЭП) в ряду сопряженных элементарных ландшафтов. При этом на внутрифациальном уровне специфика барьерообразования определяется соотношением процессов аккумуляции и выщелачивания, гранулометрическим и минералогическим составом почв и подстилающих пород. Предпосылками барьерообразования служат природные эффекты и явления (термофорез, капиллярные силы, адгезия (смачиваемость), морозная конденсация газов и др.), которые могут выступать в качестве барьерообразующих факторов. Их изучение значительно расширяет и углубляет представления о механизмах накопления ЭП на геохимических барьерах. Искусственное усиление барьерообразующих факторов может служить основой для разработки геохимических технологий мониторинга и защиты природной среды в районах промышленного освоения Арктики.

5.1. Многолетняя мерзлота и криогеохимические барьеры

Геохимические особенности миграции химических элементов в тундровых ландшафтах во многом обусловлены многолетней мерзлотой, избыточным увлажнением и связанным с последним широким развитием глеевых процессов (Миграция химических элементов в криолитозоне..., 1985; Вечная мерзлота и освоение нефтегазовых районов, 2002). В целом в комплекс криогенной миграции химических элементов, по мнению П. И. Мельникова и др. (1988), следует включать следующие процессы: а) механическое распределение грунта в морозобойных трещинах в зоне контакта ледяных жил при образовании криогенных форм микрорельефа; б) механическое и солевое перемещение вещества при вымораживании вод; в) восходящую миграцию при перемещении пленочной воды; г) сорбционно-солевое и биогенное закрепление растворимых комплексов в почвенном профиле.

5.1.1. Мерзлотный водоупор как механический геохимический барьер

Данный тип внутрипочвенного механического барьера широко распространен в зоне многолетнемерзлых пород, где сезонно талый слой смыкается с многолетней мерзлотой. Условия формирования механических барьеров в мерзлотных почвах различны и не всегда

сопровождаются геохимической аномалией. По режиму функционирования все они, как правило, сезонные. При этом одни из них приурочены к мерзлотному водоупору, другие – к кольматированным прослоям в зоне капиллярной каймы мерзлотной верховодки, третьи возникают на контакте почвенных горизонтов, различающихся по механическому составу (суглинков – пески, мелкозернистый – крупнозернистый песок).

Особенности влияния мерзлотного водоупора на распределение элементов в условиях слабовыраженной латеральной дифференциации геохимических ландшафтов показаны на примере разреза 148 (рис. 5.1), заложенного на большом плоском бугре в пределах отработанной буровой Харьга-4 (ландшафты «многоозерья» – Верхне-Колвинский озерный район). Разрез вскрыл торфяно-болотную почву. Верхняя часть профиля представлена торфяным горизонтом мощностью до 25 см, который залегает на сизовато-буром мелко-комковатом суглинке со следами перераспределения железа, мощностью до 15 см. Ниже этого слоя залегает мерзлый сизовато-серый суглинок с мерзлотным водоупором на глубине 45 см, при оттаивании суглинков оплывает. Прослеженная мощность – до 75 см. В сезонно-талом слое выделяются регрессивно-аккумулятивный тип распределения для Ag, Y и аккумулятивно-элювиально-иллювиальный – для Pb, Ni, V, Cu, Zn. Отмечается увеличенное содержание большинства элементов в торфяной дернине, за исключением Mn, Y, Co, Zr, Ti.

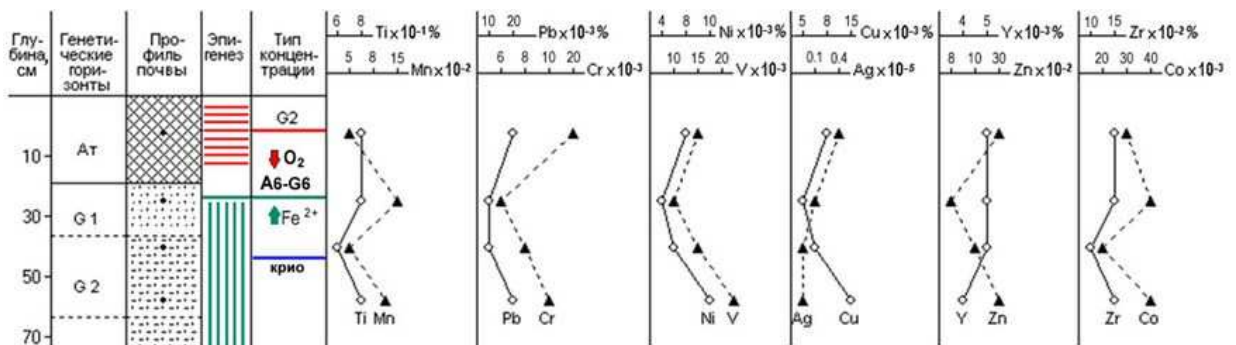


Рис. 5.1. Распределение элементов в сезонно-талом слое (39 см) торфяно-болотных почв (разрез 148, буровая Харьга-4).

Несколько иной тип распределения демонстрирует разрез 173 (рис. 5.2), заложенный в аналогичной позиции – на большом плоском торфяном бугре с кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на буровой Харьга-17 (ландшафты «многоозерья» – Верхне-Колвинский озерный район). Верхняя часть профиля образована мохово-лишайниковой подстилкой с примесью опада листьев кустарничков мощностью 12-15 см. Под органогенным горизонтом залегает сизовато-бурый мелко-комковатый суглинок, подстилаемый буровато-серым с равномерной окраской суглинистым горизонтом с ореховатой структурой, мерзлым с глубины 50 см. В сезонно-талом слое для Sn, Mo, Cu, Y, Zn распределение не дифференцировано, а ниже оно меняется на регрессивный. В то время как для P, Pb, Ni, Zr, Co, Ag распределение имеет регрессивно-аккумулятивный тип, а для Cr, Ga – аккумулятивно-элювиальный.

Следующим примером условий образования мерзлотного барьера в торфяной толще служит описание разреза 278 (рис. 5.3), заложенного на плакорном участке в пределах бу-

ровой площадки Харьяга-26 (ландшафты «многоозерья» – Верхне-Колвинский озерный район). Поверхность – кустарничковая зеленомошно-лишайниковая мелкобугорковатая тундра с невысокими (высотой до 20 см) багульником и стелющимися формами ивы.

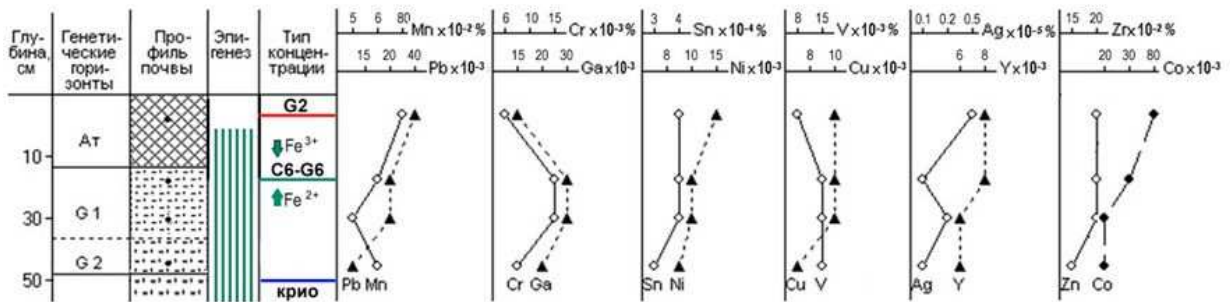


Рисунок. 5.2. Распределение элементов в сезонно-талом слое (50 см) торфяно-болотных почв (разрез 173, буровая Харьяга-17).

Разрез вскрыл сухо-торфяную почву. Верхняя часть профиля – живая и слабо разложенная мохово-лишайниковая подстилка с примесью растительного опада, под ним залегает желтовато-коричневый влажный зеленомошно-сфагновый очес, перекрывающий горизонт мохово-осоковый торф. Сезонно-талый слой – 47 см. В распределении элементов отмечается два уровня. Верхний (тип барьера G2) «размещается» в мохово-лишайниковой подстилке, а нижний связан с иллювиальным процессом и достигает наибольшего развития в зоне мерзлотного водоупора. Таким образом, тип распределения большинства ЭП в почвенном профиле – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный. Иллювиальные максимумы многих ЭП не совпадают; вероятно, это можно объяснить разной подвижностью компонентов.

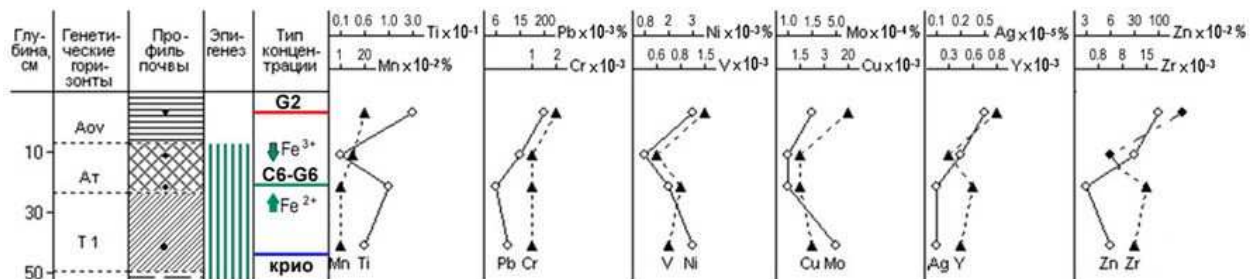


Рисунок. 5.3. Распределение элементов в сезонно-талом слое (47 см) сухо-торфяных почв (разрез 278, буровая Харьяга-26).

Приведенные примеры показывают, что формирование механического барьера в зоне мерзлотного водоупора не всегда сопровождается накоплением элементов. Между тем, ранее принималось, что в летнее время в сезонно-талом слое (СТС) процессы замораживания-оттаивания в зоне мерзлотного водоупора становятся главным фактором активизации крио-геохимических реакций между твердой, жидкой и газообразной фазами (Ершов, 1982). Однако наблюдения за суточной динамикой изменения температуры торфяных почв показали (Тыртиков, 1957), что суточные колебания температуры затухают уже на глубине 15 см. Следовательно, можно ожидать аналогичную динамику и в зоне мерзлотного водоупора. Подтверждением тому могут служить стационарные режимные наблюдения за теплоизолирующим влиянием мохового покрова на динамику процесса замораживание/оттаивание поч-

венной влаги в зоне мерзлотного водоупора, которые показали, что в моховой толще создается «нулевая завеса» (Осадчая, 2000) – при ее наличии быстрые вертикальные перемещения фазового фронта невозможны. Эти результаты согласуются с итогами наблюдений за циклом заморзания/оттаивания в СТС, приведенными Д. Уошборном (1988). Оказывается, данный процесс регистрируется, как правило, только на поверхности почвы, очень редко – на глубине до 3 см, а ниже уже не фиксируется никаких циклов, кроме годового. Единственным значимым процессом остается вертикальное движение воды к поверхности почвы при ее промерзании – тем интенсивнее, чем меньше размер частиц почвы (Уошборн, 1988).

5.1.1.1. Мерзлотный механический барьер и контрастность геохимического сопряжения элементарных ландшафтов

Исследованные участки имеют различную степень расчлененности рельефа, что позволяет предполагать разную интенсивность склонового стока мерзлотной верховодки из-за неодинаковых гидрогеохимических условий по линии геохимического сопряжения элементарных ландшафтов (пространственное соотношение площадей плакорных участков и склонов, разная крутизна и длина склонов, изменчивость механического состава почв, мозаичная структура почвенного покрова). Однако расчет процентного соотношения суммарного кларка концентрации ($\Sigma КК$), характеризующего автономные (Авто), транзитные (Трнз) и аккумулятивные (Акку) ландшафты по сводным данным из трех-четырех разрезов по трем катенам ключевого участка «Буровая Мишвань-11», по двум – «Буровая Мишвань-2» и «Буровая Мишвань-15» (рис. 5.4), показал, что в мерзлотных почвах в пределах катен, где СТС смыкается с кровлей многолетнемерзлых пород, процессы выноса из почв автономных ландшафтов и накопление в почвах подчиненных ландшафтов практически не различаются.

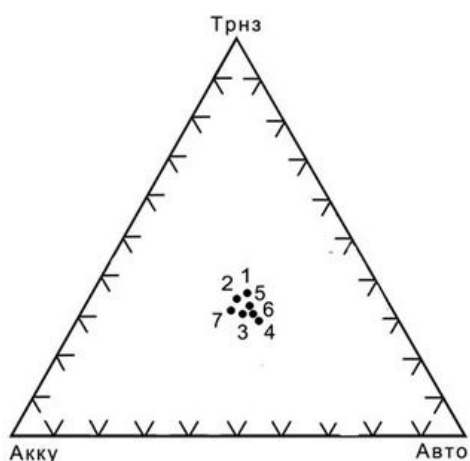


Рисунок. 5.4. Относительные пропорции суммарного кларка концентрации ($\Sigma Кк$) в катене по линии геохимического сопряжения: автономные–транзитные–аккумулятивные элементарные ландшафты (Авто–Трнз–Акку). Усл. обозн.: 1 – «Буровая Мишвань-2», 2 – «Буровая Мишвань-11», 3 – «Буровая Мишвань-15», 4 – «Буровая Сандивей-21», 5 – «Буровая Сандивей-41», 6 – «Буровая Харьяга-11», 7 – «Буровая Харьяга-26».

Предполагается, что из-за близко залегающего мерзлотного водоупора и высокого уровня «стояния» капиллярной каймы мерзлотной верховодки геохимические различия между автономными и транзитными ландшафтами в равнинных тундрах затушевываются.

5.1.2. Кольматированные прослои почвы как сорбционно-механический барьер

Данный тип механических барьеров изучен в районе развития постледниковых озерных равнин на Ямале. Территория характеризуется широким развитием озерно-болотных ландшафтов с плоским рельефом и слабой расчлененностью. В почвенном покрове доминируют болотные почвы – торфоземы и торфокриоземы, в растительном покрове – болотные ценозы. Широко распространены валиково-полигональные и травяно-моховые болота, нередко низинные осоковые болота (Природа, Ямала, 1995).

Особенности распределения ЭП в почвенном профиле демонстрирует разрез Я 2-12 (рис. 5.5), заложенный в центре плоского бугра. В растительном покрове отмечаются травы (осоки, злаки) и кустарнички (багульник, водяника, морошка), зеленые мхи, сфагнумы. В центральной части бугра встречаются отдельные пятна мертвой зеленомошно-сфагновой растительности с лишайниками на поверхности. Следует заметить, что для плоскобугристых валиково-полигональных болот и полигональных мелкобугорковатых тундр, развивающихся на делювиальных шлейфах в нижней части склонов, в напочвенном покрове часто отмечаются участки угнетения (вплоть до отмирания) сфагновых ценозов и внедрение в них зеленых мхов и лишайников. Одной из причин угнетения политриховых и сфагновых мхов может быть ослабление водно-минерального питания (Бахнов, 1986), что, по нашему мнению, связано с образованием экранов – кольматированных гидроксидами железа прослоев торфа, которые в данном случае выступают в качестве *механического геохимического барьера*. Его сезонное появление в почвенном профиле торфоземов может вызвать нарушение водообмена в зоне капиллярной каймы поднятия мерзлотной верховодки.

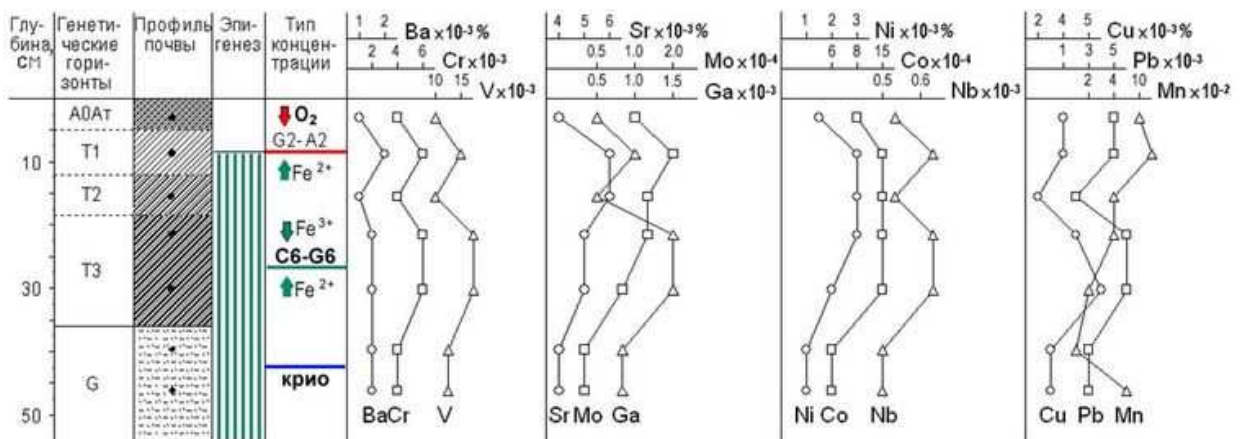


Рис. 5.5. Распределение элементов в торфоземах криогенных (разрез Я 2-12).

В смотровом шурфе уровень капиллярного поднятия над зеркалом мерзлотной верховодки в торфоземах составляет 5-10 см. Торфяной горизонт мощностью более 30 см представлен последовательным напластованием торфов зеленомошно-сфагнового, пушицево-зеленомошного и осокового (устное сообщение В. С. Дедкова). Его верхняя часть представлена слоем из мертвых моховых растений с коркой живых лишайников на поверх-

ности, а нижняя состоит из торфов разной генерации. Ниже торфяной толщи залегает глеевый горизонт, представленный серовато-сизым бесструктурным суглинком. Мерзлотный водоупор залегает на глубине 42 см. В геохимическом профиле отмечается аномалия, приуроченная к кольматированному прослою торфа, появление которого обусловлено следующим. В разрезе верхняя часть торфяной толщи образована мертвой моховой растительностью, состоящей из длинностебельных зеленых мхов и сфагнов. Для политриховых и сфагновых мхов характерна хорошо развитая проводящая система, которая и после отмирания растений обеспечивает капиллярное поднятие глеевых надмерзлотных вод в зону окисления. В капиллярной кайме, положение которой совпадает с зоной окисления, происходит выпадение гидроксидов железа. При этом коллоидные образования железа (III) заполняют полости проводящих тканей отмерших мхов – происходит кольматация, сопровождающаяся сорбцией ЭП. Между тем, исходя из типа распределения (иллювиальный) Cr, V, Ga, Ni, Co, Cu, Pb, можно заключить, что их накопление и образование своеобразной барьерной зоны в нижней части профиля, по-видимому, вызваны замыванием вглубь торфяной толщи пылеаэрозольных частиц, поскольку зольность торфа составляет 20-30 % (устное сообщение В.С.Дедкова).

Для Ямала запыление напочвенного покрова – широко распространенное явление, поскольку отмирание мхов зарегистрировано нами не только в Лаборовской впадине, но и в южной тундре на делювиальных шлейфах в нижней части склонов в пределах высоких холмистых водно-ледниковых равнин и в зоне наклонных денудационных равнин. В этих районах кольматация сопровождается формированием полупроницаемого механического барьера, генезис которого связан с морозной коагуляцией органического вещества (подробней см. в следующих разделах).

5.1.2.1. Кольматационный хемосорбционный-механический барьер

В качестве кольматационного хемосорбционного-механического барьера может рассматриваться органоминеральный горизонт, образующийся путем морозной коагуляции гуматных металлокомплексов. Местоположение данного барьера в почвенном профиле, как правило, индицируется охристым окрашиванием минерального грунта. Влияние кольматационного комплексного хемосорбционного-механического барьера на распределение ЭП в почвах ледниковых равнин демонстрируется на примере разреза 17 (рис. 5.6), заложенного в средней части склона в пределах склонового делювия. Поверхность – мелкобугорковатая тундра с зеленомошно-лишайниковой хвощевой растительностью; среди почв на склоновом делювии доминируют глеевые криоземы. Разрез Я2-17 вскрыл торфянистые криоземы глеевые. Верхняя часть профиля представлена торфянистым горизонтом (10 см), подстилаемым среднесуглинистым криогенным гумусово-аккумулятивным горизонтом $A_{кр}$, черно-бурый с зернистой структурой, мощностью 1.5-2.0 см. Слой $A_{кр}$ влажный, пронизан корнями и ризоидами мхов, легко отделяется от подстилающего делювиального суглинка.

Отличием данного сильно влажного органоминерального горизонта от граничащего с ним суглинка является его повышенная кислотность (pH водной суспензии $A_{\text{кр}} < 5$, а подстилающего его охристого суглинка ~ 5.5).

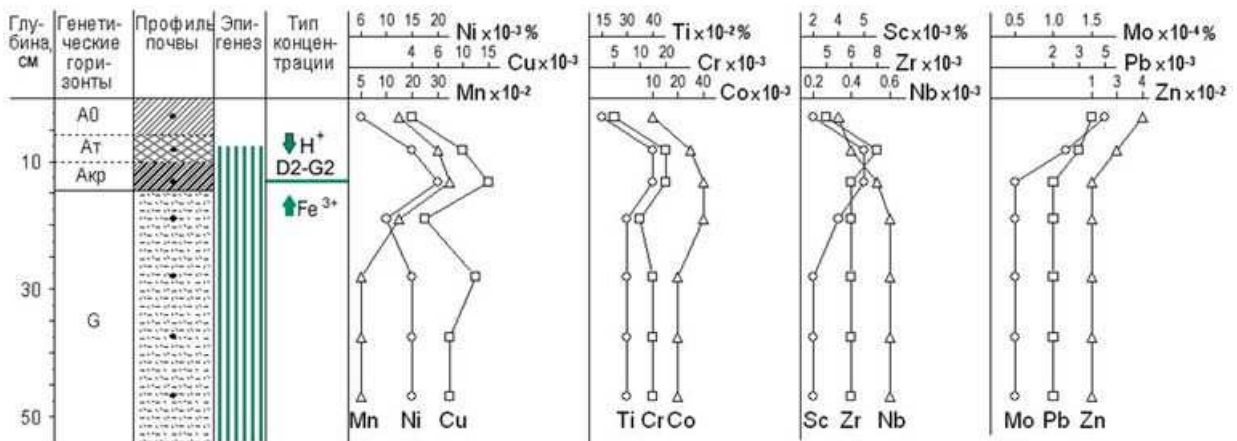


Рисунок. 5.6. Распределение элементов в почвах, развивающихся на склоновом делювии (разрез Я 2-17).

В зоне отрыва отмечается тонкий кольматированный слой из гидроксидов железа, образовавшихся в результате пептизации криогенно-гумусового слоя при оттаивании мерзлых почв. Нижняя часть профиля оглеена и имеет голубовато-серую окраску. В распределении ЭП наблюдаются три типа: для Mo, Zn – регрессивно-аккумулятивный, Mn, Ni, Cu, Ti, Cr, Sc, Zr – преимущественно аккумулятивно-элювиально-иллювиальный и для Co, Nb – иллювиальный. Образование первой ассоциации обусловлено биологическим поглощением, формирование второй – хемосорбционными процессами при криогенной коагуляции органического вещества, тогда как поступление Co, Nb, по-видимому, связано со склоновым делювием.

5.1.3. Капиллярный механический барьер в зоне литологического контроля

Разрез Я 91-4 (рис. 5.7) заложен на водораздельном гребне, разделяющем долины двух небольших ручьев. Растительный покров здесь образован карликовой березкой, багульником, толокнянкой, кустистыми лишайниками. Проективное покрытие разомкнутое. Поверхность осложнена песчаными «раздувами». Разрез вскрыл песчаную толщу, в которой выявляются два охристых горизонта, отличающихся накоплением ЭП. В обоих горизонтах накапливаются Ti, Mn, Cr, Zr. Для Co, Cr, Nb регистрируется только один пик – верхний, хотя тенденция увеличения их содержаний в нижней части профиля сохраняется. Следует отметить, что в нижней части профиля, которая характеризуется оглееностью, относительное повышение содержания ЭП приурочено к зонам контакта почвенных слоев с разным гранулометрическим составом почвы (супесь – песок, мелко-крупнозернистый галечниковый песок). Очевидно, что водопроницаемость слоев

разная, поэтому своеобразная ступенчатость прироста содержания ЭП в нижней части профиля связана с разной степенью активности передвижения почвенных растворов под воздействием капиллярных сил.

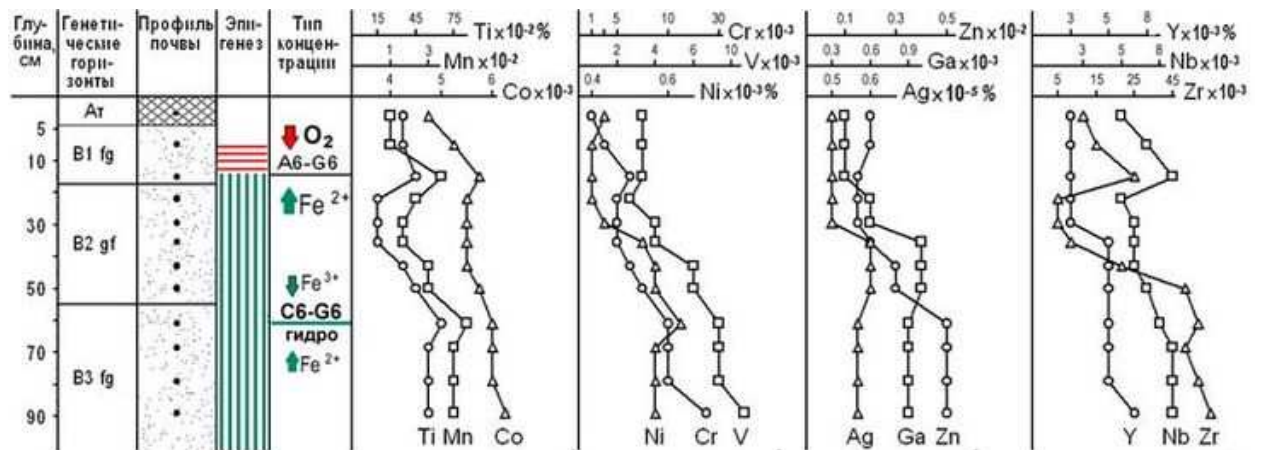


Рисунок. 5.7. Формирование геохимической аномалии в торфянисто-глеевых почвах (разрез Я 91-4).

Известно, что капиллярная влагоемкость в мелкозернистых отложениях всегда выше, чем в крупнозернистых (Роде, 1965). Поэтому в первых возникает своеобразная *капиллярная связность элементарных почвенных частиц*, которая служит своеобразным подпором, создающим условия формирования *капиллярного механического барьера*, удерживающего за счет действия капиллярных сил дополнительное количество подвешенной капиллярной влаги в песчанистом горизонте B2gf (рис. 5.7).

5.1.3.1 Влияние капиллярного механического барьера на развитие поверхностного («висячего») оглеения в профиле мерзлотных почв

Удержание подвешенной капиллярной влаги в зоне механического капиллярного барьера влияет не только на распределение ЭП в профиле почв, но и в целом на протекание почвообразовательных процессов в почвенных горизонтах. Данный тип почвенной влаги не связан гидравлически с капиллярной влагой, поэтому положение подвешенной влаги не изменяется при колебаниях уровня грунтовых вод. Отмечается, что если почва сверху будет защищена от испарения, то такая подвешенная влага может сохраняться в почве неограниченно долго (Роде, 1955). Можно предполагать, что подобная устойчивость существования во времени подвешенной зоны увлажнения может определенным образом влиять на процессы поверхностного оглеения.

Особенности элювиально-глеевого процесса показаны в работе И.В. Игнатенко (1979). Для этих почв характерны верхний («висячий») и нижний глеевые горизонты, разделенных неоглеенной и относительно агрегированной толщей легких суглинков с наличием белесоватой (кремнеземистой) присыпки на гранях почвенных отдельностей (педов). Выделяется четкая дифференциация профиля по содержанию тонкодисперсной фракции (<0.001 мм) – верхние горизонты, в основном оглеенные, ее содержат меньше, чем нижние; в распределении полуторных окислов (R_2O_3) и особенно Fe_2O_3 также наблюдается образо-

вание двух максимумов, приуроченных к оглееным горизонтам. Кроме этого для верхнего «висячего» глеевого горизонта характерна тиксотропность. Наличие последнего, отличающегося ничтожной влагопроницаемостью из-за малой порозности, препятствует нисходящей миграции почвенных растворов. Вместе с тем, при наличии естественного уклона местности в слое с подвешенной влагой возможен латеральный сток, который будет продолжаться до тех пор, пока влажность данного слоя не снизится до величины наименьшей влагоемкости (Роде, 1955).³⁰ Следует отметить, что для элювиально-глеевого почвообразования характерно обеднение растительной подстилки зольными элементами, что обусловлено интенсивным выщелачиванием из органических остатков и поглощением их растениями. Элювиально-глеевое почвообразование сопровождается кислотным гидролизом силикатов, с которыми связывается активный вынос алюминия и особенно железа; их взаимодействие с гумусовыми и фульвокислотами обуславливает их преимущественную миграцию в составе органоминеральных комплексов (Таргульян, 1971; Игнатенко, 1979). Особенности распределения элементов в профиле поверхностно-глеевых почв демонстрирует разрез 331 (рис. 5.8).

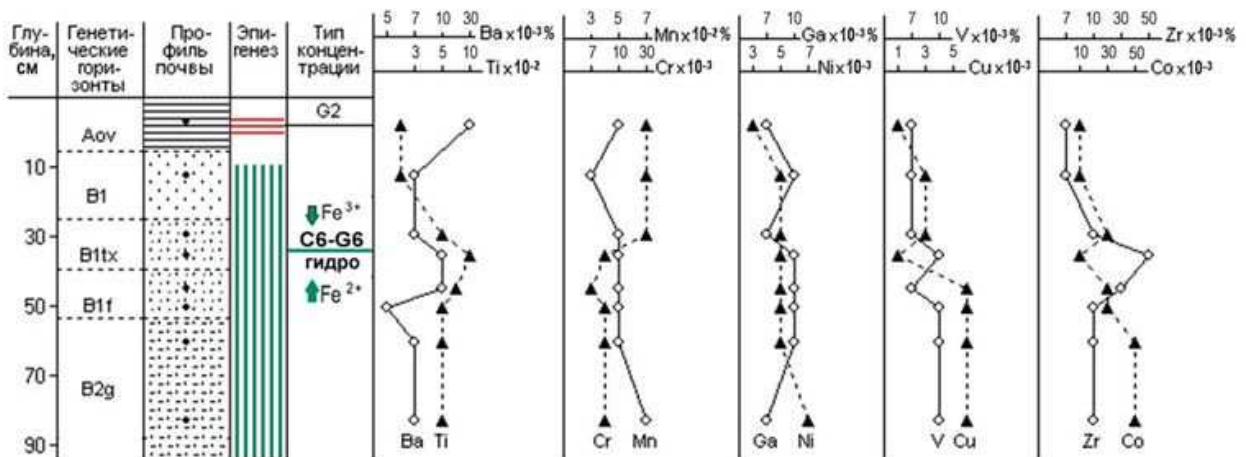


Рисунок. 5.8. Распределение элементов в профиле торфянистой поверхностно-глеевой почвы, формирующейся на плакорных участках (разрез 331).

Разрез заложен на участке целинной тундры (буровая «Мишвань-11»), в привершинной части пологого склона невысокого увала (элювиального ландшафт). Поверхность – кустарничково-мохово-лишайниковая бугорковатая тундра. Разрез вскрыл торфянистую поверхностно-глеевую почву. Под живой частью мхов до 3 см вглубь – зеленомошная слабо разложившаяся подстилка с растительным опадом из листьев кустарничков мощностью 7-8 см, легко отделяющимся от минерального грунта, в котором выделяются три слоя. Первый продолжается до глубины 40 см и имеет легко суглинистый состав, светло-бурого цвета, рыхлый, мелкокомковатый, ровно окрашен, в нижней части тиксотропный. Средний слой мощностью 9-12 см, представлен светло-бурым пылеватым песчаным горизонтом

³⁰ Это подтверждается резким изменением окраски воды в тундровых и лесотундровых ручьях, вызванным выносом подвижных фракций РОВ после продолжительных дождей (от бесцветной до окраски хорошо заваренного чая) (Игнатенко, 1979).

со следами перераспределения железа. Нижний слой сложен темно-бурым плотным с ореховатой структурой средним суглинком с охристыми пятнами – следами перераспределения железа. Прослежен до глубины 90 см.

Сезонно-талый слой не смыкается с кровлей многолетнемерзлых пород. В распределении химических элементов отмечается относительное увеличение содержания в средней части профиля Zr, V, Ti, Ba, что, возможно, связано с иллювиальным процессом. Повышенное содержание в органогенной части профиля Ba, Mn, Cr, очевидно, результат аэрогенного поступления металлов в составе сухих аэрозолей с их последующим «закреплением» на поверхности растений вследствие адгезионного взаимодействия аэрозольного стока с поверхностью растений. Наличие тиксотропного горизонта изменяет характер распределения элементов в профиле почв. Так, регрессивно-элювиальный тип (по: Розанов, 1983) для Ti, Zn, Co над тиксотропным горизонтом под ним меняется на регрессивно-аккумулятивный. Для Ni, Cu прогрессивно-регрессивно-элювиальный тип в верхней части профиля меняется на прогрессивно-элювиальный в нижней части профиля.

Морфологическое строение освоенных почв Воркутинской тундры отличается от целинных тундровых появлением дернового горизонта, который имеет более развитое строение в почвах под многолетними сеянными травами. Кроме этого из-за частого передвижения тяжелой техники (ее применение обусловлено технологией возделывания сеяных лугов) верхний слой почвы уплотнен. Строение профиля освоенных почв под однолетними травами показано на примере разреза 344 (рис. 5.9), заложенного на водораздельном участке в пределах опытного поля Института биологии Коми филиала АН СССР, засеянного горохово-овсяной смесью. Верхняя часть разреза образована пахотным слоем ($A_{\text{пах}}$) и представлена темно-бурым гумусированным суглинком мощностью до 14 см, уплотненным и рассыпающимся на плитчатые отдельности. Ниже пахотного слоя лежит суглинистый с оглеением горизонт (Bg) с мелкокомковатой структурой и полосчатый, из-за чередования охристых и сизоватых прослоев с бурыми гумусовыми затеками из верхнего горизонта мощностью до 14-16 см. Данный слой подстиляется суглинистой толщей (мощностью до 90 см) с ореховатой структурой и следами перераспределения гидроксидов железа, в забое – редкая галька с железистыми кутанами. Следует отметить общую закономерность освоенных почв – отсутствие $A_{\text{кр}}$ и активизация элювирования в верхней части профиля. Это свидетельствует о том, что механическая обработка почв разрушила условия для образования механического барьера, функционирование которого обеспечивалось за счет подвешенной капиллярной каймы почвенной влаги. Возможно также, что агрохимическая обработка целинных почв обусловила изменение содержания обменных Na и Mg, которые оказывают пептизирующее влияние на глинистые агрегаты и усиливают их перенос (иллювирование) в нижележащие горизонты. Процесс хорошо фиксируется по характеру кривых распределения ЭП в профиле освоенных почв (рис. 5.9).

Таким образом, внутрипочвенные механические барьеры в равнинных тундрах формируются широко. Их появление обусловлено теплофизическими процессами при оттаивании мерзлотных почв, а местоположение в почвенном профиле приурочено к мерзлотному водопору и к слою подвешенной капиллярной мерзлотной верховодки. Появление последней инициирует, в свою очередь, развитие таких физико-химических эффектов, как коагуляция, пептизация, активность которых определяется действием капиллярных сил. Все указанные процессы определенным образом влияют на внутрипрофильное распределение ЭП, которое можно отнести к аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу.

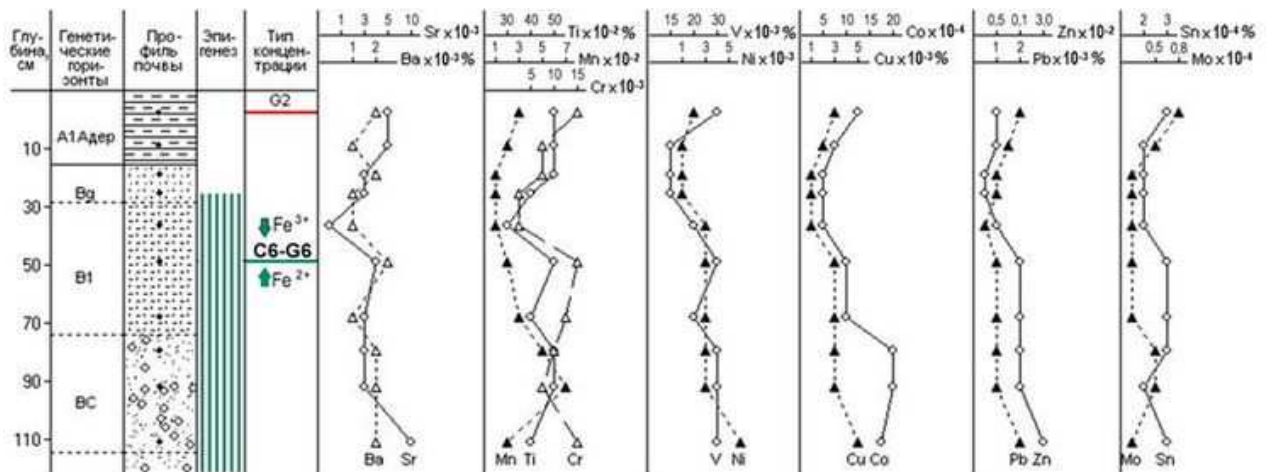


Рисунок. 5.9. Распределение элементов в профиле освоенных почв под однолетними травами (разрез 344).

5.2. Сорбционные барьерообразующие факторы и биогеохимические барьеры

5.2.1. Сорбционный биогеохимический барьер

Особенности распределения ЭП на сорбционном биогеохимическом барьере демонстрирует разрез 279, буровая Харьяга-26 (рис. 5.10).

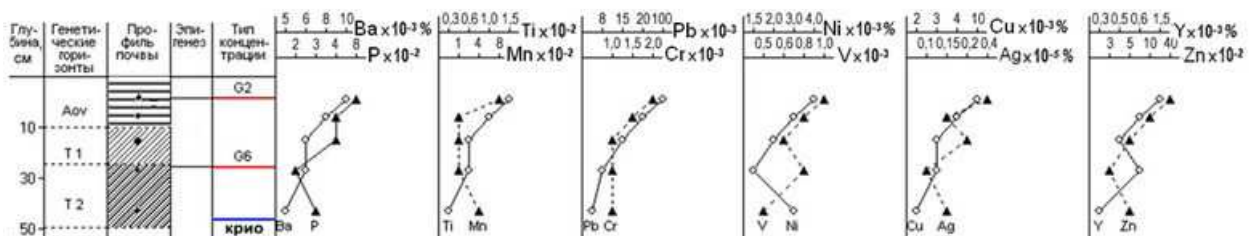


Рисунок. 5.10. Распределение элементов в сухо-торфяных почвах (разрез 279, буровая Харьяга-26).

Поверхность представляет собой зеленомошно-кустарниковую тундру. Разрез вскрыл сухо-торфяную почву. Верхняя часть профиля представлена живым моховым покровом, подстилаемым мохово-сфагновым торфяным очесом, который залегает на хорошо разложившемся мо-

хово-осоковом торфе. Для большинства элементов в верхней части профиля отмечается регрессивно-аккумулятивный тип накопления, обусловленный накоплением ЭП живыми моховыми растениями. Накопление элементов идет на биогенном сорбционном геохимическом барьере с образованием аномалий G2. Нижняя аномалия обусловлена биогеохимической активностью растений-торфообразователей – осоками и сфагновыми мхами.

5.2.1.3. Геохимическая роль растений-торфообразователей при сорбционном барьерообразовании

Данный аспект изучали на участке полевого стационара. Поверхность плакоров осложнена сезонным пучением, наблюдаются ветровые раздувы вершук торфяных плоских бугров. Невысокие сезонные бугры пучения возникают в неглубоких моховых мочажинах, сформировавшихся в термокарстовых понижениях и просадках; сезонные бугры также образуются в краевой части спущенных озер. Выполненное нами геохимическое опробование мерзлой торфяной толщи позволило построить ряды кларков концентраций в торфяных горизонтах, слагающих морозно-сухую торфяную толщу (табл. 5.1).

Можно отметить, что каждый вид торфа характеризуется своей индивидуальной ассоциацией ЭП. Верхний уровень накопления ЭП находится в торфяной дернине ($\sum K_{AT} = 45.7$) и связан преимущественно с прижизненным накоплением растениями P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Sn, Cu. Нижний уровень накопления ЭП (Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn), приуроченный к древесному торфу в морозно-сухой толще, совпадает с горизонтом T4 ($\sum K_{T4} = 26.4$). Между двумя этими уровнями лежит толща из трех торфяных горизонтов (T1, T2, T3), суммарные величины $\sum K_X$ в которых равны 29.4, 28.7 и 21.1 соответственно. Отмеченные различия связаны с флористическим составом торфов. Мерзлотно-фациальный анализ реликтовых торфяников. В зависимости от степени разложения в торфяной толще выделяются несколько горизонтов, из которых T1, T2, T3, T4 «одинаково» повторяются в описанных шурфах (рис. 3.2 и 3.3, глава 3) и канавах. За исключением горизонта Ат, образованного живым мохово-лишайниковым покровом и отмершими его частями с примесью опада листьев кустарников и кустарничков, подстилаемого слоистой мохово-осоковой торфяной дерниной со следами криотурбации. Особенности формирования Ат больше связаны с современной структурой напочвенного мохового покрова. Горизонты T2 и T3 сложены темно-коричневым торфом осоко-сфагнового состава и образуют плотные слои, характеризующиеся сравнительно высокой степенью разложения. Возможно, что последнее обусловлено вторичными изменениями за счет микробиологических анаэробных биохимических процессов, что увеличивает степень разложения первоначально отложенного торфа (Данилов, 1969). В рассмотренных разрезах эти горизонты заключены между прослоями слаборазложенного торфа, представленного моховым очесом (T1) и древесным торфом (T4).

Вероятно, что отложение торфов, слагающих исследованную толщу, шло в условиях разной обводненности, которая влияла на степень разложения. Древесный торф непосред-

венно залегает на минеральном грунте. Его основными торфообразователями являются кора и древесина карликовой березки. Очевидно, что исходными растительными группировками для этого вида переходного торфа послужили прибрежные древесно-кустарниковые фитоценозы. Тогда следует, что древесный торф образовался в первый период начала торфообразовательного процесса и характеризует начальную стадию развития болот водоразделов. Дальнейшее развитие водораздельных болот, возможно, шло по верховому типу (Тюремнов и др., 1971), и процесс способствовал накоплению торфа и его диагенетическим преобразованиям.

Таблица 5.1

Ряды кларков концентрации (K_x) в мерзлой толще реликтовых торфяников

Характеристика горизонтов мерзлой толщи	Группы элементов			ΣK_x
	сильного накопления ($A_x 10-n$)	слабого накопления и среднего захвата ($A_x 0,n$)	слабого захвата ($A_x 0,0n$)	
A_{ov} – живой лишайниково-моховой покров и отмершие его части, примесь опада листьев кустарников и кустарничков, рыхлый, морозно-сухой.	P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Sn, Cu	Nb, Zr, Ni, Ga, Sc, Ti, Mn, Y, Cr, Mo	V	45.7
T1 – светло-коричневый, близко к желтому, слабо разложенный сфагново-осоковый торф, много корней, слоистый, со следами криотурбации, морозно-сухой.	P, Zn, Pb, Ag, Ba, Sr	Mo, Sn, Cu, Nb, Co, Ni, Ga, Zr, Sc, Y, Cr, Mn, Ti	V	29.4
T2 – темно-коричневый, полуразложившийся осоково-зеленомошный торф с хорошо различимой мелкой слоистостью, «заложеной» по остаткам травяной растительности, в верхней части слоистость нарушена криотурбацией, морозно-сухой.	Zn, P, Mo, Ba, Ag, Sr, Cu	Co, Nb, Sn, Ni, Pb, Zr, Sc, Ga, Mn, Cr, Y, Ti	V	28.7
T3 – светло-коричневый, в нижней части коричневый, плотный хорошо разложившийся моховой торф, морозно-сухой.	P, Mo, Ba, Ag, Cu, Sr, Co	Ni, Zn, Nb, Sn, Pb, Mn, Zr, Ga, Sc, Y, Cr, Ti	V	21,1
T4 – темно-коричневый бурый слаборазложенный древесный торф, льдистый.	Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn	Pb, Nb, Ti, Sn, Mn, Sc, Cr, Ga, Y, V		26.4

Следовательно, особенности торфонакопления, обусловленные наличием торфов нескольких генераций, свидетельствуют об интенсивном болотообразовательном процессе, который не прерывался при формировании многолетнемерзлых пород (ММП). Кроме того, выявленное сочетание криотекстур позволяет предположить сингенетичный тип формирования мерзлотной толщи. По Е.А. Втюриной (1973), образование сингенетического типа мерзлой

толщи обусловлено нарастанием торфа, сопровождающимся постепенным сокращением мощности СТС. При таком процессе происходит переход нижней части отложений в многолетнемерзлое состояние за счет промерзания снизу. Наличие прослоев слабо и хорошо разложившегося торфа позволяет предположить, что данный процесс шел с перерывами (рис. 3.5). В эти интервалы почва прогревалась, что активизировало процесс диагенеза торфа (Втюрин, Втюрина, 1973). Возраст торфов и озерно-болотных отложений в пределах исследованного участка, возможно, позднеголоценовый (Александровский, 1983).

5.2.2. Хемосорбционный биогеохимический барьер

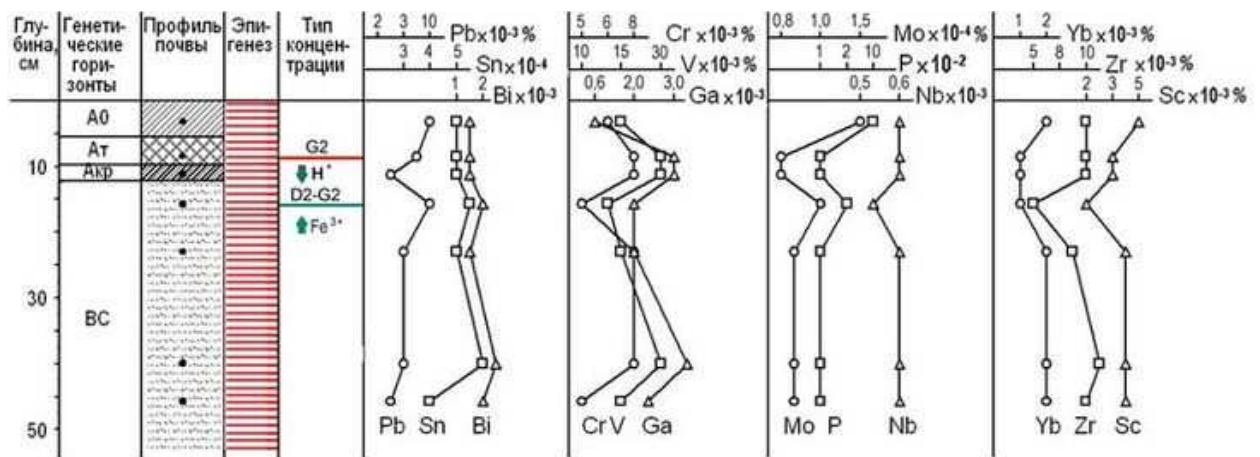


Рисунок. 5.11. Распределение элементов в горно-тундровых почвах (разрез Я 2-25).

Хорошо представлен данный тип геохимических барьеров в пределах Южного Ямала и предгорий Полярного Урала (северо-восточное Предуралье), где преобладает крупно-грядовый, холмисто-грядовый, местами низкогорный рельеф. На вершинах холмов и гряд – скальные выходы и каменные россыпи. Абсолютные отметки – 150-200 м. Большая часть территории покрыта плащом ледниковых и водно-ледниковых отложений позднечетвертичного возраста (не более 20 м) и современными отложениями мощностью до 5 м. Субстрат почв обычно представлен суглинками, реже супесями с гравием и галькой, подстилаемый изверженными породами палеозоя – слабовыветрелыми трещиноватыми порфиритами и габбро-диабазам. Отмечаются криогенное выветривание, морозная дифференциация, на склонах – медленная солифлюкция. В нижних частях склонов, сложенных элювием-делювием, нередко развиваются термокарстовые процессы. Растительный покров на ненарушенных участках представлен каменистой тундрой, но на склонах отмечаются полосы стока, заполненные суглинистым делювием. Они хорошо дешифруются на аэрофотоснимках по темным полосам, образованным линейными зарослями карликовой березки высотой не более 15 см. Почвенный покров маломощный, растительный покров не сплошной. Склоны заняты ольшаниками с ерничково-мохово-лишайниковым листовенничным редколесьем, а их нижние части часто заболочены. Распределение ЭП в почве и подстилающих породах демонстрирует разрез Я2-25 (рис. 5.11), заложенный на привершинной части склона, на поверхности которого имеются ка-

менные развалы. Разрез вскрыл горно-тундровые каменисто-мелкоземистые почвы, характеризующиеся активным промывным режимом. Верхняя часть профиля представлена светлой супесью с примесью мелкозема. Напочвенный лишайниковый растительный покров маломощный и легко отделяется от минерального субстрата ($A_0 = 3-5$ см). Под ним залегает оторфованный слой (до 5 см), переходящий в темно-бурый зернистый криогенный органоминеральный горизонт $A_{кр}$. Его подстилает слой охристого суглинка, с менее кислой реакцией – $pH > 5$, тогда как водная суспензия вышележащего органического горизонта показала значения $pH < 5$. К этой зоне приурочено формирование комплексного хемосорбционного-щелочного барьера.

5.2.2.1. Механизм хемосорбционного барьерообразования в мерзлотных почвах

Образование аномалии ЭП в горизонте $A_{кр}$ обусловлено их накоплением органическим веществом в виде хелатов. Очевидно, что формирование хемосорбционного барьера – сложный природный процесс. Велика в этом процессе роль органических компонентов, которые участвуют в связывании катионов, высвобождающихся в результате реакций выветривания органическими кислотами, и их включении в состав почвенного гумуса при переводе катионов из неорганической формы в органоминеральную. Последнее формирует резерв почвенной «щелочности» в $A_{кр}$, который визуальнo диагностируется по накоплению гидроксидов железа-III на щелочном барьере D2. Заметим, что в нашем случае это означает, что во всех почвенных шурфах, заложенных в пределах солифлюкционного шлейфа, подстилаемого супесчаным делювием, будет фиксироваться четкая кислотно-щелочная зональность с аномалией D6(D2)-G6(G2) в зоне контакта $A_{кр}$ с нижележащим почвенным горизонтом.

Проведенные исследования выявили приуроченность хемосорбционного биогеохимического барьера к морфологически резкому переходу между органоминеральным и минеральными горизонтами. При этом органоминеральный слой легко отделяется от подстилающего его минерального горизонта. Граница отрыва проходит по сильно увлажненному органоминеральному зернистому слою криогенно-коагуляционного генезиса, нижняя часть которого, как правило, окрашена гидроксидами железа, что делает возможным визуальное обнаружение данного барьера в почвенном профиле. Главное, что следует отметить – это контрастное проявление аккумуляции ЭП в криогенно-коагуляционном органоминеральном слое. Оно вызвано резкой сменой кислотно-щелочных условий в этой части профиля. Отмечается (Арчгова, 1972), что вышележащий органический слой отличается низкими значениями кислотности ($pH = 4,5-4,6$), что обусловлено закреплением здесь кислых продуктов разложения растительных остатков. Переход к минеральному горизонту характеризуется повышением pH до 5,7-5,9 и увеличением содержания подвижных форм железа (с 0,18 до 0,71 %), накопление которых фиксируется в этой зоне по интенсивному охристому окрашиванию. В отличие от верхнего и нижнего слоев криогенно-гумусовому слою присущи повышенная влажность и непрочная зернистая структура.

Таким образом, исследованы три типа биогеохимических барьеров. Первые два – сорбционные и связаны с прижизненными накоплениями ЭП растениями, тогда как третий – хе-

мосорбционный – возникает в результате морозной коагуляции гумуса. Генезис первого биосорбционного барьера обусловлен взаимодействием воздушного потока с поверхностью растений. Его контрастность зависит от степени шероховатости напочвенной поверхности (моховая, осоковая, лишайниковая, кустарничковые, кустарниковые тундры). Второй тип биосорбционного барьера формируется в торфяной толще и контролируется процессами торфообразования. При этом состав аномалии определяется флористическим составом торфа и прижизненными накоплениями ЭП растениями. Третий тип биогенного барьера появляется вследствие взаимодействия гумусовых кислот с минеральной фазой почв. Это приводит к связыванию катионов, высвобождающихся в результате реакций выветривания органическими кислотами, и их включению в состав почвенного гумуса, тем самым формируются резерв почвенной «щелочности».

5.3. Кисотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия барьерообразования и физико-химические геохимические барьеры

Для районов промышленного освоения характерны поступление и перемещение больших объемов различных веществ и материалов. В результате в тундровых ландшафтах возникают миграция загрязняющих веществ и связанные с ними техногенные аномалии. Как правило, эти аномалии фиксируются на геохимических барьерах, формирующихся в почвах, растениях, донных отложениях, в снежном покрове. Считается, что техногенные вещества могут осаждаться практически на всех видах геохимических барьеров, известных в природе. Однако применительно к конкретным обстоятельствам количество их может быть не велико. В равнинных тундрах выявлено небольшое число классов геохимических барьеров как в природных, так и техногенных условиях. Ниже приводится их описание.

5.3.1. Кисотно-щелочные условия

5.3.1.1. Кислый геохимический барьер

Его формирование происходит при смене нейтральных и щелочных условий на слабокислые и кислые. В пределах исследованной территории этот класс геохимических барьеров был изучен только на двух техногенных участках: первый в зоне аварийных разливов буровых растворов, где сточные воды, имеющие щелочную реакцию, взаимодействуют с кислыми торфяными почвами, а второй – в районе пос. Цементозаводский (Воркутинская тундра), характеризующемся высоким пылевым загрязнением приземной атмосферы.

Разрез 310 (рис. 5.12) заложен на пологом склоне плоского большого бугра, на котором стоит буровая Мишвань-11, в полосе стока отработанного бурового раствора. Неровная, мелкобугристая поверхность склона перекрыта техногенным наносом. Растительность отсутствует. Разрез вскрыл техногенно преобразованный мерзлотный торфозем. В песчано-глинистом наносе рН водной вытяжки щелочной (8.35), но в зоне контакта с остатками торфяной подстилки он понижается до 4.35. Здесь, на кислом барьере, повышаются содержания Ва (КК 15.4), Zr (КК 6.4), Сг (КК 6.2). Видимо, это обусловлено не только осаждением на кислом барьере, но и сорбцией органическим веществом почв. Таким образом, барьер можно квалифицировать как кислый-сорбционный.

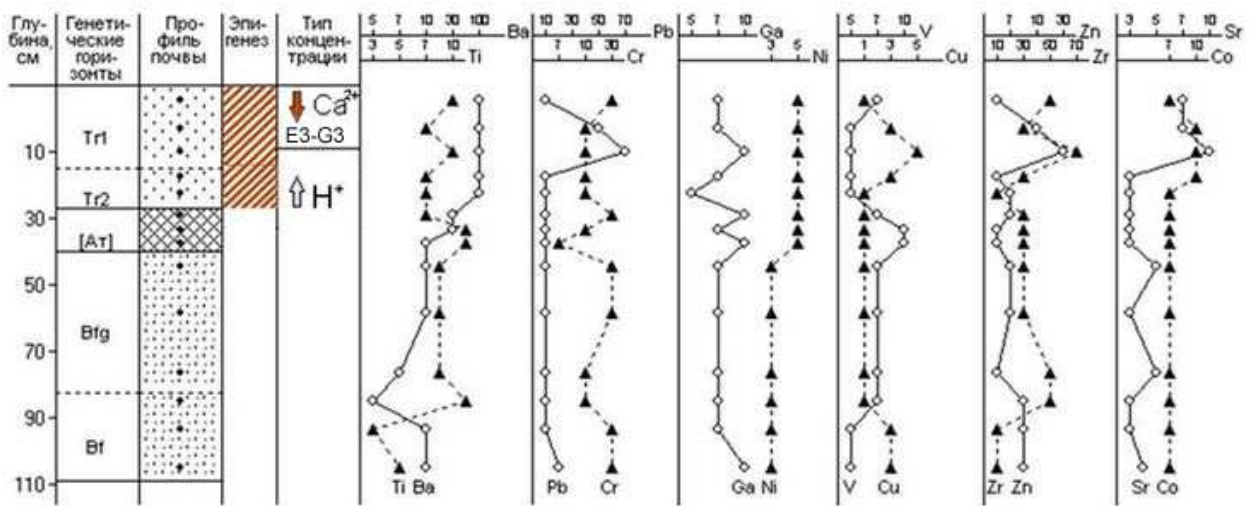


Рисунок. 5.12. Образование комплексной радиальной техногенной геохимической аномалии ЕЗ при аварийных переливах из котлована-отстойника (разрез 310, буровая Мишвань-11).

Итак, в условиях тундровых ландшафтов с близким залеганием мерзлотного водопора характерно небольшое число классов геохимических барьеров, причем как в природных, так и техногенных условиях. Техногенные преобразования вызывают перестройку условий формирования природных барьеров. В частности, на буровой площадке и прилегающей к ней территории кислородно-сорбционный барьер ярче выражен в прибрежной зоне водотока в створе с буровой – в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Вследствие механических нарушений почвенного покрова происходят растепление грунта и увеличение мощности сезоннопротаивающего слоя. В результате на территории, прилегающей к буровой, транзитный сток мерзлотной верховодки перераспределяется, поскольку буровая площадка начинает выполнять роль местного водосбора – в итоге она заболачивается. Формирование щелочного и кислого барьеров определено, главным образом, составом техногенных потоков и загрязнением почвенного покрова.

Другой пример формирования кислого барьера при техногенном подщелачивании демонстрирует разрез 352 (рис. 5.13), заложенный на вершине приречного холма (р. Воркута, район пос. Цементозаводский). Напочвенный покров сплошной, зеленые мхи образуют плотные подушки, много дриады (куропаточья трава) и одиночные осоки, из кустарников широко встречаются ива и карликовая береза (стволики с серым налетом цементной пыли);

наблюдаются редкие угнетенные формы багульника (дефолиация побегов, листья в виде розетки только на концах побегов текущего года). В верхней части профиля зона вскипания почвы фиксируется до глубины 16 см. В этом интервале глубин pH меняется с 9,6 до 6 (рис. 5.13). Такая же динамика уменьшения значений наблюдается и для кальция. Столь высокие содержания кальция в верхней части профиля обусловлены интенсивным поступлением металла в составе цементной пыли.

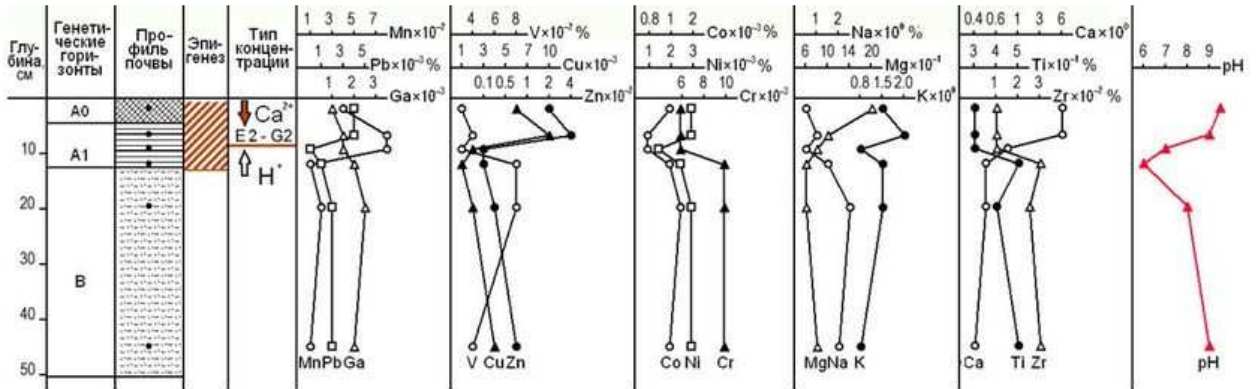


Рисунок. 5.13. Особенности распределения ЭП в профиле техногенно подщелаченных почв (пос. Цементозаводский, г. Воркута).

Так, летние измерения количества пыли, выпадающей за один день, выполненные на двух участках («Шахта Юнь-Яга» и «Поселок Цементозаводский»), показали, что 12 и 22 июля 1987 г. выпало 0.52 и 3.32 г/м² соответственно.

По сравнению с зимними результатами это примерно в два раза выше для первого и в шесть – для второго участка. Такое расхождение для пос. Цементозаводский вполне объяснимо, поскольку площадка с пылесборниками была разбита с наветренной стороны и достаточно близко к заводу – примерно в полукилометре, на правом берегу р. Воркута. По участку «Шахта Юнь-Яга» расхождение с зимними данными, возможно, обусловлено дополнительной пылевой нагрузкой за счет развеивания дорожной пыли и терриконов. Итак, в пределах Воркутинского промышленного района трансформация природного геохимического фона обусловлена влиянием техногенного подщелачивания, которое вызвано пылевыми выбросами цементного завода, а также, вероятно, зольными эмиссиями ТЭЦ (рис. 5.14). Заметим, что увеличение водородного показателя в нижней части профиля обу-

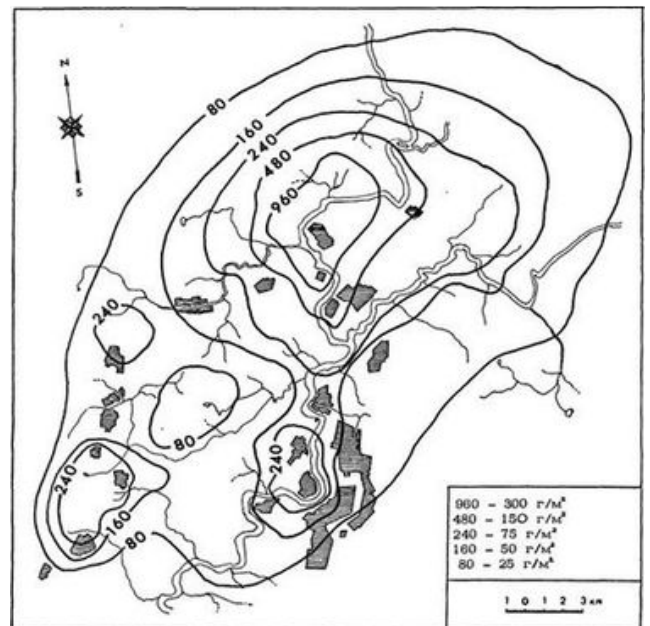


Рисунок. 5.14. Площадь пылевого загрязнения снежного покрова вокруг г. Воркута. Время съемки: 1978 г. с 20.04. по 10.05. Составлено по материалам Центральной лаборатории Министерства сельского хозяйства СССР с уточнениями автора по летним сборам пыли в 1987 г.

ТЭЦ (рис. 5.14). Заметим, что увеличение водородного показателя в нижней части профиля обу-

словлено активным вхождением натрия в почвенно-поглощающий комплекс. Анализ распределений ЭП показал, что в оторфованном гумусированном слое (A1) возможно накопление накапливается широкий спектра карбонатных комплексов ЭП, которые при подкислении разрушаются. Высвобождающиеся при этом элементы-примеси осаждаются на кислом и сорбционном (за счет органического вещества почв), образуя аномалию E2-G2.

5.3.1.2. Щелочной геохимический барьер

Щелочной барьер возникает на участках, где кислая среда сменяется щелочной. Аномалия, связанная с таким щелочным барьером, изучена нами только в пределах Лая-Колвинского междуречья. Разрез заложен на месте бывшего котлована отстойника в пределах полосы поверхностного стока подпруженной мерзлотной верховодки на отработанной буровой площадке Мишвань-11, занимающей пологий склон долины ручья (рис. 5.15).

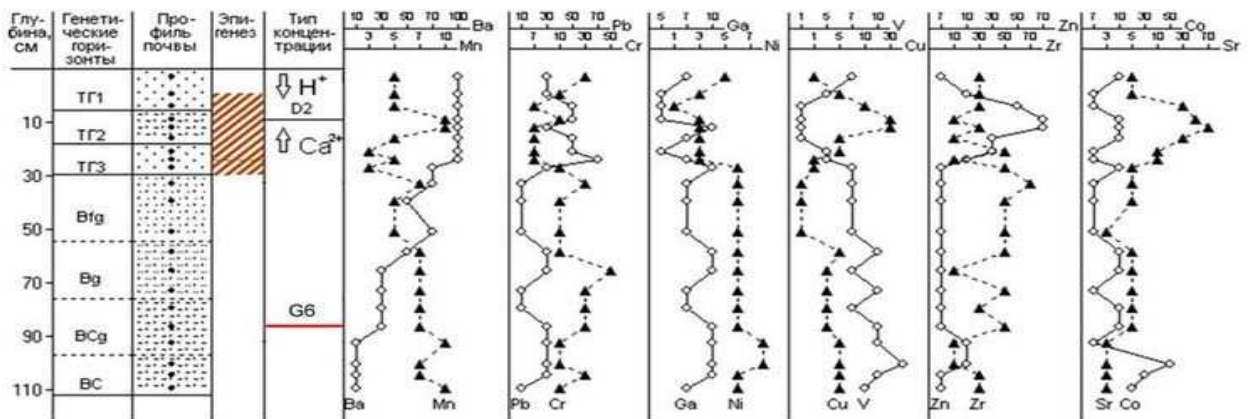


Рисунок. 5.15. Формирование щелочных геохимических аномалий в толще техногенных наносов котлована-отстойника, буровая Мишвань-11 (разрез 321).

Растительный покров представлен пионерной злаково-хвощевой ассоциацией с проективным покрытием 15-20 %. Разрез вскрыл песчано-глинистую толщу на суглинистом субстрате. Верхний слой ТГ1 представлен светло-серой глинистой коркой до 1 см, перекрывающей песчаный нанос (до 5 см), на поверхности которого часто встречаются увлажненные полосы транзитного стока подпруженной мерзлотной верховодки. Под ним залегает темно-серый глинистый прослой ТГ2 из отработанных буровых растворов мощностью до 6 см. Глинистое вещество в верхней части имеет щелочную реакцию (рН водной суспензии в верхней и нижней частях наноса, соответственно 8.90 и 7.01, тогда как рН подпруженной верховодки – 5.4). Этот горизонт перекрывает пачку ТГ3 (до 18 см) чередования бурых прослоев песка и глины, слабо вскипающих от 10 % HCl. Общая мощность техногенных наносов в месте разреза составляет 29 см. В профиле можно выделить две группы элементов: Ga, Be и Ba, Sr, Pb, Zn, Cu. Для первой характерны незначительные колебания содержаний по всему профилю, для второй – распределение более контрастно. Аномальные содержания Pb, Cu, Ba, Sr, Zn приурочены к верхней части профиля. Глеевые слабо-кислые внутрипочвенные воды, подступая к загрязненному участку и взаимодействуя с техногенным карбонатным песчано-глинистым материалом, нейтрализуются, и в зоне их

контакта с техногенным наносом формируется аномалия D2 на щелочном геохимическом барьере, обусловленная, по-видимому, фиксацией металлов в форме карбонатов. По своему положению барьер – поверхностный. Необходимо заметить, что нижняя часть профиля отличается «пильчатым» характером распределения, в отличие от «спокойного», отмеченного в разрезе 310 (рис. 5.12). Этому может быть дано следующее объяснение. В мерзлотной верховодке много растворенного органического вещества. При ее просачивании сквозь окарбоначенный техногенный нанос увеличиваются значения pH, а при подщелачивании гуминовые кислоты сильнее ионизируются: появляется больше активных функциональных групп (Ong et al., 1970), которые могут связать больше ионов металлов из почвенно-техногенных растворов. Можно предполагать, что в нижней части формируется хемио-сорбционная барьерная зона G6.

5.3.2. Окислительно-восстановительные условия

5.3.2.1. Кислородные геохимические барьеры

Кислородно-сорбционный геохимический барьер в окислительных условиях. Этот барьер формируется в зоне контакта глеевой мерзлотной верховодки с кислородом воздуха. В условиях кислого оглеения в мерзлотных ландшафтах двухвалентное железо мигрирует в форме гидрокарбонатов и органоминеральных комплексов (Анисимова, 1981). В зоне окисления оно окисляется и выпадает в виде гидроксидов трехвалентного железа, которые отличаются большой поверхностью, по Д. Дриверу (1985) – примерно $200 \text{ м}^2/\text{г}$. Значительное количество растворенной органики в поверхностных водах тундры дает основание считать, что при образовании гидроксидов железа в состав коллоидов входят и органические вещества. Поэтому осаждение железа на кислородном барьере сопровождается сорбцией как анионогенных, так и катионогенных элементов, что ведет к образованию комплексной аномалии A2–G2. Примером, демонстрирующим особенности распределения ЭП на кислородно-сорбционном барьере, служит разрез 202 (рис. 5.16).

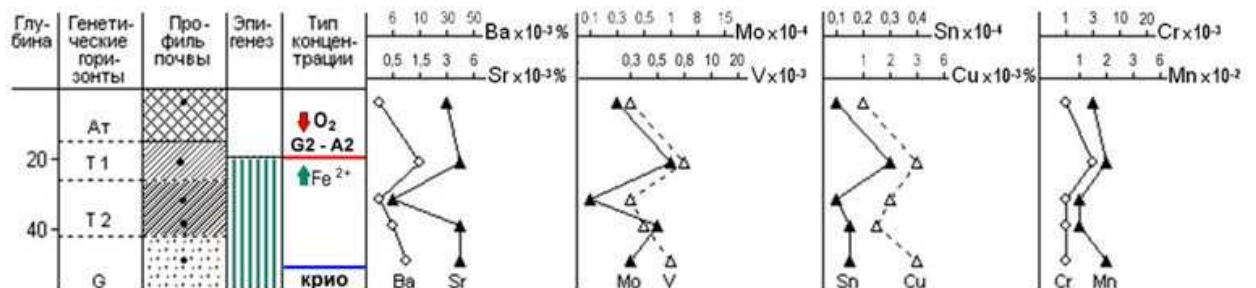


Рисунок. 5.16. Накопление ЭП на кислородно-сорбционном геохимическом барьере мерзлотных торфяно-болотных почв (разрез 202, буровая Харьяга-13).

Разрез заложен на фоновом участке в пределах буровой Харьяга-13 (Большеземельская тундра) на коротком склоне, заросшем березкой и ивой. Много багульника, который образует (совместно с морошкой) небольшие куртинки в привершинной части склона. Раз-

рез вскрыл торфяно-болотную почву. Мерзлотный водоупор залегает на глубине 45 см. Обоженная кайма в зоне капиллярного подъема обогащена V, Cr, Mn, Co, Cu, Mo, Sr, Ba. Для содержания V, Cr, Co, Cu отмечается прямая корреляция с содержанием железа в мерзлотной верховодке. Повышенные содержания остальных элементов, вероятно, обусловлены их сорбционным закреплением в торфе. Сложный характер спектра ЭП в этой части профиля определяется совмещением сорбционного и кислородного барьеров и образованием геохимической аномалии A6–G6.

Кислородно-сорбционный геохимический барьер в зоне разгрузки ореольных вод. При изучении динамики увеличения сезонного оттаивания почв на модельных площадках установлено, что вследствие механических повреждений почвенного покрова величина сезонного протаивания на 15–20 % больше, чем на прилегающих к ней целинных участках тундры. Это вызывает снижение уровня мерзлотного водоупора. В результате такие участки почвенного покрова с механическими повреждениями в пределах буровой площадки начинают выполнять роль местного водосбора, «перехватывая» сток мерзлотной верховодки с прилегающих участков, что приводит к заболачиванию территории буровой. Увеличение объемов транзитного стока мерзлотной верховодки через буровую площадку вызывает активизацию внутрипочвенной миграции. В итоге в пойме ручья, дренирующего техногенный участок, формируется зона разгрузки мерзлотной верховодки, которая часто индицируется охристыми натеками гидроксидов железа на поверхности субстрата в прибрежной части ручья. Их химический состав может служить объективным критерием наличия/отсутствия остаточного загрязнения на обработанных буровых площадках. В качестве примера приведем результаты исследования ключевого участка «Буровая Мишвань-11», расположенного в пределах Лая-Колвинского междуречья. Для участка характерно развитие почв со свободным внутренним дренажем – торфяных поверхностно-глеевых (Игнатенко, 1979). Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой. Точки геохимического опробования гидроксидов железа определялись визуально по охристому окрашиванию субстрата в местах выклинивания мерзлотной верховодки: в полосах стока в пределах буровой площадки и в пойме ручья, дренирующего территорию буровой Мишвань-11 (табл. 5.2. и рис. 5.17).

Как видно из данных табл. 5.2, почвы техногенного участка обогащены Sr, Y, Ba (в меньшей степени – Co, Cu) и отличаются общим накоплением элементов: $\bar{K} > 1$. При этом у органо-генной фазы этот показатель выше, чем у минеральной. Средний кларк накопления аниогенных элементов органическим веществом почв также выше, нежели у минеральной толщи.

На рис. 5.17 показано, что распределение элементов в органо-генной и минеральной частях почв симбатно и что биоаккумуляция вещества в техногенно трансформированных почвах слабая. В гидроксидах железа, формирующихся на техногенном геохимическом барьере, накапливаются Ba, Sc, Mn, Co. Наличие элементов-литофилов (Ba, Sc) позволяет предположить, что в формировании техногенной аномалии участвуют глинистые минералы из состава буровых растворов, в которых в качестве утяжелителя используют барит – источник бария на техногенных участках. Накопление Mn связано с его осаждением в зоне кислородного барьера, а Co – сорбцией этого элемента на гидроксиде Mn.

Таблица 5.2

Статистические параметры поверхностно-глеевой почвы, гидроксидов железа и наилка
(техногенные участки Мишваньского нефтяного месторождения, Большеземельская тундра), г/т

Группы	Элементы	Органическая фаза, n = 35			Минеральная фаза, n = 229			Гидроксиды железа, n = 20			Наилка, n = 12		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	278	464	1000	316	501	501	100	177	316	251	251	398
	Ba	464	774	1000	501	631	1000	562	1000	3160	631	1000	1580
II	Y	10	46,4	77,4	10	39,8	63,1	1	1	1	10	25,1	25,1
	Ga	7,7	10	27,8	6,3	15,8	31,6	5,6	5,6	5,6	6,3	6,3	6,3
	Sc	16,7	21,5	27,8	15,8	31,6	31,6	30	30	30	0	0	0
III	Ti	4640	7740	10000	6300	7940	10000	3160	5620	5620	3980	6300	6300
	Zr	166	278	464	100	100	316	56,2	100	100	100	251	316
	V	77,4	100	166	63,1	100	158	56,2	56,2	56,2	63,1	63,1	100
	Mo	2,2	2,2	2,2	2	2	2	0	0	0	0	0	0
	Sn	1,7	2,2	3,6	2	3,2	3,2	0	0	0	0	0	0
IV	P	1000	3160	7740	630	790	1580	0	0	0	0	0	0
V	Cu	10	27,8	59,9	31,6	50,1	79,4	10	31,6	31,6	7,9	10	25,1
	Zn	77,4	166	215	63,1	158	199	71	71	71	15,8	63,1	63,1
	Pb	10	16,7	21,5	10	15,8	20	1	10	10	10	10	25,1
VI	Mn	278	359	464	398	501	631	562	562	562	251	398	631
	Cr	77,4	100	100	100	100	158	100	100	100	79,4	100	158
	Ni	27,8	46,4	59,9	50,1	50,1	79,4	31,6	56,2	56,2	25,1	39,8	39,8
	Co	16,6	27,8	46,4	10	10	31,6	5,62	10	10	10	25,1	31,6
Средние кларки накопления													
$\bar{K}$		1.70			1.50			1.06			0.85		
$\bar{K}^+$		1.19 (70.2%)			1.22 (81.5%)			0.96 (90.6%)			0.67 (79.0%)		
$\bar{K}^-$		0.50 (29.8%)			0.27 (18.5%)			0.10 (9.4%)			0.17 (21.0%)		

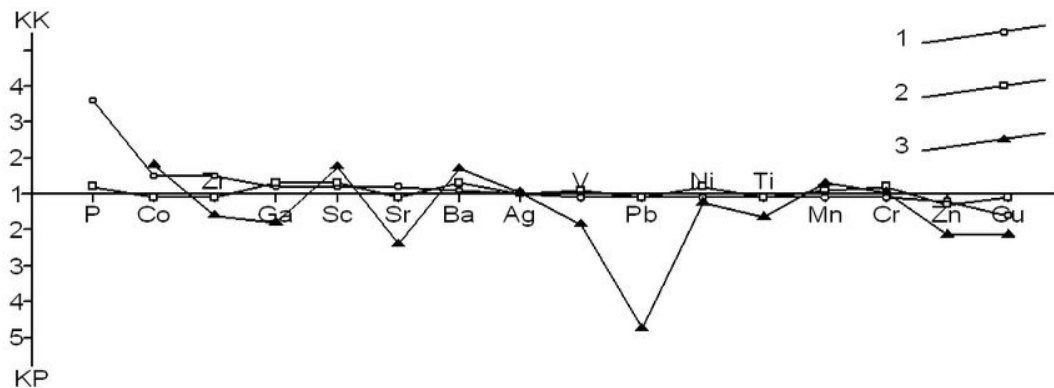


Рисунок. 5.17. Геохимические спектры элементов в поверхностно-глеевых почвах техногенных участков: 1 – органическая фаза ($n = 35$), 2 – минеральная фаза ($n = 229$) почвы, 3 – гидроксиды железа ($n = 20$). Расчет спектров выполнен по отношению к местному кларку поверхностно-глеевых почв ($n = 397$).

Образование аномалии типа А6-Г6 в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Образование такого типа аномалий в ландшафтах пойм Ямала часто приурочено к зоне разгрузки мерзлотной верховодки; обычно это мочажина, в которой поверхность водных растений покрыта густым налетом коллоидных гидроксидов железа.

Таблица 5.3. Содержание химических элементов в коллоидах гидроксида железа

Элемент, %	В береговой зоне		В полосе стока	
	М	V%	М	V%
Типичные катионогенные литофилы				
Ba ($n \cdot 10^{-2}$)	9.9	1	—	—
Sr ($n \cdot 10^{-3}$)	8.9	5	—	—
Катионо- и анионогенные литофилы с постоянной валентностью				
Ti ($n \cdot 10^{-2}$)	9.8	29	7.3	17
Y ($n \cdot 10^{-3}$)	5.9	1	—	—
Zr	10	5	—	—
V	5.8	7	—	—
Mo ($n \cdot 10^{-4}$)	3.5	15	4	8
Металлы-сульфофилы				
Zn ($n \cdot 10^{-2}$)	8.8	11	9.9	13
Cu ($n \cdot 10^{-3}$)	5.5	15	4	21
Pb	4.5	1	—	—
Металлы-сидерофилы				
Mn ($n \cdot 10^{-2}$)	12.2	3	12.1	20
Cr ($n \cdot 10^{-3}$)	8	6	—	—
Ni	5.1	8	4.5	30
Co ($n \cdot 10^{-4}$)	6.1	11	—	—
Число проб	27		12	

Сравнение коллоидов гидроксидов железа, взятых с поверхности водных растений и минерального субстрата, показало существенные различия в их элементном составе (табл. 5.3). В гидроксидах, удерживаемых водорослями, накапливаются главным образом биофильные элементы (Mo, Zn, Cu, Mn, Ni), из литофилов – Ti, что несколько неожиданно. Вместе с тем, в гидроксидах, взятых с поверхности субстрата в зоне разгрузки мерзлотной верховодки, зафиксированы высокие содержания литофилов (Ti, Y, Ga, Zr, V). Из других ЭП можно отметить накопление Co, Cr, Pb. Очевидно, что выявленные различия обусловлены генезисом гидроксидов: для первых можно предполагать образование с участием микроорганизмов (Кунце, 1986), а для вторых – химическим путем (Копейкин, 1984; Перельман, Касимов, 1999).

Образование аномалий А2-Г2 в профиле почв. Примером может служить разрез Я2-4 (рис. 5.18), заложенный на участке с выклиниванием мерзлотной верховодки. Разрез вскрыл аллювиально-глеевые криоземы. В профиле выделяется оторфованная подстилка (7 см), в которой

аллювиально-глеевые криоземы. В профиле выделяется оторфованная подстилка (7 см), в которой

отмечается аномалия V, Cr, Ga, Pb, Zn, P. Под торяным горизонтом залегает минеральный горизонт, сложенный суглинистым аллювием. На поверхности субстрата фиксируются яркие пятна гидроксидов железа. Геохимический профиль контрастный: на глубине 10 см в зоне контакта капиллярной каймы мерзлотной верховодки с кислородом воздуха отмечается аномалия, сформированная Ti, Cr, Ga, Pb. Можно выделить элювиальное распределение для Ni, Co, Cu, Zn, Sr, B и преимущественно аккумулятивное – Ga, Ti, Cr, Pb, V.

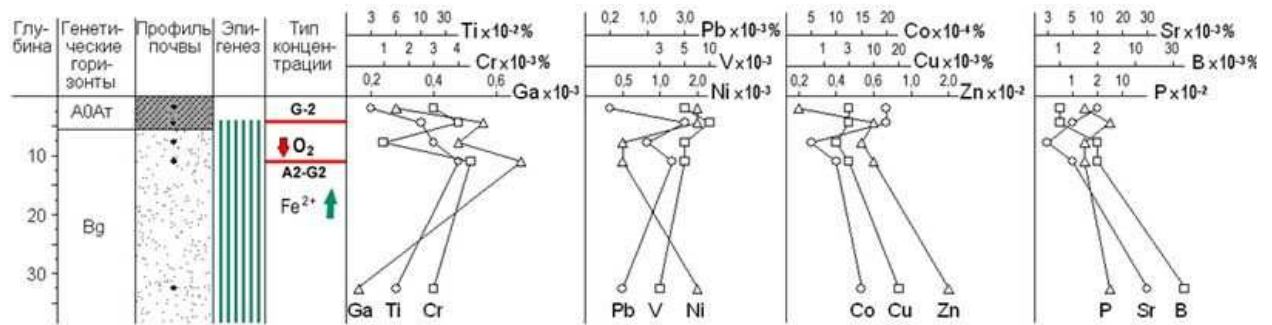


Рисунок. 5.18. Формирование геохимической аномалии в алювиземах в зоне разгрузки мерзлотной верховодки (разрез Я 2-4).

5.4. Снежный покров как барьерообразующий фактор

Выпавший на земную поверхность снег формирует снежный покров – уникальную пористую среду, в которой, наряду с твердой фазой воды, одновременно имеется некоторое количество жидкой и парообразной влаги (Рихтер, 1948). Содержание последней непрерывно меняется во времени под влиянием процессов возгонки и сублимации, обусловленных наличием температурного градиента, а также благодаря механическому оседанию снежной толщ (Котляков, 1968, 2002), вызванному повторным замерзанием/оттаиванием жидкой фазы воды (объемной поровой и капиллярной). Все это вместе взятое составляет барьерообразующую среду в снежной толще.

5.4.1. Барьерообразование в зоне контакта «снежный покров-атмосфера»: иней как объект геохимического опробования

С установлением снежного покрова в приземной атмосфере возникает турбулентный обмен между слоем воздуха и подстилающей поверхностью, что, в свою очередь, определяет особенности осаждения аэрозолей зимой. Поскольку давление насыщенного пара над заснеженной поверхностью меньше, чем в приземном слое воздуха, то это вызывает перемещение водяных паров по направлению к снежному покрову. При их соприкосновении с холодной поверхностью происходит сублимация водяных паров с образованием ледяных кристаллов

иней на заснеженной поверхности (Рихтер, 1948; Кузьмин, 1957). В результате этого относительная влажность в приземном слое воздуха понижается, что вызывает устойчивый приток из приземной атмосферы водяных паров и, возможно, тонкодисперсных капель сжиженных газов и минеральных аэрозольных частиц из состава техногенных эмиссий. В условиях контраста температур, возникающих с приходом циклонов, данный механизм действует как своеобразный насос, «закачивая» в снежный покров избыток влаги из атмосферы, а вместе с ней – часть техногенных эмиссий.

5.4.1.1. Морозное концентрирование диоксида серы и сульфатное загрязнение снежного покрова при осаждении инея

Для появления кристаллов поверхностного инея необходимо, чтобы температура воздушного потока была выше температуры подстилающей поверхности. Появление ледяных кристаллов инея на поверхности снега возможно и при низких температурах при относительной влажности воздуха менее 80% (Кузьмин, 1957), поэтому условия для образования поверхностного инея возникают чаще, нежели для выпадения снегопада. Между тем, роль инея в балансе загрязнения снежного покрова мало исследована, поскольку отсутствуют надежные количественные способы его измерения. Как показали наши наблюдения, иней имеет очень малую плотность – $0,03 \div 0,05 \text{ г/см}^3$. Выпавший иней толщиной 2-3 мм при оттаивании в снегомерном сосуде дает столь малое количество воды, что станциями метеонаблюдений их отмечают как «0,0». Однако, обладая высокой поверхностной активностью, ледяные кристаллы инея в условиях загрязнения атмосферы являются главным источником загрязнения снежного покрова в период между снегопадами. В связи с этим получение количественных характеристик динамики выпадения инея представляет определенный научный и практический интерес.

Наблюдения за динамикой активности сульфатного загрязнения поверхности снега при осаждении инея проводили в два этапа. Первый (зимний) выполнен с 21 января по 8 февраля, а второй (весенний) – с 5 марта по 6 апреля 2007 г. Место снегоотбора – поле, расположенное в четырех километрах к западу от окраин г. Сыктывкар, в пределах зеленой зоны (рис. 2.2). К концу первого периода наблюдений средняя высота снежного покрова достигала 49 см. Для поверхностного слоя (54 мм) значения плотности составили: минимальное – 0,08, максимальное – 0,16, при среднем – $0,12 \text{ г/см}^3$. В начале второго периода наблюдений высота снега (на 05.03.2007 г.) была 62 см, к концу наблюдений она понизилась до 32. Плотность верхнего слоя (54 мм) снега: минимальная – 0,11, максимальная – 0,39 (для инея) и 0,42 (с коркой наста), при среднем значении $0,23 \text{ г/см}^3$. Для метеорологической характеристики использовались данные по ГМС «Сыктывкар».

Методика анализа. Пробы отбирались пробоотборником, описание которого дано в главе 2. Общее количество проб в зимний период (с 21 января по 8 февраля) составило 96, в ве-

сенний (с 5 марта по 6 апреля) – 78. Подготовка проб к анализу заключалась в их взвешивании для расчета средней плотности снега, который затем растапливался при комнатной температуре. Из снеговой воды отбирались по 100 мл для последующего установления концентрации сульфат-иона. Сульфат-ион в снеговой воде определялся турбидиметрически в аккредитованной лаборатории. Нижний порог анализа – 0,4 мг/л. Лабораторная погрешность составляет 25% от природной³¹, которая может рассматриваться как удовлетворительная для анализа, «работающего» на пределе чувствительности. Оценка распределения значений в выборках показала, что концентрация сульфат-иона в них аппроксимируется распределением, близким к нормальному. Поэтому за наиболее вероятное значение измеряемой величины принято среднее арифметическое (M), вычисленное из всего ряда измеренных значений (шесть проб) для каждого дня наблюдений. Доверительный интервал рассчитан при доверительной вероятности $\alpha = 0,95$.

Таблица 5.4. Динамика концентраций SO_4^{2-} в поверхностном слое снега зимой 2006-07 гг.

Зима (21.01-08.02)			Весна (05.03-05.04)		
Дата	Осадки, мм	Сульфат-ион, мг/л	Дата	Осадки, мм	Сульфат-ион, мг/л
24.01	0.3	1.28±0.23	12.03	0.0	1.35±0.41
25.01	0.0	1.72±0.57	14.03	6.6	1.33±0.29
26.01	–	1.13±0.21	15.03	–	1.30±0.34
27.01	–	1.40±0.34	16.03	–	1.56±0.48
29.01	3.2	1,66±0,51	17.03	–	Не опр.
30.01	7.6	1,30±0,40	18.03	–	Не опр.
31.01	0.3	1,09±0,33	19.03	–	1.73±0.53
03.02	0.0	0.68±0.17	28.03	–	1.21±0.41
05.02	–	0.61±0.14	29.03	–	1.27±0.34
06.02	–	0.71±0.19	30.03	–	1.51±0.50
07.02	1.0	0.77±0.21	02.04	5.4	1.82±0.59
08.02	1.6	1.12±0.29	05.04	1.5	0.78±0.21

Изменчивость содержания сульфат-иона в поверхностном ине. Как следует из данных табл. 5.4, колебания концентраций сульфатов от пробы к пробе с тенденцией к повышению, характеризующие периоды без выпадения осадков, отмечаются как для зимы (26.01-27.01; 05.02-06.02), так и весны (15.03-19.03; 28.03-30.03). При этом прирост содержания сульфат-иона в снежных пробах в бесснежные фазы для зимы (с 26 по 27 января) составил 0.27 мг/л, а для весны (с 15 по 19 марта и 28 по 30 марта) – 0,43 и 0,30 соответственно. Из-за более длительной бесснежной фазы прирост сульфат-иона для весны оказался выразительнее, чем для зимы. Следо-

вательно, полученные результаты показывают эффективность способа для выявления аэротехногенного загрязнения поверхности снега. Механизм, обеспечивающий относительно высокие содержания сульфат-иона на поверхности снега, связан с морозным концентриро-

³¹ Расчеты выполнены с использованием программы «Metrolog». Автор приносит свою глубокую благодарность его разработчику д.г.-м.н. Ю.А. Ткачеву (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН).

ванием диоксида серы. Температура сжижения диоксида серы -10°C , поэтому зимой в приземном слое воздуха возможно образование дисперсных капель сжиженного газа SO_2 как из атмосферы, так и состава техногенных эмиссий. *Следовательно, морозное конденсирование диоксида серы может быть важным источником его поступления на поверхность снежного покрова в перерывах между снегопадами.*

5.4.2. Барьерообразование в граничной зоне «снег-почва»: глубинная изморозь как объект геохимического опробования

Механизм прироста снежной массы в нижней части снежной толщи связан с существованием в данной зоне изотермического слоя. Известно, что в зоне контакта снег-почва резко изменяется ход изотерм (Гуртовая, 1961). Оно обусловлено тем, что выхолаживание нижних горизонтов снега, вызванное испарением водяных паров из почвы, понижает её температуру. Поскольку плотность почвы и её объемная теплоемкость в пять раз больше аналогичных показателей для снега, то выхолаживание почвы в зоне контакта со снегом существенно меньше, чем в припочвенном слое снега. Поэтому при испарении почвенной влаги в зоне контакта «снег-почва» температура снега понижается быстрее, чем почвы. В итоге формируется изотермический слой, в пределах которого влажность кристаллов глубинной изморози оказывается выше, чем в перекрывающих его слоях крупнозернистого снега. Большая увлажненность ледяных кристаллов в данной зоне, возможно, обусловлена тем, что при нелинейном массопереносе водяного пара из почвы в пределах изотермического слоя возникает его избыток, часть которого конденсируется на кристаллах глубинной изморози в виде субохлажденной пленочной жидкости. Её кристаллизация на гранях ледяных кристаллов увеличивает их размеры.

Следовательно, в пределах изотермического слоя существует своеобразная кристаллообразующая среда, которая определенным образом может влиять на динамику перекристаллизации снежных зерен в зоне контакта «снег-почва». Предполагается, что кристаллические новообразования участвуют в росте объема порового пространства в зоне глубинной изморози. Это способствует поступлению в данную часть снежной толщи дополнительного количества водяного пара из верхних горизонтов почвы, что, в конечном итоге, ведет к увеличению объема снежной массы и адсорбированной поровой влаги в нижней части снежного профиля.

5.4.2.1. Особенности образования геохимической аномалии дочерних продуктов распада радона – ^{210}Pb и ^{210}Po в слое кристаллов глубинной изморози

Известно, что основным естественным источником поступления ^{210}Po и ^{210}Pb в почву является их материнский радионуклид – ^{222}Rn (Ампелогова, 1976). Предполагается, что эти продукты распада, взаимодействуя с малыми газовыми компонентами (ультрадисперсные минеральные частицы, молекулы H_2O , N_2O , C_xH_x и др.) почвенного воздуха, образуют *вторичные аэрозоли*, которые определенным образом могут влиять на радиационный фон конкретной территории.

Радиоэкологическая характеристика полигона. В пределах полигона концентрация ^{226}Ra в почво-грунтах колеблется от 7,4 до 25,9 Бк/г, а гамма-фон – в интервале 1-25 мкЗв/ч. Отходы радиевого промысла (пос. Водный, Республика Коми) являются постоянным источником поступления ^{222}Rn в приземный воздух. При этом эманулирующая способность отходов высокая (Миграция и биологическое действие..., 1980). На открытых участках концентрация радона колеблется от 18,5-111,0 Бк/л, тогда как для задернованных участков она меньше – 1,8-7,4 Бк/л. Однако из-за различий структуры подстилающей поверхности и микроклиматических условий средние значения содержания радона в приземном воздухе исследованного участка в целом невысоки – 0,7 Бк/л. Вместе с тем, для участков с мощностью экспозиционной дозы более 20 мкЗв/ч наблюдается повышенное содержание ^{210}Po и ^{210}Pb – продуктов распада радона (от 37 до 185 Бк/г) Изотопное соотношение $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ в почво-грунтах составляет 0,6-1,0.

Радиометрическое определение ^{210}Po и ^{210}Pb в глубинном инее, осуществлялось по методикам, разработанными в ВИМС (Радиометрическое ..., 1992; Радиометрическое ..., 1994). Сущность методики состоит в селективном электрохимическом осаждении радионуклидов из раствора на металлический диск. Далее определяют активность ^{210}Po и ^{210}Pb путем измерения интенсивности альфа-излучения ^{210}Po и бета-излучения ^{210}Bi (являющегося дочерним продуктом распада ^{210}Pb) и сопоставления с активностью эталонного образца с известным количеством определяемых радионуклидов. Суммарная погрешность анализа не выше 30 % при систематической составляющей не более 10%. Полученные результаты радиометрических измерений ^{210}Po и ^{210}Pb сводились в отдельные выборки. Для их сравнительной оценки использовали медианное содержание (Me), оно мало чувствительно к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений (Юфа, Гурвич, 1964; Юдович, Кетрис, 1994). Медиана устойчивее средней арифметической в условиях экцессивных (островершинных) распределений, что особенно важно при изучении территорий с мозаичным содержанием

радионуклидов в почвенно-растительном покрове, когда заведомо нельзя предположить единый тип распределения для каждого элемента по имеющимся выборкам.

Таблица 5.5. Накопление ^{210}Po и ^{210}Pb кристаллами глубинного инея (н.с.) и снежными зернами (в.с.)

Шурф	Пробы	²¹⁰ Po	²¹⁰ Pb
		М	М
Полигон радиоактивных отходов			
1	1к, в.с.	45.2± 6. 8	196.3±29.4
	2к, н.с.	97.8± 14.7	931.4±139.7
2	3к, в.с.	347.1± 52.1	2059.1±308.9
	4к, н.с.	1928.7± 289.3	9284.3±1392.6
3	5к, в.с.	5.5 ±0.8	385.8±57.9
	6к, н.с.	172.8± 25.9	668.5±100.3
4	6ч, в.с.	129.7±19.5	721.6±108.2
	5ч, н.с.	144.1±21.6	839.5±125.9
5	4ч, в.с.	8.8±1.3	306.5±45.9
	3ч, н.с.	391.2±58.7	1390.9±208.6
6	2ч, в.с.	74.1±11.1	668.0±100.2
	1ч, н.с.	93.7±14.1	343.3±51.5

Анализ полученных результатов выявил, что верхний слой снега содержит существенно меньше радиоизотопов Po и Pb, чем глубинный иней (табл. 5.5). Предполагается, что накопление радиоизотопов кристаллами глубинного инея в граничной зоне «почва-снег» произошло за счет экранирующего свойства снежного покрова. Следовательно, в зоне изотермического слоя (снег-почва) возможно образование термодинамического (теплофизического) геохимического барьера с комплексной аномалией типа H6-G6.

Таким образом, в регионах с длительным залеганием снежного покрова в граничной зоне «почва-снег» существуют условия, способствующие накоплению дочерних продуктов распада радона в таких количествах, что это может определенным образом вли-

ять на зависимости «доза-эффект» в диапазоне малых доз ионизирующего излучения для зимующих популяций животных и растительных организмов в условиях повышенного радиационного фона. Поэтому экстраполяция сезонных результатов радиоэкологического мониторинга должна осуществляться с учетом того, что зимние процессы миграции радионуклидов сказываются и летом.

Глава 6. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ ДЛЯ ЗАЩИТЫ И МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Загрязнение обнаруживается по техногенным геохимическим аномалиям, способным формироваться в атмосфере, почвах и почвообразующих породах, природных водах и донных отложениях, в растительных и животных организмах. В связи с чем возникает необходимость своевременного выявления загрязнения и минимизации связанного с ним вреда экономически выгодными способами. К таким относятся геохимические барьеры, поскольку на них формируются геохимические аномалии. В настоящее время технологии создания геохимических барьеров обоснованно рассматриваются в качестве объектов инновационных разработок.

Методология проектирования искусственных геохимических барьеров базируется на основе изучения их природных аналогов и связанных с ними барьерообразующих факторов. При этом выбор сочетаний физических и химических свойств природных систем, положенных в основу инновационной разработки, должен обеспечивать пространственно-временную устойчивость геохимических барьеров в зоне техногенеза.

6.1. Выявление загрязнения почв

Анализ состояния почвенно-растительного покрова, проведенный нами в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре, показал, что низкая эффективность рекультивации нарушенных земель приводит к образованию остаточного загрязнения в тундровых ландшафтах. Применение имеющихся методов для определения и контроля распространения остаточного загрязнения сложно и требует больших затрат времени. Нами разработана технология определения загрязнения тундровых почв, предполагающая установление химических элементов, характеризующих загрязнения почвы на *геохимическом барьере*. В основу технологии положены материалы, составившие предмет заявки на изобретение «Способ выявления техногенного загрязнения ландшафтов с глеевой обстановкой» (Перельман, Тентюков, Мырлян и др., 1988). Предлагаемая технология выгодна тем, что исключает необходимость проведения параллельного опробования почв, растительности, вод фоновых и техногенных участков, сводя количество анализируемых объектов к минимуму. Исследованиями, проведенными на отработанных буровых площадках, было установлено, что низкие темпы восстановления напочвенного покрова вызваны наличием остаточного загрязнения. Формирование последнего, в пределах исследованной территории, в основном обусловлено аварийными разливами отработанных буровых растворов. Их состав отличается сложным спектром химических соединений, наряду с органическими, включающими и минеральные компоненты. Так, при бурении для повышения удель-

ного веса раствора добавляют барит (сульфат бария). Данное соединение имеет низкую растворимость.

В мерзлотных почвах вследствие криогеохимических реакций между остатками буровых растворов и надмерзлотной верховодкой в последнюю переходит определенное количество ионов бария, что вызывает формирование геохимической аномалии бария. Внешне этот механизм проявляется в скачкообразном увеличении содержания бария в пробах коллоидных образований гидроксидов железа, взятых в долине водотока, напротив техногенной площадки (рис. 6.1).

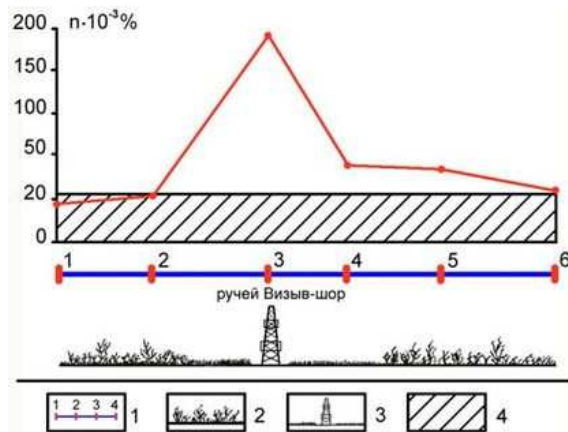


Рисунок. 6.1. Распределение бария в гидroxидax железа. Усл. обозн.: 1 — точки опробования по направлению течения реки, 2 — ненарушенные и 3 — техногенно нарушенные участки водотока, 4 — фоновые значения содержания бария в гидroxидax железа.

Методика. В летнюю межень в прибрежной части ручья, дренирующего буровую, отбирают пробы коллоидов гидроксидов железа. Точки и шаг опробования определяются визуально по ярко-охристому окрашиванию субстрата в местах выхода мерзлотной верховодки. Ярко-охристые коллоидные натеки и пленки гидроксидов железа собирают с поверхности пластмассовой ложкой и помещают в полиэтиленовый пакет. Для расчета статистических параметров объем пробы должен быть достаточным как минимум для трехкратной повторности. Пробы высушивают и затем анализируют эмиссионным спектральным методом.

Апробация методики. Исследования, проведенные на трех буровых (Харьга-11, Мишвань-

11, Мишвань-2), показали, что определенная приуроченность образования коллоидов гидроксидов железа на кислородном барьере в зоне разгрузки внутрипочвенных вод свидетельствует о прямом техногенном воздействии на процесс его формирования в прибрежной части водотока. Поэтому было предложено использовать коллоидные натеки гидроксидов железа как объект геохимического опробования при выявлении остаточного загрязнения почв на отработанных буровых. Сопряженный анализ химического состава коллоидов, взятых в створе буровой площадки, и результатов опробования почв техногенного участка по линии ландшафтно-геохимического профиля выявил между ними прямую связь содержания бария (табл. 6.1). По результатам факторного анализа выделяли ассоциации элементов, характеризующих природный фон и техногенное загрязнение. Учитывая общий источник поступления техногенных элементов, под ассоциацией понимается группа элементов, отличающихся согласованным распределением их содержаний. При выделении ассоциаций принимали во внимание только факт согласования содержания элементов в выборке. На основании этого для каждой выборки были выделены группы элементов, характеризующихся высоким весом факторной нагрузки. Запись элементов-примесей, входящих в ассоциацию, производили в виде дроби, где положительные значения факторов записывали в числитель, а отрицательные — в знаменатель. При этом выделяли основную группу, куда входили ЭП со значениями факторов 0.7-1.0 (эта группа ставилась перед скоб-

ками), и второстепенную – со значениями факторов 0.5-0.7 (элементы данной группы помещались в скобках) (табл. 6.2).

Таблица 6.1. Среднее содержание элементов-примесей в иллювиальном горизонте торфянистой поверхностно-глеевой почвы и гидроксидах железа, г/т

Элемент	Фоновый участок		Техногенный участок			
	Почва		Почва		Гидроксиды железа	
	М	V%	М	V%	М	V%
Mn	1190	150	940	138	660	42
P	1440	107	2470	109	—	—
Ba	760	168	1450	142	3180	100
Sr	420	75	2660	160	250	68
Zr	180	71	160	86	170	74
V	100	56	160	42	70	20
Zn	440	62	300	56	80	17
Cr	110	56	100	42	120	59
Ni	58	52	80	44	40	23
Cu	50	68	80	32	30	59
Ga	14	90	27	189	6	22
Co	30	119	34	100	12	70
Pb	40	136	24	190	14	63
Sc	25	26	17	49	30	8
Be	2	79	3	112	1	55
Sn	4	119	3	46	—	—
Mo	2	8	2	22	—	—
Число опр.	23		31		16	

Сравнение состава ассоциаций ЭП выявило устойчивость распределения бария в почвах техногенных участков и гидроксидах железа. Предполагается, что аномалия бария на гидроксидах железа обусловлена тем, что в процессе криогеохимических реакций между жидкой и минеральной фазами буровых растворов в поверхностные воды поступает определенное количество ионов бария, которые затем мигрируют в составе органоминеральных комплексов. Попадая в зону разгрузки внутрисочвенных вод, ионы бария соосаждаются с железом на кислородном барьере.

Особенности миграции бария в мерзлотных ландшафтах позволяют использовать его в качестве элемента-индикатора при выявлении загрязнения тундровых почв в районах обустройства нефтепромыслов. Сфера приложения данной барьерной технологии не ограничивается только определением загрязнения. Она может быть использована при изучении динамики самоочищения ландшафтов, в оценке эффективности искусственной активизации (сравнение эффективности различных приемов технической рекультивации) этого процесса на нарушенных

участках, при выборе опорных точек геохимического мониторинга. Широкая встречаемость гидроксидов железа делает их чрезвычайно удобным объектом геохимического опробования как при изучении состояния природной среды в зоне техногенеза, так и при выявлении особенностей функционирования природных систем в различных условиях.

Таблица 6.2

Состав ассоциаций элементов примесей, формирующихся на буровой площадке и прилегающих к ней участках

Почвы фоновых участков	Почвы техногенных участков	Гидроксиды железа
<u>(P, Be, Mn, Sn, Pb, Sc)</u> Ti (Ni, V, Ga, Y)	<u>Pb, Ba, Zn (Be, Mo)</u> (Ti)	<u>Be, Ba (Y, Pb, Co)</u> —

6.2. Локализация внутрипочвенного распространения загрязнения

Согласно требованиям ОСТ 41-98, 01-74, буровые сточные воды по отводным канавам должны собираться в отстойники, котлованы «нефтеловушки», вырытые на площадке буровой скважины. Дно и стенки котлована должны покрываться уплотненным недренируемым грунтом, но в условиях многолетней мерзлоты это не выполняется. Обваловка котлована сооружается бульдозером, навалом земли в одну сторону. По регламенту буровых работ отработанные буровые растворы с буровым шламом и пластовыми водами сбрасывают в котлован. По окончании работ котлован-отстойник и амбар для сброса пластового флюида засыпают слоем грунта (0,6 м) и вся площадь бывшей буровой выравнивается. При таком способе рекультивации, как показали исследования отработанных буровых площадок, увеличивается площадь загрязнения почв. Погребенные остатки буровых растворов, не вывезенные остатки химреагентов, распространяясь поверхностным и внутрипочвенным стоком, загрязняют ландшафты, лежащие ниже по склону.

Для разработки способа, предотвращающего распространение внутрипочвенного загрязнения, были организованы экспериментальные исследования на модельном полигоне. Участок, на котором был устроен модельный полигон, расположен на левобережье р. Колва, в пределах Харьягинского месторождения. В рельефе – небольшие превышения (2-3 м), много озер и болот. Возвышенные участки представлены плоскими торфяными буграми. Их краевые части составляют короткие склоны озерно-болотных котловин или заболоченных понижений (ерсеев). Широко развиты мерзлотные торфяно-болотные почвы (торфоземы). Под размещение буровой, как правило, используются центральные части плоских повышений. На модельном полигоне были подготовлены четыре специальные площадки размером 20×6 м каждая. В нижнем конце площадок был отсыпан вал из торфа высотой 1,5-2,5 м. Вначале проводились наблюдения за динамикой увеличения талого слоя почвы. Затем на первой площадке был симитирован аварийный разлив нефти (5 м³). После открытия выпускного отверстия нефть из емкости растекалась широкой полосой в направлении торфяной обваловки. Глубина просачивания смолисто-битумных фракций составила 15-20, возле обваловки – до 30 см. В первую неделю наблюдений отмечалось сильное испарение легких фракций. В конце второй недели на поверхности нефтяного пятна стали появляться трещины усыхания. Мощность слоя оттаявшей почвы под нефтяным пятном увеличилась до 45 см, что на 10 см больше, чем на контрольной площадке. Перед обваловкой уровень мерзлотного водоупора понизился до 60 см, тогда как в толще отсыпанного торфяного вала, за счет повышения уровня мерзлоты, сформировалось своеобразное мерзлотное ядро. Загрязнение почвы при просачивании нефти зависит от ее вязкости – глубже всего проникают легкие фракции. Нижняя граница просачивания часто совпадает с зеркалом внутрипочвенной мерзлотной

верховодки. Площадь внутрипочвенного растекания углеводородов контролируется степенью развития микрорельефа, величиной уклона поверхности и сорбционной емкости почв. Изучение сорбционной емкости торфяных почв проводилось в полевых условиях. Исследовались образцы, вырезанные из различных горизонтов почвенного профиля. Образцы почв равного объема, предварительно взвешенные, насыщались нефтью. После удаления (свободное стекание) избытка нефти образцы повторно взвешивали. Разница двух взвешиваний соответствовала количеству нефти, удержанной почвой. Выяснилось, что сорбционная емкость тундровых торфяно-глеевых почв, подстилаемых суглинками, зависит от структуры и влажности (табл. 6.3, 6.4).

Таблица 6.3

Емкость поглощения углеводородов тундровыми торфяно-глеевыми почвами на суглинках

Объект исследования	Количество определений	Количество поглощенного углеводорода, в г на 100 г почвы	
		Нефть	Дизельное топливо
Торфяная подстилка Ат	5	38.1±8.2	–
Мохово-осоковый торф с ненарушенной структурой	8	56.3±11.4	28.4±6.1
Измельченный мохово-осоковый торф	7	86.0±14.4	37.5±9.5
Мелкокомковатый пылеватый суглинок с ненарушенной структурой	5	11.5±2.2	–

Приведенные в табл. 6.3 данные показывают, что воздушно-сухой торф, который составляет надмерзлотную часть обваловки, имеет бóльшую сорбционную емкость, нежели образцы торфа, взятые из шурфа на площадке перед обваловкой; но те и другие имеют сорбционную емкость значительно выше, чем суглинки. Расчеты показали, что торфяная обваловка шириной в основании 6, высотой по гребню 1,8-2,0 и высотой мерзлотного ядра 1,0-1,2 м может удерживать на один погонный метр обваловки 600-650 кг нефти.

Таблица 6.4

Сорбция нефти минерально-органическими компонентами одного погонного метра обваловки, т/м³

Компоненты обваловки	Число опр.	Статистические параметры	
		М	V%
Влажный мелкокомковатый пылеватый суглинок	14	0.105	10
Ореховато-плитчатый суглинок с естественной влажностью	12	0.013	34
Мерзлотная торфяная почва с естественной влажностью	12	0.428	15
Торфяная воздушно-сухая почва	12	0.642	16

На вторую площадку было внесено 0.25 м^3 отработанных буровых растворов. Количество взвешенных частиц – 380 г/л, pH – 9.01. Глубина просачивания песчано-глинистых частиц составила 28 см при величине талого слоя на площадке 41 см. Наблюдения за динамикой оттаивающего слоя, как и в первом случае для нефти, показало увеличение его мощности. Под пятном оно составило 49, а в предбарьерной части 61 см. Было проанализировано содержание техногенных элементов в предбарьерной части и за пределами модельного полигона. Пробы отбирались из шурфа в зоне капиллярной каймы мерзлотной верховодки. Параллельно изучалось распространение загрязнения на участке буровой (пробы отбирались в полосе стока отработанных буровых растворов из шурфов на уровне зеркала мерзлотной верховодки). Результаты приведены в табл. 6.5.

Таблица 6.5

Способность мерзлотного сорбционно-механического геохимического барьера удерживать компоненты буровых растворов, г/т

Элементы	Среднее содержание элементов на модельном полигоне с искусственным барьером		Среднее содержание элементов в полосе стока отработанных растворов на буровой площадке	
	в предбарьерной части	после барьера за площадкой	автономный ландшафт	трансэлювиальный ландшафт
Барий	3000	64	100	800
Свинец	100	1	1	2
Медь	20	6	9	30
Цинк	1000	8	19	56
Кобальт	15	3	3	20

Образование латерального барьера (его основные элементы показаны на рис. 6.2) обусловлено тем, что после отсыпки торфяного вала 1 внутри его происходит повышение уровня мерзлоты 2 и возникает водонепроницаемое мерзлотное ядро 3. Это вызывает нарушение миграции внутрипочвенных растворов – они скапливаются в предбарьерной части 4. Вследствие увеличения минерализации растворов и понижения их точки замерзания в этой зоне за счет растепляющего действия растворов происходит образование аккумулятивной полости 5. В случае скопления в предбарьерной части большого объема техногенного потока разгрузка (фильтрация) загрязненных почвенных растворов будет происходить через надмерзлотную часть торфяного вала, где загрязняющие примеси будут в основном сорбироваться торфом. Из данных табл. 6.5 и рис. 6.2 видно, что в зоне торфяной обваловки формируется специфический мерзлотный сорбционно-механический барьер.

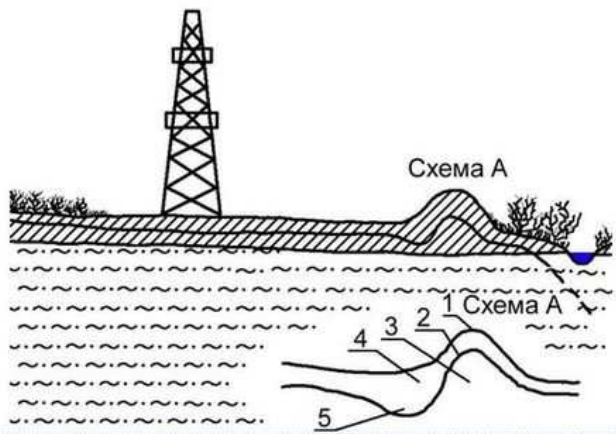


Рисунок. 6.2. Основные элементы искусственного мерзлотного сорбционно-механического геохимического барьера (пояснения в тексте).

Таким образом, исследования показали, что в условиях равнинных тундр с близким залеганием мерзлотного водоупора (ландшафты Харьягинского типа) в качестве основы разработок способов защиты окружающей среды лучше использовать искусственный мерзлотно-сорбционный геохимический барьер, который эффективен как для локализации распространения внутрипочвенного загрязнения, так и для мониторинга самоочищения территории. По материалам

полевых и лабораторных исследований получены авторские свидетельства (в соавторстве) на изобретение (Способ локализации техногенных потоков..., 1987).

6.3. Барьерные технологии пассивного аэрозольного мониторинга

Организация эколого-геохимического мониторинга районов промышленного освоения, где тесно переплетено влияние природных и техногенных факторов, обуславливает постановку проблемы *поиска комплексных показателей загрязнения*, позволяющих отличать химические преобразования в ландшафтах в зависимости от природы процесса: какие связаны с загрязнением, вызванным локальными источниками, а какие – результат влияния природных условий. Между тем, эколого-геохимическими исследованиями установлено, что вне зависимости от типа предприятий их деятельность сопровождается промышленными выбросами, которые увеличивают объем аэрозольной массы в приземной атмосфере. Процесс сопровождается усилением аэрозольного стока, роль которого в геохимических преобразованиях ландшафтов остается мало изученной. Кроме того, в ходе исследований Большеземельских и Ямальских тундр было установлено, что в условиях аэрозольного загрязнения приземного воздуха снижается информативность индикаторных видов растений, применяемых для биогеохимического мониторинга; осаждение сухих выпадений на поверхность почвы сопровождается проявлением специфических эффектов – эфемерным ожелезнением поверхности почвы и активизацией криогенного крипа и сопутствующих ему оползневых явлений. Изучение данных феноменов показало необходимость разработки специальных технологий аэрозольного мониторинга.

6.3.1. Пассивный аэрозольный мониторинг загрязнения ландшафтов: обоснование проблемы

В 2009 г. в журнале «Nature» была опубликована статья, в которой на основе анализа большого числа междисциплинарных исследований обсуждался новый подход к определению планетарных границ человеческого вмешательства в системообразующие процессы, обеспечивающие устойчивость жизни на Земле. Таких ключевых процессов установлено девять: 1) изменение климата, 2) закисление океана, 3) разрушение озонового слоя, 4) уменьшение биоразнообразия, 5) нарушение землепользования, 6) сокращение содержания азота в атмосфере и увеличение поступления фосфора в океаны, 7) неконтролируемое потребление пресной воды, 8) повышение объемов выбросов в окружающую среду и связанное с ними химическое загрязнение, 9) рост аэрозольной нагрузки на атмосферу. Показано, что семь из этих процессов имеют четкие научно формулируемые значения пределов, а для двух оставшихся – химическое загрязнение природной среды и рост аэрозольной нагрузки на атмосферу – их предстоит еще определить, поскольку по ним необходима более полная региональная информация (Rockstrom et al., 2009). Проблема усложняется тем, что в настоящее время учет аэрозольного воздействия на климатические процессы выполняется некорректно из-за недостаточности сведений о процессах генерации и физико-химических свойствах аэрозолей (Charlson et al., 1992; Power, 2003; Herzog, 2004; Кондратьев, 2004, 2006; Ивлев, 2011; Gray, Wang et al., 2011). Отмечается, что моделирование аэрозольного воздействия на атмосферные процессы затруднено из-за сильной пространственно-временной изменчивости аэрозолей и недостаточно полных экспериментально полученных сведений о динамических процессах с их участием (Ивлев, 2011). Последнее весьма актуально, так как в настоящее время фиксируется неуклонный рост содержания аэрозолей во всех атмосферных слоях (Ивлев, 2011). Увеличение аэрозольной массы активизирует между поверхностью Земли и приземным слоем атмосферы процессы обмена вещества и энергии, что, в свою очередь, определяет необходимость исследований аэрозольных процессов применительно к геохимии ландшафтов, поскольку понимание природы формирования геохимических аномалий, обусловленных осаждением аэрозолей, является основой для усовершенствования существующих и поиска перспективных технологий аэрозольного мониторинга. Между тем, анализ граничных геохимических эффектов и явлений, возникающих при взаимодействии аэрального потока с подстилающей поверхностью, позволяет рассматривать последний как специфический поверхностный геохимический барьер, к которому приложимы концептуальные положения учения о геохимических барьерах. Однако данный аспект в экологической геохимии практически не исследован.

6.3.2. Пассивный аэрозольный мониторинг: обзор

При выполнении работ, связанных с оценкой атмосферного загрязнения, все более широкое применение получают пассивные способы пробоотбора аэрозолей, основанные на моле-

кулярной диффузии загрязнителя из анализируемого объекта к сорбенту, который представляет собой определенным образом подготовленную подложку с селективным химическим реагентом. Простота изготовления и эксплуатации пассивных пробоотборников, а также большое разнообразие реагентов, используемых для детектирования вредных веществ, быстро расширило сферу их практического использования не только в промышленной гигиене (Giese et al., 2002). Пассивные пробоотборники, основанные на избирательном поглощении контролируемых веществ, применяют в различных областях исследований окружающей среды: от оценки качества воздуха в производственных помещениях и измерения суммарной концентрации летучих пестицидов в условиях их низкого содержания в воздухе (Wanga et al., 2009) до мониторинга атмосферного загрязнения в отдаленных и труднодоступных районах (Крупа, Legge, 2000) и в решении проблем, связанных с глобальными изменениями климата, возникающими в результате преобразования химического состава атмосферы под влиянием антропогенной деятельности (Seethapathy et al., 2008).

Однако при пассивном пробоотборе процесс сорбции аэрозолей зависит от метеорологических параметров внешней среды (Kreissl et al., 1991), химического взаимодействия между реагентом подложки и отбираемым загрязнителем (Delcourt, Sandino, 2000). Это усложняет расчёт конечных показателей, поскольку требуется тщательная калибровка пассивного пробоотборника (Wagner, Leith, 2001; Hazratia, Harrad, 2007), включая тестовые испытания в лаборатории и полевых условиях (Евгеньев и др., 2006; Юшкетова, Поддубный, 2007,б), что сдерживает применение пассивных пробоотборников для целей мониторинга окружающей среды.

6.3.3. Пассивный мониторинг аэрозольного загрязнения приземной атмосферы

Анализ граничных геохимических эффектов и явлений, возникающих при взаимодействии аэрозольного потока с подстилающей поверхностью, позволяет рассматривать зону их контакта в качестве специфического поверхностного геохимического барьера, к которому приложимы концептуальные положения учения о геохимических барьерах. Постулируется, что вне зависимости от агрегатного состояния аэрозольного стока аэрогенные геохимические аномалии возникают при взаимодействии воздушного потока с подстилающей поверхностью в результате адгезии аэрозолей, которой всегда предшествует адсорбция. При этом удержание аэрозолей и контрастность геохимической аномалии обеспечиваются за счет действия капиллярных сил конденсирующейся жидкости. На основе данного положения разработаны новые методики пассивного геохимического мониторинга аэрозольного загрязнения ландшафтов и сконструирован комплекс устройств по их реализации. Патентный поиск показал, что такой способ пассивного пробоотбора аэрозолей является принципиально новым, что нашло свое подтверждение в выдаче патентов РФ, на основе которых разработаны новые технологии мониторинга аэрозольного загрязнения ландшафтов и приземного воздуха.

6.3.3.1. Зонтичный пакет изобретений для организации пассивного мониторинга аэрозольного загрязнения приземного слоя воздуха

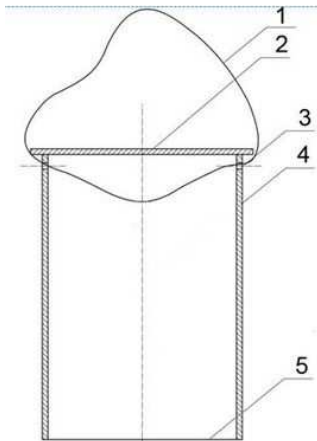


Рисунок. 6.3. Устройство для сбора сухих аэрозолей. Пояснения в тексте.

турбулентных потоков внутри контейнера. К открытой нижней части контейнера прикреплена сетка (5), на которую помещен субстрат. Субстрат выполнен в виде формованных тонковолокнистых пластин с микропористой структурой из гидрофильного материала, имеющего более низкую теплоемкость, чем материал, из которого изготовлен контейнер. Осаждение аэрозолей на субстрат осуществляется в результате турбулентной диффузии аэрозольных частиц из пограничного слоя, возникающего при движении потоком воздуха над субстратом, а удержание осевших частиц происходит за счет действия капиллярных сил конденсирующейся атмосферной влаги. Изобретение обеспечивает получение качественной оценки атмосферного загрязнения. Экспертиза Роспатента признала изобретение пионерным. На V Коми республиканском конкурсе «Золотой Меркурий - 2007» (г. Сыктывкар, 2008) в номинации «Инновация. Изобретение года» данное изобретение отмечено первой премией.

1. Изобретение «Способ сбора сухих аэрозолей для контроля окружающей среды и устройство для его осуществления» (патент № 2314511, опуб. 10.01.2008, бюл. № 1) относится к области защиты окружающей среды и может быть использовано для улавливания сухих аэрозолей при выявлении аэротехногенного загрязнения поверхности тяжелыми металлами.

Устройство для сбора сухих аэрозолей (рис. 6.3) содержит контейнер (4) с депонирующим субстратом (на рис. 6.3 не показано). Контейнер выполнен из материала, обладающего высокой теплоемкостью и химически инертного к атмосферным компонентам. Верхняя часть контейнера закрыта герметичной крышкой (2), под которой сделаны отверстия (3) для формирования конвективных и

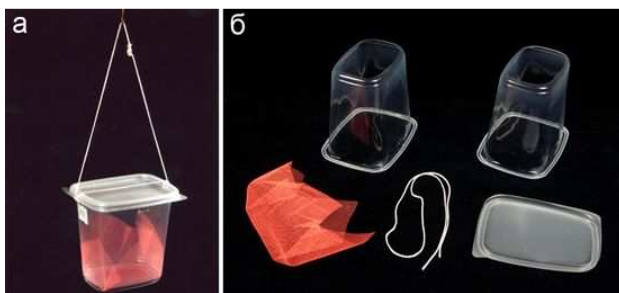


Рисунок. 6.4. Общий вид импульсатора и его компоненты.

2. Промышленный образец (рис. 6.4) «Контейнер для сбора сухих атмосферных аэрозолей» (патент № 72844, дата регистрации в Государственном реестре промышленных образцов РФ 16.11.2009), характеризующийся композиционным составом, включающим корпус и съемную крышку, выполненным контейнера из прочного полимерного ма-

териала, отличающийся изготовлением корпуса контейнера в виде ограниченного объема, сужающегося книзу, составлением корпуса из двух вставленных емкостей и скрепленных между собой,

расположением у дна контейнера мелкоячеистого сетчатого материала, наличием ряда отверстий под козырьком крышки и петли фиксатора из капроновой нити.

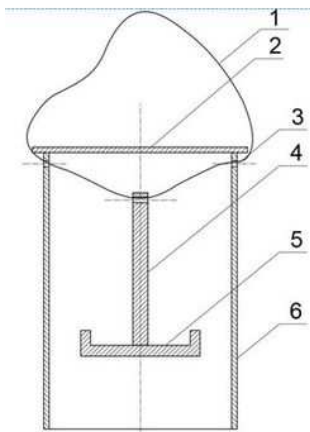


Рисунок. 6.5. Устройство для сбора сухих аэрозолей. Пояснения в тексте.

3. Изобретение «Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами и устройство для его осуществления» (патент № 2357222, опуб. 27.05.2009, бюл. № 15) относится к области защиты окружающей среды, а именно к устройству и способу контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами при их выбросе в атмосферу. Устройство контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами содержит контейнер с депонирующим субстратом (рис. 6.5).

Контейнер (6) выполнен из материала высокой теплоемкости, химически инертного к атмосферным компонентам. Верхняя часть контейнера закрыта герметической крышкой (2), под которой размещен ряд отверстий (3) для формирования турбулентных и конвективных потоков воздуха внутри контейнера. Устройство снабжено подвижным штоком (4) с круглым ложементом (5), размещенным внутри контейнера, выполненным из материала более низкой теплоемкости, чем корпус контейнера. Ложемент перемещается на подвесе (1). Депонирующий субстрат образован микродисперсным химически инертным порошком, обладающим увеличенной активной поверхностью. Субстрат уложен тонким слоем на ложемент. Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами заключается в осаждении на депонирующем субстрате аэрозолей. Осаждение частиц происходит на микропористую квази-поверхность, образованную агрегатами из химически инертных микродисперсных минеральных частиц и прослойками капиллярной жидкости, удержание наноразмерных частиц на субстрате осуществляется под воздействием молекулярных сил типа вандерваальсовых. Достигаемый при этом технический результат заключается в повышении качества и достоверности оценки состояния атмосферы в районах предприятий, использующих нанотехнологии. Изобретение получило золотую медаль на XII Московском международном салоне изобретений и инновационных технологий «Архимед» (Тентюков, 2010,ж).

4. Изобретение «Способ отбора сухих аэрозолей при выявлении аэрогенного загрязнения поверхности и устройство для его осуществления» (патент № 2362984, опуб. 27.07.2009, бюл. № 21) относится к области защиты окружающей среды и предназначено для улавливания сухих аэрозолей при выявлении аэротехногенного загрязнения поверхности. Способ отбора сухих аэрозолей включает осаждение на депонирующем субстрате сухих аэрозолей. В качестве субстрата используют химически инертный тонкодисперсный порошок, обладающий хорошей смачиваемостью поверхности. Осаждение аэрозолей на субстрате осуществляется в результате турбулентной и молекулярной диффузии из пограничного слоя, возникающего при движении потоков воздуха над субстратом. Удержание частиц на поверхности субстрата реализуется в резуль-

тате действия капиллярных сил конденсирующейся атмосферной влаги. Техническим результатом изобретения является повышение качества сбора аэрозольных частиц.

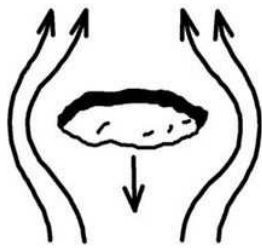


Рисунок. 6.6. Движение аэрозольной частицы в термоградиентном поле под воздействием радиометрических сил (темным показана нагретая зона частицы).



Рисунок. 6.7. Пример реализации способа пассивного аэрозольного мониторинга с помощью искусственной росы (пояснения в тексте).

5. Изобретение «Способ выявления загрязнения приземного воздуха с помощью искусственной росы» (патент № 2432564, опуб. 27.10.2011, бюл. № 11) относится к области защиты окружающей среды и предназначено для выявления локального (внутренних дворовых территорий, в технических помещениях) загрязнения приземного слоя воздуха тяжелыми металлами. Изобретение основывается на

следующем. Известно, что в аэрозольной среде осаждение частиц может происходить в результате термопреципитации, когда осаждение аэрозольных частиц идет в градиентном поле температур (Romaya et al., 1998; Jyh-Shyan et al., 2003). Это явление вызвано термофоретическими силами (Израэль и др., 1989), действующими со стороны воздушной среды на взвешенные в ней неравномерно нагретые частицы аэрозоля. Механизм движения неравномерно нагретой частицы связан с радиометрическим эффектом (Сивухин, 1975; Thayera et al., 2011). При данном эффекте самопроизвольное движение частицы в сторону убывания температуры начинается из-за разницы импульсов отталкивания молекул газа от нагретой и холодной поверхности частицы (рис. 6.6). Силы, приводящие частицу в движение, называются радиометрическими. Их можно вызвать путем создания условий для осаждения искусственной росы. Способ выявления загрязнения приземной атмосферы с помощью искусственной росы осуществляют путем определения в ней тяжелых металлов, при этом искусственную росу собирают путем конденсации водяного пара на предварительно охлажденную сорбционную поверхность. В качестве сорбционного субстрата используют формованные тонковолокнистые пластины с микропористой структурой из гидрофильного материала. Охлаждение хладообразующим веществом (жидкий азот) и последующее экспонирование формованных пластин производят в плоских неглубоких кюветах (рис. 6.7), изготовленных из химически инертных материалов. Изобретение позволяет на новом уровне получать экспрессную качественную оценку атмосферного загрязнения в производственных помещениях (цехах, мастерских) разного технологического профиля.

6. Группа изобретений «Способ и устройство для экспонирования контейнеров для сбора сухих аэрозолей в безлесных территориях» (патент № 2459191, опуб. 20.08.2012, бюл. № 23) относится к устройству для экспонирования контейнеров для сбора сухих аэрозолей и способу сбора сухих аэрозолей при помощи указанного устройства. Устройство включает стойки с за-

крепленными на них консолями с установленными контейнерами. Консоли выполнены из металлических стержней, установленных на жесткой конструкции, состоящей из стоек и поперечин, прочно соединенных между собой. При этом для увеличения площади опробования в приземном слое воздух стойки с поперечинами образуют пространственную точечную или кольцевую, или радиальную, или триангуляционную, или решетчатую структуру (рис. 6.8).

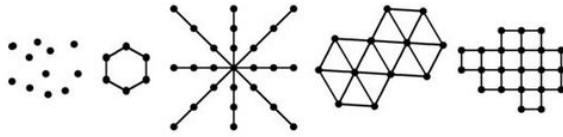


Рисунок. 6.8. Пример размещения стоек для экспонирования импультвераторов при обустройстве аэрозольных площадок на безлесных территориях (пояснения в тексте).



Рисунок. 6.9. Пример обустройства аэрозольной площадки для экспонирования импультвераторов в тундре.

Способ позволяет организовать аэрозольные площадки в безлесной зоне (в тундре, степи, пустыне) (рис. 6.9). Достижимый при этом технический результат заключается в возможности широкого охвата площади наблюдений, что обеспечивает достоверность получаемых результатов.

7. Изобретение «Способ определения загрязнения приземного воздуха наноразмерными частицами» (патент № 2469288, опуб. 10.12.2012, бюл. № 34) относится к способу определения загрязнения приземного слоя атмосферы наноразмерными частицами. Способ включает осаждение на депонирующем субстрате наноразмерных частиц. Осаждение

частиц реализуется в результате турбулентной и молекулярной диффузии из пограничного слоя, а удержание – за счет действия вандерваальсовых сил. При этом осаждение наноразмерных частиц осуществляют на субстрат из тонкодисперсных минеральных частиц, содержащих примесные парамагнитные стабильные центры, чувствительные к воздействию солнечного излучения. О степени запыленности приземного воздуха судят по интенсивности сигнала свободных радикалов. Достижимый при этом технический результат заключается в расширении сферы применения химически инертных порошковых субстратов при выявлении аэрозольного загрязнения атмосферы, а также качества и достоверности оценки пылевого загрязнения атмосферы.

8. Изобретение «Способ выявления кислотного загрязнения приземного слоя атмосферы в зимний период и устройство для его осуществления» (патент № 2502059, опуб. 20.12.2013, бюл. № 35) относится к области защиты окружающей среды и предназначено для выявления загряз-

нения приземного слоя атмосферы при сухом осаждении кислотных аэрозолей в зимний период. Способ включает осаждение сухих аэрозолей на депонирующий субстрат, выполненный из формованных тонковолокнистых пластин с микропористой структурой из гидрофильных материалов и расположенный внутри контейнера с крышкой.



Рисунок. 6.10. Пример реализации способа выявления кислотного загрязнения приземного слоя атмосферы в зимний период (пояснения в тексте).

Способ основывается на использовании физических свойств снега. Технический результат способа достигается тем, что для возникновения внутри контейнера градиента температур и последующей турбулентной диффузии аэрозольных частиц согласно изобретению создают изотермический слой, который формируется в зоне контакта пластины снега мощностью более 10 см с крышкой контейнера. При этом под крышкой в результате местного охлаждения температура становится ниже, чем температура

воздуха внутри контейнера: в итоге возникает турбулентная конвекция, которая, в свою очередь, усиливает турбулентную теплопроводность. Для последней характерно то, что она связана с турбулентными перетоками воздуха от более нагретых участков к более холодным, т.е. по градиенту температур. Внутри контейнера такая теплопередача возбуждает турбулентную диффузию аэрозольных частиц, что способствует их осаждению на поверхность сорбционного субстрата из пограничного слоя. Также изобретение относится к устройству для выявления кислотного загрязнения приземного слоя атмосферы зимой, включающему контейнеры с крышками и депонирующий субстрат для сбора сухих аэрозолей (рис. 6.10).

Контейнеры для сбора сухих аэрозолей неподвижно крепятся на специальной конструкции, состоящей из стоек, поперечин и несущих перекладин, жестко скрепленных между собой. Несущие перекладины выполнены из металлических или пластиковых уголков, возможно использование деревянных реек треугольного или квадратного сечения. Эти перекладины закрепляются с помощью хомутов на поперечины, которые прочно соединены со стойками, образуя жесткую конструкцию устройства для экспонирования контейнеров. Для обеспечения устойчивости к ветровым нагрузкам устройство снабжено растяжками. С помощью данного устройства осуществляют экспонирование контейнеров для сбора сухих аэрозолей зимой. Чтобы между «снежными шапками», образующимися на крышках контейнеров при снегонакоплении,

не образовалось разрывов, контейнеры на несущей перекладине устанавливаются неподвижно и близко друг от друга с таким расчетом, чтобы крышки контейнеров образовывали сплошной ряд. Несколько таких несущих перекладин с рядами контейнеров закрепляются на поперечинах. В итоге это создает планшетообразную поверхность без разрывов, что обеспечивает накопление снежной пластины нужной высоты.

Технология пассивного контроля аэрозольного загрязнения приземной атмосферы испытана в широком диапазоне температур (от -47 до $+32^{\circ}\text{C}$), относительной влажности (30–100%) и скорости ветра (от штиля до $20\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ с порывами до 35). Наблюдения проводились в тундровой и таежной зонах европейской территории России. Полученные результаты позволяют рекомендовать новый пассивный способ контроля загрязнения приземной атмосферы для изучения особенностей формирования аэрогенных геохимических аномалий в деятельном слое почвы и воздуха; для организации мониторинга регионального и трансграничного переноса техногенных эмиссий, при исследованиях атмосферной радиоактивности и наблюдениях аэрозольного загрязнения приземного слоя воздуха в малообжитых и труднодоступных районах. Результаты апробации данного комплекса изобретений опубликованы в статьях и материалах конференций (Тентюков, 2014а, в; Тентюков, Шуктомова, 2014, б; Тентюков, 2012а, б, в; Тентюков, Таскаев, Шуктомова и др., 2011б; Тентюков, Таскаев, Шуктомова, 2010в; Тентюков, 2010д; Тентюков, 2009а,б; Тентюков, 2007б; Тентюков, Таскаев, Шуктомова и др., 2007в; Тентюков, 2006,а, в, г, д; Тентюков, 2005 а, б; Tentyukov, 2011с; Tentyukov, 2006, 2009, 2012б).

6.3.4. Примеры апробации зонтичного пакета изобретений для аэрозольного мониторинга

6.3.4.1. Оценка влияния погодообразующих процессов и метеорологических факторов на аэрозольное загрязнение ландшафтов

Методика. Сбор сухих аэрозолей был организован на двух ключевых участках, равноудаленных от Сыктывкарского лесопромышленного комплекса (СЛПК) и расположенных в 32 км друг от друга по линии наиболее часто повторяющихся ветров (с юго-запада на северо-восток). Местоположение площадок выбрано таким образом, чтобы один из них (участок «Эжва») находился от промышленного комплекса к северу, а другой (участок «Тыла-ю») – к югу. С учетом их расположения по отношению к розе ветров участок «Эжва» выбран нами как техногенный, поскольку большую часть года он находится в зоне прямого влияния промышленных выбросов СЛПК, а участок «Тыла-ю» – как фоновый.

На каждой площадке было установлено по 45 устройств. Депонирующий субстрат – бумажные обеззоленные фильтры «белая лента» диаметром 18 см. В каждое устройство закладывалось четыре фильтра. Эксперимент охватывал два синоптических периода. Первый («холодный») включает окончание зимы и всю весну (с 24 февраля по 13 мая 2006 г.), второй («теплый») – практически всю теплую часть года (с 13 мая по 9 сентября 2006 г.). Время экспонирования – 78 и 119 дней соответственно. Для получения концентрации металла в пробе выше чувствительности анализа фильтры из устройств объединяли в отдельные пробы. Из них готовились водные и кислотные вытяжки $\omega(\text{HNO}_3) = 5\%$. Фильтры выдерживали в растворе кислоты 24 ч. Для учета химической неоднородности сорбента в каждую партию анализируемого материала включали «холостые» пробы (контроль) – чистые фильтры из той же пачки, что и фильтры, установленные в устройстве. Количественный химический анализ водных и кислотных фракций осуществляли с использованием метода индуктивно связанной плазмы. Атомно-эмиссионный метод с индуктивно связанной плазмой достаточно информативен, поскольку позволяет одновременно в равных условиях из одной части анализируемого раствора определять химические элементы, концентрации которых могут отличаться на порядки. Это дает возможность получить общее представление о распределении элементов в аэрозолях, различающихся по своей геохимической активности. В качестве сравниваемого параметра был выбран показатель, характеризующий отношение массовой концентрации металла ($\text{мкг} \cdot \text{дм}^{-3}$) в пересчете на 1 г фильтров. Результаты приведены в табл. 6.6 и 6.7.

Таблица 6.6

Соотношение концентраций металлов (в пересчете на 1 г сорбента) в кислоторастворимой (числитель)
и водорастворимой (знаменатель) фазах в стоке сухих аэрозолей, мкг·дм⁻³ (техногенный участок «Эжва»)

Номер пробы	Al	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Время экспонирования с 24 февраля по 13 мая 2006 г.								
13	$\frac{8.33 \pm 2.46}{1.22 \pm 0.36}$	$\frac{1.87 \pm 0.09}{0.33 \pm 0.02}$	$\frac{0.44 \pm 0.04}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.04 \pm 0.004}{0.08 \pm 0.008}$	$\frac{0.23 \pm 0.023}{0.21 \pm 0.021}$	$\frac{1.57 \pm 0.24}{1.32 \pm 0.20}$	$\frac{1.60 \pm 0.24}{2.23 \pm 0.33}$	$\frac{0.58 \pm 0.06}{0.50 \pm 0.05}$
14	$\frac{8.56 \pm 2.53}{1.27 \pm 0.38}$	$\frac{1.93 \pm 0.10}{0.32 \pm 0.02}$	$\frac{0.46 \pm 0.05}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.08 \pm 0.008}{0.05 \pm 0.005}$	$\frac{0.26 \pm 0.026}{0.21 \pm 0.021}$	$\frac{1.29 \pm 0.19}{1.36 \pm 0.21}$	$\frac{1.59 \pm 0.24}{1.47 \pm 0.22}$	$\frac{0.72 \pm 0.07}{0.45 \pm 0.05}$
15	$\frac{7.19 \pm 2.12}{1.66 \pm 0.49}$	$\frac{1.95 \pm 0.10}{0.34 \pm 0.02}$	$\frac{0.45 \pm 0.05}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.08 \pm 0.008}{0.13 \pm 0.013}$	$\frac{0.25 \pm 0.025}{0.24 \pm 0.024}$	$\frac{1.57 \pm 0.24}{1.44 \pm 0.22}$	$\frac{1.33 \pm 0.20}{2.10 \pm 0.32}$	$\frac{0.71 \pm 0.07}{0.46 \pm 0.05}$
16	$\frac{6.73 \pm 1.99}{1.49 \pm 0.44}$	$\frac{1.90 \pm 0.10}{0.33 \pm 0.02}$	$\frac{0.45 \pm 0.05}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.06 \pm 0.006}{0.12 \pm 0.012}$	$\frac{0.26 \pm 0.026}{0.20 \pm 0.020}$	$\frac{2.16 \pm 0.32}{1.08 \pm 0.16}$	$\frac{1.85 \pm 0.28}{1.74 \pm 0.26}$	$\frac{0.62 \pm 0.06}{0.45 \pm 0.05}$
Конт-роль	$\frac{9.04 \pm 2.67}{0.89 \pm 0.26}$	$\frac{1.94 \pm 0.10}{0.23 \pm 0.01}$	$\frac{0.46 \pm 0.05}{0.05 \pm 0.01}$	$\frac{0.03 \pm 0.003}{0.02 \pm 0.002}$	$\frac{0.26 \pm 0.026}{0.19 \pm 0.019}$	$\frac{1.09 \pm 0.11}{0.49 \pm 0.07}$	$\frac{1.11 \pm 0.17}{0.93 \pm 0.14}$	$\frac{0.76 \pm 0.08}{0.43 \pm 0.04}$
$A_{\text{золь}}^{\kappa} = \frac{c_i^{\kappa}}{C_i^{\kappa}}$	0.8	1.0	1.0	2.3	1.0	1.6	1.4	0.9
$A_{\text{золь}}^a = \frac{c_i^a}{C_i^a}$	1.6	1.4	2.2	5.0	1.2	2.6	2.0	1.1

Окончание табл. 6.6

Номер пробы	Al	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Время экспонирования с 13 мая по 9 сентября 2006 г.								
9	$\frac{7.63 \pm 2.25}{1.94 \pm 0.57}$	$\frac{1.54 \pm 0.08}{0.23 \pm 0.01}$	$\frac{0.31 \pm 0.03}{0.06 \pm 0.01}$	$\frac{0.09 \pm 0.009}{0.06 \pm 0.006}$	$\frac{0.12 \pm 0.012}{0.09 \pm 0.009}$	$\frac{7.19 \pm 1.08}{1.15 \pm 0.17}$	$\frac{10.47 \pm 1.57}{1.76 \pm 0.26}$	$\frac{6.84 \pm 0.68}{2.19 \pm 0.22}$
10	$\frac{6.80 \pm 2.01}{2.16 \pm 0.64}$	$\frac{1.55 \pm 0.08}{0.22 \pm 0.01}$	$\frac{0.31 \pm 0.03}{0.07 \pm 0.01}$	$\frac{0.15 \pm 0.015}{0.18 \pm 0.018}$	$\frac{0.11 \pm 0.011}{0.08 \pm 0.008}$	$\frac{6.99 \pm 1.05}{1.20 \pm 0.18}$	$\frac{9.52 \pm 1.43}{1.87 \pm 0.28}$	$\frac{6.69 \pm 0.67}{2.72 \pm 0.27}$
11	$\frac{7.99 \pm 2.36}{1.81 \pm 0.53}$	$\frac{1.62 \pm 0.08}{0.26 \pm 0.01}$	$\frac{0.33 \pm 0.03}{0.07 \pm 0.01}$	$\frac{0.28 \pm 0.028}{0.10 \pm 0.010}$	$\frac{0.12 \pm 0.012}{0.09 \pm 0.009}$	$\frac{12.77 \pm 1.92}{1.65 \pm 0.25}$	$\frac{11.06 \pm 1.66}{1.91 \pm 0.29}$	$\frac{6.93 \pm 0.69}{2.60 \pm 0.26}$
12	$\frac{8.08 \pm 2.39}{2.08 \pm 0.61}$	$\frac{1.62 \pm 0.08}{0.24 \pm 0.01}$	$\frac{0.32 \pm 0.03}{0.07 \pm 0.01}$	$\frac{0.27 \pm 0.027}{0.16 \pm 0.016}$	$\frac{0.11 \pm 0.011}{0.08 \pm 0.008}$	$\frac{12.54 \pm 1.88}{1.70 \pm 0.26}$	$\frac{10.92 \pm 1.64}{2.01 \pm 0.30}$	$\frac{6.76 \pm 0.68}{2.89 \pm 0.29}$
Конт- роль	$\frac{2.04 \pm 0.60}{1.22 \pm 0.36}$	$\frac{1.46 \pm 0.07}{0.20 \pm 0.01}$	$\frac{0.24 \pm 0.02}{0.07 \pm 0.01}$	$\frac{0.09 \pm 0.009}{0.07 \pm 0.007}$	$\frac{0.10 \pm 0.010}{0.05 \pm 0.005}$	$\frac{6.14 \pm 0.92}{1.12 \pm 0.17}$	$\frac{8.35 \pm 1.25}{1.19 \pm 0.18}$	$\frac{3.04 \pm 0.30}{1.56 \pm 0.16}$
$A_{\text{проба}}^{\kappa} = \frac{c_i^{\kappa}}{C_i^{\kappa}}$	3.7	1.1	1.3	2.2	1.2	1.6	1.3	2.3
$A_{\text{проба}}^a = \frac{c_i^a}{C_i^a}$	1.6	1.2	1.9	1.9	1.6	1.3	1.6	1.7

Таблица 6.7

Соотношение концентраций металлов (в пересчете на 1 г сорбента) в кислоторастворимой (числитель)
и водорастворимой (знаменатель) фазах в стоке сухих аэрозолей, мкг·дм⁻³ (фоновый участок «Тыла-ю»)

Номер пробы	Al	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Время экспонирования с 24 февраля по 13 мая 2006 г.								
1	$\frac{8.14 \pm 2.44}{1.66 \pm 0.50}$	$\frac{1.82 \pm 0.09}{0.30 \pm 0.02}$	$\frac{0.43 \pm 0.04}{0.10 \pm 0.01}$	$\frac{0.15 \pm 0.015}{0.06 \pm 0.006}$	$\frac{0.27 \pm 0.027}{0.22 \pm 0.022}$	$\frac{1.71 \pm 0.26}{0.82 \pm 0.12}$	$\frac{1.28 \pm 0.19}{0.92 \pm 0.14}$	$\frac{0.58 \pm 0.06}{0.43 \pm 0.04}$
2	$\frac{9.49 \pm 2.85}{1.68 \pm 0.50}$	$\frac{1.74 \pm 0.09}{0.33 \pm 0.02}$	$\frac{0.38 \pm 0.04}{0.12 \pm 0.01}$	$\frac{0.17 \pm 0.017}{0.09 \pm 0.009}$	$\frac{0.27 \pm 0.027}{0.23 \pm 0.023}$	$\frac{2.16 \pm 0.32}{1.77 \pm 0.27}$	$\frac{1.45 \pm 0.22}{1.06 \pm 0.16}$	$\frac{0.60 \pm 0.06}{0.46 \pm 0.05}$
3	$\frac{9.60 \pm 2.88}{1.34 \pm 0.40}$	$\frac{1.82 \pm 0.09}{0.32 \pm 0.02}$	$\frac{0.44 \pm 0.04}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.16 \pm 0.016}{0.08 \pm 0.008}$	$\frac{0.26 \pm 0.026}{0.22 \pm 0.022}$	$\frac{2.79 \pm 0.42}{1.39 \pm 0.21}$	$\frac{1.66 \pm 0.25}{1.30 \pm 0.20}$	$\frac{0.58 \pm 0.06}{0.42 \pm 0.04}$
4	$\frac{8.63 \pm 2.59}{1.36 \pm 0.41}$	$\frac{1.84 \pm 0.09}{0.32 \pm 0.02}$	$\frac{0.44 \pm 0.04}{0.11 \pm 0.01}$	$\frac{0.20 \pm 0.020}{0.04 \pm 0.004}$	$\frac{0.28 \pm 0.028}{0.22 \pm 0.022}$	$\frac{2.15 \pm 0.32}{0.71 \pm 0.11}$	$\frac{1.61 \pm 0.24}{1.08 \pm 0.16}$	$\frac{2.82 \pm 0.28}{0.47 \pm 0.05}$
Конт- роль	$\frac{8.14 \pm 2.44}{0.86 \pm 0.26}$	$\frac{1.98 \pm 0.10}{0.22 \pm 0.01}$	$\frac{0.45 \pm 0.05}{0.07 \pm 0.01}$	$\frac{0.02 \pm 0.002}{0.01 \pm 0.001}$	$\frac{0.25 \pm 0.025}{0.18 \pm 0.018}$	$\frac{1.07 \pm 0.16}{0.64 \pm 0.10}$	$\frac{1.15 \pm 0.17}{0.40 \pm 0.06}$	$\frac{0.50 \pm 0.05}{0.37 \pm 0.04}$
$A_{золь}^K = \frac{C_i^K}{C_i^K}$	1.1	0.9	0.9	7.5	1.1	1.9	1.3	2.1
$A_{золь}^B = \frac{C_i^B}{C_i^B}$	1.8	1.4	1.6	7.0	1.3	1.9	2.8	1.2

Окончание табл. 6.7

Номер пробы	Al	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Время экспонирования с 13 мая по 9 сентября 2006 г.								
3/1	7.66 ± 2.30	1.58 ± 0.08	0.32 ± 0.03	0.09 ± 0.009	0.13 ± 0.013	6.79 ± 1.02	9.81 ± 1.47	7.39 ± 0.74
	1.93 ± 0.58	0.20 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.12 ± 0.012	0.09 ± 0.009	1.11 ± 0.17	1.77 ± 0.27	2.52 ± 0.25
4/1	6.87 ± 2.06	1.46 ± 0.07	0.29 ± 0.03	0.07 ± 0.007	0.12 ± 0.012	5.64 ± 0.85	9.13 ± 1.37	6.40 ± 0.64
	1.86 ± 0.56	0.20 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.06 ± 0.006	0.09 ± 0.009	0.94 ± 0.14	1.54 ± 0.23	2.22 ± 0.22
5/1	10.41 ± 3.12	1.44 ± 0.07	0.30 ± 0.03	0.07 ± 0.007	0.11 ± 0.011	5.78 ± 0.87	9.66 ± 1.45	6.79 ± 0.68
	2.17 ± 0.65	0.22 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.13 ± 0.013	0.08 ± 0.008	1.61 ± 0.24	1.95 ± 0.29	2.72 ± 0.27
6/1	7.05 ± 2.12	1.46 ± 0.07	0.30 ± 0.03	0.19 ± 0.019	0.12 ± 0.012	7.55 ± 1.13	9.81 ± 1.47	6.87 ± 0.69
	3.02 ± 0.91	0.24 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.16 ± 0.016	0.09 ± 0.009	1.25 ± 0.19	2.01 ± 0.30	3.00 ± 0.30
Конт- роль	3.37 ± 1.01	1.23 ± 0.06	0.26 ± 0.03	0.07 ± 0.007	0.11 ± 0.011	2.83 ± 0.42	6.37 ± 0.96	2.83 ± 0.28
	1.07 ± 0.32	0.10 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.10 ± 0.010	0.06 ± 0.006	1.50 ± 0.23	1.29 ± 0.19	1.70 ± 0.17
$A_{\text{золь}}^{\kappa} = \frac{C_i^{\kappa}}{C_i}$	2.4	1.2	1.2	1.6	1.1	2.3	1.5	2.4
$A_{\text{золь}}^{\sigma} = \frac{C_i^{\sigma}}{C_i}$	2.1	2.2	2.0	1.1	1.5	0.8	1.4	1.5

Таблица 6.8

Соотношение концентраций металлов в азотнокислом (числитель) и водном (знаменатель) смывах
с еловых побегов, мкг·дм⁻³ (время сбора – 8 сентября 2006 г.)

Номер пробы	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Техногенный участок «Эжва»							
1	$\frac{6.54 \pm 0.33}{11.1 \pm 0.56}$	$\frac{5.40 \pm 0.54}{7.42 \pm 0.74}$	$\frac{64.7 \pm 6.5}{74.0 \pm 7.4}$	$\frac{0.61 \pm 0.06}{0.93 \pm 0.09}$	$\frac{1.03 \pm 0.31}{1.53 \pm 0.46}$	$\frac{0.19 \pm 0.067}{0.28 \pm 0.098}$	$\frac{11.6 \pm 1.16}{n / o}$
2	$\frac{9.59 \pm 0.48}{10.7 \pm 0.54}$	$\frac{9.15 \pm 0.92}{10.1 \pm 1.01}$	$\frac{94.0 \pm 9.4}{100.0 \pm 10.0}$	$\frac{0.75 \pm 0.08}{0.89 \pm 0.09}$	$\frac{2.57 \pm 0.77}{2.78 \pm 0.83}$	$\frac{0.39 \pm 0.137}{0.42 \pm 0.147}$	$\frac{10.6 \pm 1.06}{17.6 \pm 1.76}$
3	$\frac{13.2 \pm 0.66}{13.6 \pm 0.68}$	$\frac{10.3 \pm 1.03}{11.0 \pm 1.10}$	$\frac{109.0 \pm 10.9}{116.0 \pm 11.6}$	$\frac{1.12 \pm 0.11}{1.07 \pm 0.11}$	$\frac{3.38 \pm 1.01}{3.57 \pm 1.07}$	$\frac{0.40 \pm 0.140}{0.42 \pm 0.147}$	$\frac{25.1 \pm 2.51}{14.0 \pm 1.40}$
4	$\frac{11.2 \pm 0.56}{11.7 \pm 0.59}$	$\frac{12.2 \pm 1.22}{13.1 \pm 1.31}$	$\frac{123.0 \pm 12.3}{131.0 \pm 13.1}$	$\frac{0.77 \pm 0.08}{0.80 \pm 0.08}$	$\frac{2.27 \pm 0.68}{2.44 \pm 0.73}$	$\frac{0.36 \pm 0.126}{0.38 \pm 0.133}$	$\frac{13.0 \pm 1.30}{14.6 \pm 1.46}$
5	$\frac{12.4 \pm 0.62}{11.6 \pm 0.58}$	$\frac{9.92 \pm 0.99}{9.56 \pm 0.95}$	$\frac{114.0 \pm 11.4}{108.0 \pm 10.8}$	$\frac{1.03 \pm 0.10}{0.95 \pm 0.09}$	$\frac{4.20 \pm 1.26}{4.03 \pm 1.21}$	$\frac{0.36 \pm 0.126}{0.34 \pm 0.119}$	$\frac{11.3 \pm 1.13}{16.2 \pm 1.62}$
6	$\frac{12.1 \pm 0.61}{11.9 \pm 0.60}$	$\frac{11.8 \pm 1.18}{11.7 \pm 1.17}$	$\frac{125.0 \pm 12.5}{125.0 \pm 12.5}$	$\frac{0.91 \pm 0.09}{0.87 \pm 0.09}$	$\frac{4.85 \pm 1.46}{4.95 \pm 1.49}$	$\frac{0.47 \pm 0.165}{0.45 \pm 0.158}$	$\frac{13.1 \pm 1.31}{15.5 \pm 1.55}$

Окончание табл. 6.8

Номер пробы	Ca	Mg	K	Na	Mn	Zn	Cu
Фоновый участок «Тыла-ю»							
1	$\frac{5.05 \pm 0.25}{7.31 \pm 0.37}$	$\frac{4.42 \pm 0.44}{4.94 \pm 0.49}$	$\frac{68.0 \pm 6.8}{108.0 \pm 10.8}$	$\frac{0.28 \pm 0.03}{0.45 \pm 0.05}$	$\frac{3.02 \pm 0.91}{4.27 \pm 1.28}$	$\frac{0.30 \pm 0.105}{0.44 \pm 0.154}$	$\frac{n / o}{12.9 \pm 1.3}$
2	$\frac{5.49 \pm 0.27}{4.96 \pm 0.25}$	$\frac{5.27 \pm 0.53}{4.94 \pm 0.49}$	$\frac{64.0 \pm 6.4}{66.0 \pm 6.6}$	$\frac{0.43 \pm 0.04}{0.31 \pm 0.03}$	$\frac{2.70 \pm 0.81}{2.50 \pm 0.75}$	$\frac{0.27 \pm 0.095}{0.26 \pm 0.091}$	$\frac{6.1 \pm 0.6}{3.0 \pm 0.3}$
3	$\frac{9.08 \pm 0.45}{7.95 \pm 0.40}$	$\frac{7.45 \pm 0.76}{6.72 \pm 0.67}$	$\frac{87.0 \pm 8.7}{89.0 \pm 8.9}$	$\frac{0.47 \pm 0.05}{0.30 \pm 0.03}$	$\frac{2.89 \pm 0.87}{2.63 \pm 0.79}$	$\frac{0.41 \pm 0.144}{0.35 \pm 0.123}$	$\frac{9.2 \pm 0.9}{10.6 \pm 1.1}$
4	$\frac{9.40 \pm 0.47}{7.06 \pm 0.35}$	$\frac{5.66 \pm 0.57}{4.70 \pm 0.47}$	$\frac{74.0 \pm 7.4}{73.0 \pm 7.3}$	$\frac{0.50 \pm 0.05}{0.30 \pm 0.03}$	$\frac{3.24 \pm 0.97}{2.83 \pm 0.85}$	$\frac{0.36 \pm 0.126}{0.31 \pm 0.109}$	$\frac{17.7 \pm 1.8}{n / o}$
5	$\frac{9.17 \pm 0.46}{7.75 \pm 0.39}$	$\frac{4.88 \pm 0.49}{4.51 \pm 0.45}$	$\frac{78.0 \pm 7.8}{78.0 \pm 7.8}$	$\frac{0.74 \pm 0.07}{0.57 \pm 0.06}$	$\frac{2.80 \pm 0.84}{2.69 \pm 0.81}$	$\frac{0.35 \pm 0.123}{0.32 \pm 0.112}$	$\frac{12.7 \pm 1.3}{6.2 \pm 0.6}$
6	$\frac{8.12 \pm 0.41}{6.75 \pm 0.34}$	$\frac{5.94 \pm 0.59}{5.55 \pm 0.55}$	$\frac{79.0 \pm 7.9}{78.0 \pm 7.8}$	$\frac{0.42 \pm 0.04}{0.43 \pm 0.04}$	$\frac{3.06 \pm 0.92}{2.88 \pm 0.86}$	$\frac{0.33 \pm 0.116}{0.32 \pm 0.112}$	$\frac{14.7 \pm 1.5}{8.4 \pm 0.8}$
7	$\frac{9.28 \pm 0.46}{8.25 \pm 0.41}$	$\frac{7.32 \pm 0.73}{6.63 \pm 0.66}$	$\frac{81.0 \pm 8.1}{74.0 \pm 7.4}$	$\frac{0.29 \pm 0.03}{0.28 \pm 0.03}$	$\frac{4.92 \pm 1.48}{4.30 \pm 1.23}$	$\frac{0.48 \pm 0.168}{0.41 \pm 0.144}$	$\frac{21.0 \pm 2.1}{10.5 \pm 1.1}$

Получение поверхностных смывов с растений было организовано для сравнительной оценки поступления металлов со стоком аэрозолей в хвойный древостой. Методика отбора проб и препаративной обработки растительного материала заключалась в следующем. Для устранения влияния возраста хвои³² в пробу отбирались концы хвойных веток длиной до 3-4 см с хвоинками одно-двухлетнего возраста. В день отбора ветки измельчали ножницами (при этом хвою оставляли целой). Затем измельченные пробы закладывались в полиэтиленовые стаканы объемом 1 л и заливали бидистиллированной горячей водой – в каждый стакан по 600 мл, закрывали крышкой и оставляли на 24 ч. На следующий день пробы фильтровали. Полученный фильтрат делили на две части. Первую, объемом 250 мл, оставляли без изменения, вторую использовали для приготовления кислотной вытяжки: к 236 мл водного фильтрата добавляли 14 мл HNO_3 для получения 5%-ного кислотного раствора. Подготовленные водные и кислотные растворы (вместе с «холостыми», контрольными водными пробами) оставляли еще на сутки. На следующий день кислотные и водные растворы, включая и контрольные, фильтровались. Для атомно-эмиссионного определения металлов с индуктивно-связанной плазмой из каждой пробы бралась аликвота 10 мл. Результаты приведены в табл. 6.8.

Геохимические показатели³³ для изучения аэрозольной среды. В рамках данной работы используются *коэффициент* ($A_{\text{золь}}$) и *модуль* ($M_{\text{золь}}$) *аэрозольного обогащения* для представления соотношения металлов в кислото- и водорастворимой фракциях сухих аэрозолей в нормированных величинах. Для их вычисления использован параметр, характеризующий отношение массовой концентрации металла ($\text{мкг} \cdot \text{дм}^{-3}$) в кислотной и водной вытяжках, полученных из экспонированных образцов и эталона в пересчете на 1 г фильтров. Расчеты показателей основаны на сопоставлении химического состава экспонированных образцов и эталона, где в качестве последнего выступают контрольные (неэкспонированные) образцы субстрата (чистые фильтры из той же пачки, что и фильтры, установленные в устройстве). Считается, что все отклонения концентрации металла в экспонированном образце относительно контроля (эталона) связаны с качественным составом аэрозольной среды в приземном слое воздуха изучаемого участка. Вычисление нормированного параметра (коэффициента аэрозольного обогащения) является необходимым условием, когда нужно сопоставить и оценить распределение группы элементов, абсолютные величины которых в пробе различаются на порядки. В этом случае удастся исключить технические и методические трудности сравнения их абсолютных значений при графической интерпретации, а также «приглушить» аналитическую контрастность абсолютных значе-

³² Для хвои ели характерна большая продолжительность жизни – 8-10 лет. При этом более старая хвоя располагается ближе к основанию ветки, а молодая – к ее концу.

³³ Методический прием с использованием специальных показателей широко применяется при интерпретации результатов мониторинга загрязнения окружающей среды (Геохимия окружающей среды, 1990) и геохимическом изучении системообразующих компонентов ландшафта (почв, растительности, природных вод, атмосферы) (Авессаломова, 1987).

ний кислотной и водной вытяжек (см. табл. 6.6 и 6.7). Из-за их различий в растворимых фазах аэрозолей делать выводы на основании анализа абсолютных значений концентраций металла допустимо лишь «внутри» одной формы экстракции (только в водной или только в кислотной), но никак не между ними. Поэтому при выяснении вопроса, какие металлы из одной группы (парагенетической ассоциации) накапливаются в той или иной растворимой фракции сухих аэрозолей, будет методически правильно оперировать нормированными величинами. Поскольку их вычисление осуществляется относительно эталона, то концентрации элементов, различающихся в парагенетической ассоциации на порядки, приводятся к «общему знаменателю». Одновременно с этим устраняется «аналитический контраст» между водо- и кислоторастворимыми фракциями. Расчетная формула коэффициента аэрозольного обогащения металлами приземного слоя имеет вид:

$$A_{\text{золь}} = \frac{c_i}{C_i},$$

где c_i – содержание i элемента в экспонированной пробе; C_i – среднее содержание этого же элемента в эталоне. Для того, чтобы различать, для какой вытяжки выполняются расчеты, в обозначение коэффициента вводится верхний индекс – обозначение вытяжки:

$$\text{для водной} \left(A_{\text{золь}}^{\text{в}} = \frac{c_i^{\text{в}}(\text{водная из экспонированной пробы})}{C_i^{\text{в}}(\text{водная из контрольной пробы})} \right)$$

$$\text{и кислотной} \left(A_{\text{золь}}^{\text{к}} = \frac{c_i^{\text{к}}(\text{кислотная из экспонированной пробы})}{C_i^{\text{к}}(\text{кислотная из контрольной пробы})} \right).$$

При расчете $A_{\text{золь}}$ использовались средние значения по каждой выборке (см. табл. 6.6-6.8).

Для сопоставления значений $A_{\text{золь}}^{\text{к}}$ и $A_{\text{золь}}^{\text{в}}$ при изучении пространственно-временного распределения металлов в приземном воздухе вычисляли их отношения – модуль аэрозольного обогащения ($M_{\text{золь}}$), что позволило графически выразить количественную меру различия накопления металлов в кислотной и водной вытяжках в зависимости от времени и места сбора аэрозолей (рис. 6.11). Графикозадающим выбрано отношение

$$\left(M_{\text{золь}}^{\text{к}} = \frac{A_{\text{золь}}^{\text{к}}}{A_{\text{золь}}^{\text{в}}} \right), \text{ если оно меньше единицы, то использовалось обратное} - \left(M_{\text{золь}}^{\text{в}} = \frac{A_{\text{золь}}^{\text{в}}}{A_{\text{золь}}^{\text{к}}} \right).$$

Это облегчает построение графика и делает его нагляднее, поскольку значение параметра получается всегда больше или равно единице. На графике полученные величины откладывают на оси ординат: вверх от единицы отношение

$$\left(M_{\text{золь}}^{\text{к}} = \frac{A_{\text{золь}}^{\text{к}}}{A_{\text{золь}}^{\text{в}}} \right), \text{ а вниз} -$$

$$\left(M_{\text{золь}}^{\text{в}} = \frac{A_{\text{золь}}^{\text{в}}}{A_{\text{золь}}^{\text{к}}} \right) \text{ (см. рис. 6.11).}$$

Данный методический прием позволяет сравнивать соотношение концентраций металлов в приземном слое воздуха для различных ландшафтов и видов местности. Инфор-

мативность показателей заключается в том, что становится возможным проводить графическое сравнение двух систем одновременно по группе макро- и микроэлементов, а также позволяют выявить различия химического состава аэрозольной среды в приземном слое воздуха и сопоставить их в различные отрезки времени.

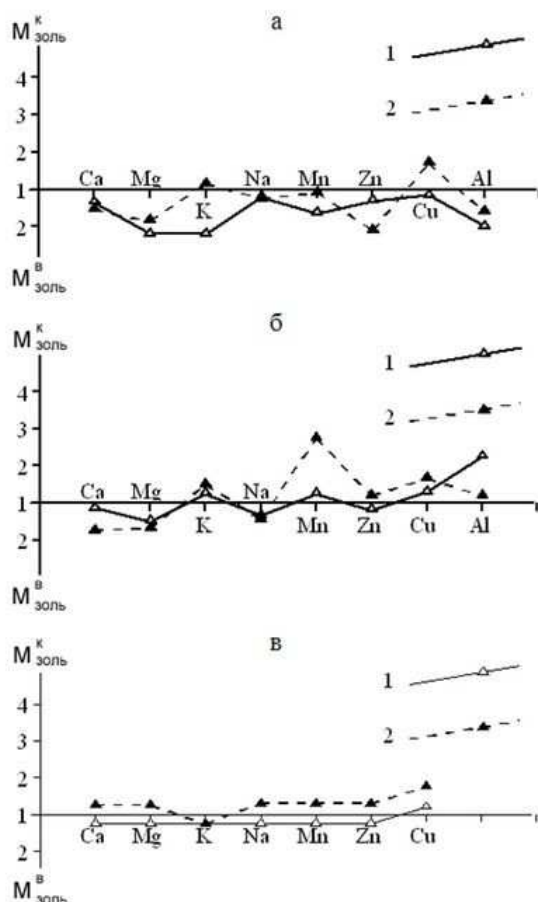


Рисунок. 6.11. Распределение концентраций металлов в стоке аэрозолей в синоптические периоды: а) «холодный» – 24.02-13.05, б) «теплый» – 13.05-09.09; в) распределение металлов в смывах с поверхности хвойной растительности. Условные обозначения (ключевые участки): 1) «Эжва», 2) «Тыла-ю».

проводяется повышением общей минерализации жидкой фазы аэрозолей. В этих условиях следует ожидать рост концентраций металла в кислоторастворимой фракции аэрозолей. Иными словами, чем суше воздух, тем больше концентрация металлов в растворимой фазе аэрозольной среды.

Индекс комплексообразования (K^k) представляет процентное отношение количества дней с относительной влажностью меньше-равно 50% ($n_{e \leq 50\%}$) к общему количеству дней периода наблюдений ($N_{\text{общ.}}$). Расчетная формула геохимического показателя:

Индекс комплексообразования (K^k).

Данный показатель опосредованно характеризует геохимическую активность атмосферы. Он связан со значениями относительной влажности и отражает возможный уровень комплексообразования в аэрозольной среде. Принимается, что в условиях постоянной эмиссии диоксида серы в атмосферу механизм формирования аэротехногенного загрязнения будет связан с сульфатным комплексообразованием. Его активность будет определяться концентрациями SO_4^{2-} , а также особенностями протекания гидролитических процессов в атмосфере: образованием сульфатных комплексов с промежуточными продуктами гидролиза.³⁴

В результате в атмосфере увеличивается минерализация жидкой фазы аэрозолей, поскольку смещение равновесия в системе «капля-частица» ведет к росту аналитической концентрации металла в каплях облаков за счет растворения его труднорастворимых минеральных соединений (принцип Ле Шателье) из состава теллурической пыли. Процесс со-

³⁴ Считается, что возникновение промежуточных продуктов на пути к полному равновесию их в растворе быстрее снижает свободную энергию системы, чем формирование стабильных фаз (Кашик, 1989). Поэтому образование метастабильных фаз в атмосфере, скорее, правило, нежели исключение.

$$K^k = \frac{n_{e \leq 50\%}}{N_{\text{общ.}}} \times 100\%.$$

Индекс комплексообразования может принимать все значения от 0 для влажного синоптического периода и до 100% – для сухого.

Оценка информативности технологии при выявлении роли погодообразующих процессов на качественные характеристики аэрозольной среды. Анализ графиков (рис. 6.11,а и 6.11,б) показал, что распределение металлов в растворимых фракциях аэрозолей симбатно. Это дает основание предполагать генетическую близость условий формирования аэрозольной среды исследованных участков. Данное обстоятельство, возможно, связано с общим источником формирования аэрозольной среды – выбросами твердых веществ и оксида углерода в атмосферу, которые в сумме составляют более 75% от общего объема выбросов в атмосферу (Государственный доклад ..., 2005). Такое соотношение связано с плохим состоянием дорог и движением автотранспорта, численность которого значительно возрастает в летнее время за счет увеличения количества легковых автомобилей. В то же время для исследованных участков характерно то, что в «теплый» период в стоке аэрозолей заметно увеличивается доля металлов в кислоторастворимой вытяжке (табл. 6.6 и 6.7). Кроме того индекс комплексообразования для этого периода существенно выше, чем для «холодного» (K^k для «холодного» – 49, «теплого» – 62). Данное обстоятельство обусловлено тем, что для г. Сыктывкар уменьшение относительной влажности летом обусловлено частыми заточками холодного и сравнительно сухого арктического воздуха³⁵, который при перемещении на юг прогревается и удаляется от состояния насыщения. Очевидно, что проходя над урбанизированными районами северо-востока европейской территории России, чья промышленная специализация связана с добычей и первичной переработкой углеводородов и каменного угля (Воркутинский, Усинский, Ухто-Сосногорский промышленные районы), эти воздушные массы «обогащаются» диоксидом серы.

Поэтому следует ожидать, что при постоянной эмиссии SO_2 в атмосферу его содержание в каплях облаков, согласно закону Генри, будет расти. При растворении диоксида серы в атмосферной влаге образуется сернистая кислота. При ее диссоциации в атмосфере появляются сульфит-ионы. В дальнейшем существующие в атмосфере схемы окисления (Ермаков, Пурмаль, 1998; Ермаков и др., 2003; Кислотные дожди, 1989) преобразуют сульфит-ионы в сульфат-ионы. В результате этих процессов в атмосфере значительно повышается концентрация кислотосодержащих аэрозолей. Последние «включают» механизм сульфатного комплексообразования в приземной атмосфере. В итоге это приводит к росту минерализации аэрозольной среды воздушных масс, следующих «транзитом» над промышленными районами, и увеличению концентраций металлов в кислоторастворимой фракции в стоке сухих аэрозолей.

³⁵ По многолетним наблюдениям (Климат Сыктывкара, 1986) отмечается, что с мая по август увеличивается повторяемость ветров северных румбов, которые в июле становятся господствующими (52%).

Остальную часть года район исследований находится под влиянием ветров с западной составляющей. С их приходом относительная влажность почти всегда возрастает (Климат Сыктывкара, 1986). В этот период в стоке сухих аэрозолей заметно преобладает доля водорастворимой фракции металлов, регистрируемая для обоих участков (табл. 6.6 и 6.7; рис. 6.11,а и 6.11,б). Таким образом, в исследованном районе роль погодообразующих процессов проявляется в сезонных изменениях характеристик влагосодержания воздуха, с которыми тесно связаны изменения в соотношении растворимых фаз в стоке сухих аэрозолей. Оценка их сезонной динамики свидетельствует о низком уровне содержания диоксида серы в приземной атмосфере исследованной территории. Поэтому летнее увеличение доли кислоторастворимых форм металлов в стоке аэрозолей связано с дальним переносом кислотосодержащих аэрозолей, которые поступают на исследованную территорию в составе арктических масс воздуха.

Химический состав смывов с поверхности хвойных растений. Их сравнение показало, что на обоих участках поверхностные смывы обогащены натрием и, в меньшей мере, магнием, калием и кальцием (см. табл. 6.8). Возможно, что относительно высокие концентрации натрия связаны с пыле-аэрозольными выбросами лесопромышленного комплекса. Основанием для данного предположения служат материалы снегосъемки (Кондратенко и др., 1995), согласно которым натрий, наряду с сульфат-ионом, хорошо «отбивает» контуры загрязнения снежного покрова, связанного с пылевыми выбросами Сыктывкарского ЛПК. При этом следует заметить, что высокие концентрации сульфат-иона в снеговой воде не связаны с кислотными осадками, а являются «остатками» сульфатных минералов, которые в составе газопылевых эмиссий «обогащают» не только приземную атмосферу в пределах Сыктывкарского промышленного узла, но и прилегающие к нему территории. Их появление в приземной атмосфере связано с работой содорегенерационных котлов ТЭЦ СЛПК, в выбросах которых наиболее характерными компонентами являются Na_2CO_3 , Na_2S , NaOH , а также магниевые и силикатные минералы (Кондратенко и др., 1995).

Сравнение соотношений концентраций металлов в кислото- и водорастворимых фракциях в поверхностных смывах (табл. 6.8) показало для участка «Тыла-ю» преобладание кислоторастворимой фракции над водорастворимой. Обращает внимание то, что на графике линия распределения металлов в поверхностных смывах почти прямая (рис. 6.11,в), в то время как распределение концентраций металлов, «смытых» с бумажных фильтров, использовавшихся в качестве модели чистой поверхности, имеет вид ломаной кривой и поэтому выглядит более контрастно (рис. 6.11,а; 6.11,б). Таким образом, искусственный сорбционный субстрат, в отличие от поверхности растения, усиливает сигнал аэротехногенного загрязнения. Данное усиление обусловлено действием капиллярных сил конденсирующейся жидкости. Для ее появления необходимо, чтобы температура воздушного потока была выше температуры поверхности, с которой контактирует частица, тогда

осаждение аэрозольных частиц будет происходить всякий раз, когда поток воздуха коснется охлажденной поверхности. В природных условиях это «обеспечивается» турбулентным движением воздушных потоков и влагосодержанием воздуха. Следовательно, качественные характеристики аэротехногенного загрязнения поверхности будут зависеть от влияния фактора(ов), которые могут «обеспечить» подобное многократное воспроизведение условий образования капиллярной конденсации. Но с поверхности растения часть сухих аэрозолей смывается дождевыми осадками, а те, которые успели закрепиться, частично трансформируются под влиянием веществ, выделяемых тканями растений (Соколов, 1972). В итоге контрастность распределения металлов между кислото- и водорастворимыми фракциями снижается, а сигнал о наличии аэротехногенного загрязнения приглушается (рис. 6.11,в). В то же время конструкция искусственного сорбционного барьера сохраняет устойчивость сигнала геохимической аномалии, а время экспонирования не зависит от погодных условий и определяется только задачами исследования.

В целом, при апробации методики пассивного мониторинга получены следующие результаты. Для исследованных участков распределение металлов в кислото- и водорастворимых фракциях в стоке сухих аэрозолей и поверхностных смывах хвойных растений симбатно, что обусловлено вещественно-генетической однородностью условий формирования аэрозольной среды. Качественный состав аэрозольных стоков, поступающих в наземные экосистемы в границах Сыктывкарского промышленного узла, характеризуется преобладанием водорастворимой фракции над кислоторастворимой, что свидетельствует о низком содержании кислотообразующих аэрозолей в приземной атмосфере. Летнее увеличение концентраций металлов в кислоторастворимой вытяжке сухих аэрозолей связано с дальним переносом кислотосодержащих аэрозолей, которые поступают на исследованную территорию в составе техногенно трансформированных арктических масс воздуха.

Оценка химического потенциала атмосферы. Постулируется, что вне зависимости от природы труднорастворимых соединений металлов – карбонатов, сульфидов, силикатов, оксидов и др. – при их взаимодействии с атмосферной влагой в аэрозольной среде образуются гидратированные ионы металлов – аквакомплексы – соединения, в которых в качестве лиганда выступает вода. В условиях роста пылевого загрязнения атмосферы участие аквакомплексов металлов в химических реакциях с атмосферными компонентами увеличивает объем ультрадисперсных легкорастворимых соединений – вторичных аэрозолей – носители химического потенциала атмосферы, что повышает геохимическую активность атмосферы. Сравнивали соотношение металлов в кислото- и водорастворимой фазах аэрозольного стока в зависимости от продолжительности экспонирования пассивных пробоотборников аэрозолей (рис. 6.12). Как видно из рис. 6.12, графики распределения металлов в короткий и длинный периоды экспонирования сорбентов демонстрируют устойчивое преобладание в стоке аэрозолей растворимых соединений металлов. Это отражает общее свойство аэрозольной среды: обогащение легкорастворимыми соединениями.

ми металлов, а их соотношение между растворимой и малорастворимой фракциями может характеризовать активность граничных процессов, обусловленную геохимической активностью атмосферы в деятельном слое воздуха.

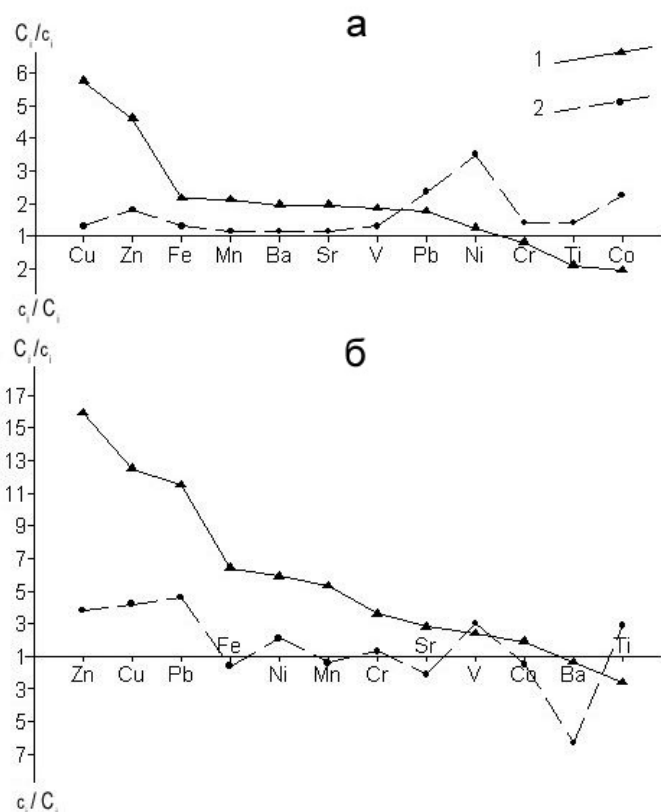


Рисунок. 6.12. Распределение концентраций металлов в стоке аэрозолей: а) короткий – 29.09-23.11.2011, б) длинный период экспонирования – с 14.05.2010 г. по 19.06.2012 г. Усл. обозн.: 1) водорастворимая, 2) кислоторастворимая фракция.

6.3.4.2. Анализ изменчивости удельной активности искусственных и естественных радионуклидов в стоке аэрозолей в наземные экосистемы

В настоящее время линейная беспороговая концепция действия малых доз, принятая в официальных документах МАГАТЭ и МКРЗ, входит в противоречие с множеством данных зависимости «доза-эффект», полученных в диапазоне малых доз на лабораторных популяциях живых организмов разного уровня филогенеза (от одноклеточных до многоклеточных) (Бычкова, 1989). В природных условиях корректная оценка зависимости «доза-эффект» в диапазоне малых доз ионизирующего излучения затрудняется влиянием радиационного фона территории. Положение осложняется тем, что в настоящее время радиоэкологическая обстановка динамично меняется: отмечается повсеместный рост естественного фона ионизирующих излучений, появляются новые и расширяются существующие зоны с повышенным содержанием радионуклидов, возрастает их содержание в пищевых цепочках (Рихванов и др., 2007; Алексахин, 2009). Одним из путей увеличения информативности оценки зависимости «доза-эффект» в диапазоне малых доз ионизирующего излучения при изучении природных популяций животных и растительных организмов в условиях радиацион-

ного фона служит поиск критериев распознавания: что является результатом воздействия малых доз ионизирующего излучения, а что – следствием влияния сезонных колебаний природного радиационного фона. Поскольку последний тесно связан с атмосферной радиоактивностью, то изучение носителей её распределения в приземном слое воздуха весьма актуально.

Источники атмосферной радиоактивности имеют естественную и искусственную (техногенную) природу. К первым традиционно относят выделение эманаций радона Rn^{222} , торона Rn^{220} и актинона Rn^{219} . Из рыхлых и кристаллических пород радон и торон (концентрации актинона столь малы, что его влияние не рассматривается) диффундируют в атмосферу, где постепенно распадаются и переходят в изотопы тяжелых металлов: ряд урана U^{238} и тория Th^{232} , которые быстро захватываются аэрозольными частицами (Юнге, 1965). К техногенным источникам радионуклидов в атмосфере после запрещения испытаний атомного оружия относят АЭС, транспортные средства с силовыми агрегатами на ядерном топливе, предприятия ядерного цикла (добыча урановых руд, их обогащение, получение ядерных материалов) (Аэрозоли Сибири, 2006), а также уран и торий в зольных уносах от сжигания угля (Юдович, Кетрис, 2005).

Методика. Для изучения динамики осаждения радионуклидов в составе аэрозолей предложен способ, заключающийся в разделении процесса сухого осаждения аэрозольных частиц, выделяя для последующего анализа те, осаждение которых определяется турбулентной диффузией (их размеры составляют 0,1-10,0 мкм). Для сбора аэрозолей использовались волокнистые и порошковые сорбенты. В качестве первых испытывали бумажные фильтры «белая лента», а вторых – тонкодисперсный химически инертный порошок Al_2O_3 . Сбор аэрозолей был организован на ключевых площадках в лесном массиве в пределах зеленой зоны г. Сыктывкар. Вначале было установлено 25 контейнеров, в каждый из которых вложили по четыре фильтра «белая лента» диаметром 18 см. Время экспонирования в начале эксперимента составило один месяц (с 14 мая по 14 июня 2006 г.), а затем – год (с 14 июня 2006 г. по 16 июня 2007 г.). Измерения ^{137}Cs , ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra и ^{90}Sr производили в аккредитованной лаборатории миграции радионуклидов и радиохимии Института биологии Коми НЦ УрО РАН на сцинтилляционном гамма-бета спектрометрическом комплексе с программным обеспечением «Прогресс» в геометриях «чашка Петри», «Кювета-D70», «Маринелли-250». Время измерения проб составило 7200, 3600 и 3600 сек соответственно. На втором этапе испытывали порошковый сорбент на том же ключевом участке, что и ранее. Химически инертный тонкодисперсный порошок Al_2O_3 , (марки ХЧ) насыпали тонким слоем на ложемент (Al_2O_3 до 5 г). Одна партия включала 20 устройств. Схема наблюдений по динамике сухого осаждения радионуклидов в стоке аэрозолей в лесные экосистемы предусматривала ежемесячную установку одной партии устройств с порошковым сор-

бентом. Период наблюдений составил год (с мая 2009 г. по май 2010 г.), а общее количество установленных контейнеров – 240. Для измерения удельных активностей экспонированные порошки каждой партии объединяли в одну пробу, что обеспечивало нужное количество исследуемого образца. Для измерения радионуклидов использовали методы радиохимического анализа (табл. 6.9). В качестве контроля эффективности адсорбции использовали ЭПР-регистрацию³⁶. Спектры ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) были изучены в ЦКП «Центр спектроскопических исследований» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на серийном радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) в X-частотном диапазоне с ВЧ модуляцией 100 кГц при комнатной температуре образцов. Применялся прямоугольный резонатор RX102 с модой TE₁₀₂. Пары образцов Al₂O₃ изучены с тройной повторностью. Каждая пара – это эталонный (контрольный) и экспонированный образцы сорбента.

Таблица 6.9

Методы радиохимического анализа аэрозолей

Радионуклид	Метод определения	Чувствительность метода, г/г	Ошибка определения, %	Источник
²³⁸ U	Люминесцентный, по свечению перлов с NaF	$2,0 \times 10^{-8}$	20	Добролюбская, 1962
²³² Th	Фотоколориметрический, с арсеназо III с отделением примесей на катионите КУ-2	$1,0 \times 10^{-8}$	20	Кузнецов, Савин, 1961
²²⁶ Ra	Эманационный, на приборе «Альфа-1»	$1,0 \times 10^{-12}$	15	Старик, 1969

Распределение радионуклидов в стоке аэрозолей. На первом этапе эксперимента гамма-спектрометрия экспонированных образцов с пластинчатым сорбентом (с 14 мая по 14 июня 2006 г.) показала, что удельная активность ¹³⁷Cs, ⁴⁰K, ²³²Th, ²²⁶Ra ниже чувствительности метода определения. Увеличение времени экспонирования аналогичной второй партии проб до одного года (с 14 июня 2006 г. по 16 июня 2007 г.) никак не сказалось на удельной активности естественных радионуклидов. В то же время удельная активность искусственного радионуклида ¹³⁷Cs возросла до значимых величин и составила 11.1 ± 3.3 Бк/кг. В ходе второго этапа эксперимента анализ результатов гамма-спектрометрии экспонированных образцов (табл. 6.10.) показал наличие изменчивости колебаний концентрации ⁴⁰K. Выявлено, что в условиях запыления приземной атмосферы сигнал, характеризующий состояние естественного радиационного фона, подвержен вариациям. Предполагается, что данное обстоятельство связано с поглощением излучения пылевыми частицами, оседающими на поверхность радиоактивного аэрозоля. Аналогичное ослабление

³⁶ Съёмка и обработка ЭПР-спектров выполнены в.н.с., к.г.-м.н. В.П. Лютоевым (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), которому автор выражает свою признательность.

сигнала удельной активности с увеличением продолжительности экспонирования отмечено и для ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra (табл. 6.11).

Таблица 6.10

Схема экспонирования порошковых сорбентов (Al_2O_3)

Номер пробы	2009 г.								2010 г.					Удельная активность, Бк/кг
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
09-5														54.0±13.5
09-6														< 40
09-7														62.0±18.6
09-8														< 40
09-9														54.0±12.5
09-11														< 40
09-12														< 40
10-1														< 40
10-2														< 40
10-3														< 40

Примечание. Толстой линией показана продолжительность экспонирования каждой партии устройств.

Возможно, что это обусловлено соосаждением активных и неактивных (пыли) аэрозольных частиц, которое изменяет объемную активность радиационной пробы. В результате излучение, испускаемое радиоактивной частицей, частично поглощается пылевыми частицами. Такой механизм ослабления радиационного сигнала вполне возможен (Рузер, 2000).

Таблица 6.11

Сравнительная оценка удельной активности естественных радионуклидов в стоке аэрозолей, Бк/г

Период экспонирования Al_2O_3	^{226}Ra	^{232}Th	^{238}U
05.2009–07.2009	0,014	$2,4 \times 10^{-3}$	$0,178 \times 10^{-2}$
05.2009–05.2010	0,010	$0,3 \times 10^{-3}$	$0,012 \times 10^{-2}$
Контроль (фон)	0,013	$1,5 \times 10^{-3}$	$0,009 \times 10^{-2}$

Сопряженное с гамма-спектроскопией ЭПР-детектирование порошковых сорбентов показало следующее. В спектре эталонного образца присутствуют линии от парамагнитных ионов Fe^{3+} , локализованных в замещающих ионы алюминия структурных позициях оксида алюминия (линии с g-факторами 5.08 и 2.07) и в аморфизованных частях вещества ($g = 4.27$) (Shao et al., 2011). Узкая линия с $g = 2.004$, по-видимому, относится к поверхностным дефектам. Кроме того, в области спектра при значениях магнитного поля около 300 мТ присутствует широкая полоса, которая происходит от небольших количеств примесей оксидов и/или гидроксидов железа-III. Названные линии примесных ионов Fe^{3+} были использованы в каче-

стве внутреннего стандарта интенсивности спектров ЭПР при сравнении с экспонированными порошками. В спектре ЭПР экспонированных образцов линии примесных ионов Fe^{3+} с g-факторами 5.08, 4.27 и 2.07 остались неизменными (рис. 6.13).

Оксид алюминия относится к очень инертному химическому соединению, поэтому экспонирование не нарушило структуры вещества. По мере увеличения времени экспозиции образцов на фоне названных линий в спектрах ЭПР экспонированного образца дополнительно фиксируются сначала одиночные компоненты в интервале полей 170-300 мТ, а затем широкие симметричные полосы с центром при 200 и 320 мТ. Это обусловлено тем, что на начальных этапах экспозиции на порошок осаждаются редкие аэрозольные частички с включениями магнитных оксидов железа, что регистрируется по появлению отдельных компонентов сигнала ферро-антиферромагнитного резонанса, которые затем (по мере осаждения пылевых частиц) преобразуются в широкие усредненные полосы.

Считается, что из-за большой ширины линий и наличия антиферромагнитных свойств измерение концентрации ионов Fe^{3+} по спектрам ЭПР затруднительно (Wagner, Leith, 2001). Тем не менее, метод ЭПР, сопряженный с гамма-спектрометрией, может быть использован для анализа аэрозолей. Так, сопоставление данных гамма-спектрометрического анализа с ЭПР-спектроскопией экспонированных порошков (табл. 6.11 и рис. 6.13) указывает на корреляцию интегральной интенсивности сигналов железосодержащей фазы в сухих аэрозолях и значений удельной активности, полученной для ^{40}K . При этом колебания удельной активности ^{40}K в стоке аэрозолей отражают влияние пыли, осаждение которой в зависимости от розы ветров может усиливать или заглушать сигнал радиоактивных аэрозольных частиц. Предполагается, что увеличение удельной активности июльской пробы 09-7 (табл. 6.11) связано с глиноземной пылью, переносимой северными ветрами.

Для Сыктывкара известно (Климат Сыктывкара, 1986), что с мая по август, наряду с преобладающими юго-западными ветрами, часто наблюдаются северные ветры, которые в июле становятся господствующими (52 %). В этот период в наветренной зоне оказывается глиноземный рудник «Бокситы Тимана», расположенный от Сыктывкара в направлении С.С-З примерно в 400 км. Возможно, что северные ветры, проходя над глиноземным карьером, захватывают часть пыли, которая над Сыктывкаром осаждается, увеличивая, тем самым, сигнал удельной активности ^{40}K в стоке аэрозолей. При ветрах других направлений сигнал удельной активности ^{40}K заглушается осаждением неактивными пылевыми частицами. Повышение ^{40}K в пробе 09-9 имеет, вероятно, ту же природу. Поэтому ^{40}K может служить своеобразным маркером регионального переноса пылевого загрязнения, связанного с открытой добычей глиноземного сырья.

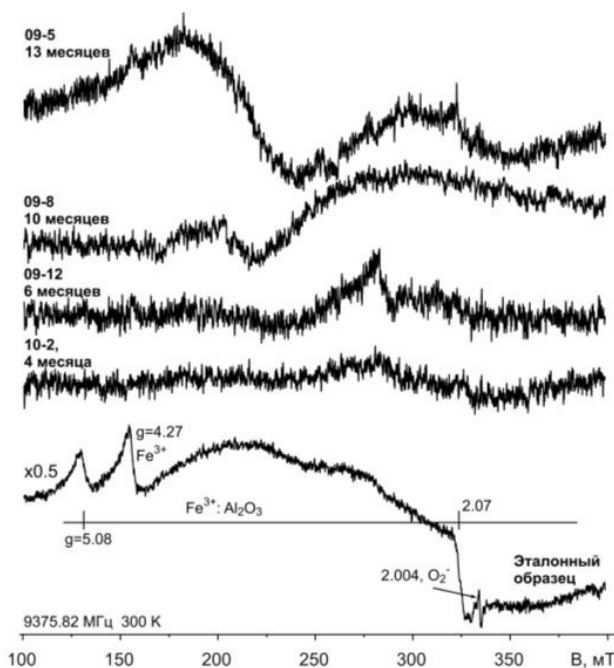


Рисунок. 6.13. Спектр ЭПР эталонного образца Al_2O_3 (навеска для анализа 200 мг) и разностные спектры экспонированных порошков и эталонного образца. Нормирование интенсивностей спектров произведено по линиям Fe^{3+} с g-факторами 5.08 и 4.27.

вать устройство для одновременного сбора аэрозолей в различных ландшафтных условиях и на большой площади, что, в отличие от существующих аспирационных способов, повышает качество и технологичность исследований радиоактивных выпадений, например, в труднодоступных районах.

6.3.4.3. Наблюдения за региональным переносом глиноземной пыли по динамике изменчивости удельной активности ^{40}K в стоке аэрозолей

Экспонирование импультвераторов производилось на двух аэрозольных площадках. Первая была обустроена в пределах Сыктывкарского (участок «РБК»), а вторая – Ухтинского промышленного узла (пос. Водный, участок «10 завод»). Выбор промузлов обусловлен отсутствием в них объектов, связанных с алюминиевым производством, а также тем, что для первого частота повторяемости ветров со стороны источника регионального запыления (глиноземный карьер «Бокситы Тимана») составляет 7-10, а для второго – 20-25 %. По отношению к выбранным участкам источник запыления воздуха находится на расстоянии 400 и 260 км соответственно.

В качестве депонирующего субстрата в импультвераторе использовался порошковый сорбент – оксид магния (марки ХЧ), который насыпали тонким слоем на ложемент до 3 г.

Следовательно, аэрозоли, выступая в качестве носителей радионуклидов при сухом осаждении, могут существенно влиять на радиационную обстановку территории, что следует учитывать при оценке зависимости «доза-эффект» в диапазоне малых доз ионизирующего излучения в условиях радиационного фона. Кроме этого предложенный метод пассивного пробоотбора с использованием сорбционных субстратов из химически инертных волокнистых и порошковых материалов дает возможность по-новому организовать наблюдения за атмосферной радиоактивностью в приземном слое воздуха в зоне техногенеза и на фоновых территориях. Простота конструкции пассивного пробоотборника и низкие затраты на его изготовление позволяют использо-

Одна партия включала 30 импульвераторов. На каждой площадке было установлено по три партии импульвераторов (90 шт). Измерения ^{40}K производили на сцинтилляционном гамма-бета спектрометрическом комплексе с программным обеспечением «Прогресс» в геометрии «Маринелли-250». Время измерения составило 3600 сек. Гамма-спектрометрия экспонированных образцов показала, что удельная активность ^{40}K , «набранная» за год, для Сыктывкара оказалась почти в три раза ниже, чем в Ухте за два месяца (табл. 6.12). Следовательно, с началом работы рудника за счет регионального переноса возросло содержание глиноземной пыли в атмосфере над Ухтинским промузлом, что усиливает риск дополнительного радиационного облучения населения за счет увеличения ингаляционной дозы ^{40}K , прирост которой находится в прямой зависимости от степени загрязнения приземного воздуха глиноземной пылью.

Таблица 6.12

Оценка удельной активности ^{40}K при мониторинге пылевого загрязнения

Период экспонирования	Сорбент	Удельная активность, Бк/кг
Сыктывкарский промышленный район		
05.2009-04.2010 (12 мес.)	MgO	58±17.3
03.2011-04.2012 (2 мес.)	MgO	< 40
Ухтинский промышленный район		
06.2011-07.2011 (1 мес.)	MgO	< 40
07.2011-09.2011 (2 мес.)	MgO	181±36

6.3.4.4. Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами

Наноразмерные частицы – ультрамалые частицы нанометрового размера (параметр которых хотя бы в одном измерении составляет не более 100 нм; цит. по: Помогайло и др., 2000, с. 15. Различают три типа наноразмерных частиц: ультрадисперсные (1-30÷50 нм), высокодисперсные (30÷50-100÷500 нм), частицы микронных размеров (100÷500-10000 нм). Частицы первых двух типов – коллоидные, последнего – грубодисперсные (Помогайло и др., 2000). Их сбор с помощью химически инертных сорбентов из волокнистых материалов недостаточно «чувствителен», поскольку для волокон характерна невысокая относительная доля активной поверхности субстрата, участвующей в сорбции. Это обусловлено тем, что адсорбционная поверхность субстрата сформирована из линейных структурных элементов – волокон. На тех участках, где волокна переплетаются или касаются друг друга, активная поверхность исключается из работы. Поэтому действительная площадь поверхности, способная адсорбировать частицы из воздуха, меньше фактической.

Обоснование проблемы. Предполагается, что использование в качестве депонирующего субстрата химически инертных порошковых материалов с гигроскопичными

свойствами повысят эффективность пассивного пробоотбора аэрозолей. Технический результат нового способа достигается созданием условий для самоорганизации депонирующего порошкового субстрата в квазиповерхность, состоящую из микродисперсных минеральных частиц, «сцепленных» капиллярной жидкостью. Сбор наноразмерных частиц для контроля загрязнения окружающей среды осуществляется путем осаждения на депонирующем субстрате, в котором, согласно изобретению, роль депонирующего сорбирующего субстрата выполняет квазиповерхность, сформированная микродисперсными минеральными частицами, активная поверхность которых составлена гранями, ребрами и вершинами (для них характерна различная сорбционная активность) (Адам, 1947; Сергеев, 2001). Образование квазиповерхности происходит за счет сцепления частиц между собой, которое обеспечивается действием капиллярных сил. Оно проявляется в том, что в зоне контакта частиц образуется мениск капиллярной жидкости, который скрепляет частицы между собой, образуя своеобразную поверхность («квазиповерхность»), состоящую из микродисперсных минеральных частиц и «связующего вещества» – капиллярной жидкости. Образующуюся при этом систему из частиц и жидкости можно рассматривать как своеобразную квазиколлоидную систему, где непрерывная фаза – дисперсионная среда – образована капиллярной жидкостью, а дисперсная фаза – это микродисперсные минеральные частицы субстрата. Устойчивость данной квазиколлоидной системы обеспечивается тем, что на поверхности минеральных частиц могут образовываться тесно связанные с ними сольватные оболочки (их образование возможно за счет растворения атмосферных компонентов в капиллярной жидкости) из молекул дисперсионной среды (Дерягин, 1986). Эти сольватные оболочки благодаря своей упругости и повышенной вязкости препятствуют слипанию частиц за счет «расклинивающего действия», выражающегося в раздвигании частиц. Поскольку конденсация паров под действием молекулярных сил типа вандерваальсовых, обуславливающих явление капиллярности, происходит во всем объеме сыпучего материала, это способствует образованию агрегатов из микрочастиц и появлению мельчайших пор. В итоге объем порошкового субстрата за счет самоорганизации его поверхности капиллярной влагой увеличивается на 3-6% от первоначального. Такая самоорганизация порошкового субстрата повышает его сорбционную активность, что обеспечивает адсорбцию значительного количества наноразмерных частиц и расширяет их возможный спектр. Последнее обусловлено тем, что молекулярные силы, с которыми связано явление капиллярности, тождественны силам, вызывающим также явление адгезии («связывание, склеивание»), физическую и химическую адсорбцию (Адам, 1947). Это приводит к тому, что при турбулентном осаждении наноразмерных частиц из пограничного слоя, наряду с их адсорбцией на поверхности минеральных микрочастиц, будет происходить и их абсорбция (растворение) в капиллярной жидкости. Иными словами, для одних наноразмерных частиц взаимодействие с квазиповерхностью будет связано с физической и

химической адсорбцией на гранях, ребрах и вершинах минеральных зерен, а для других – растворением в капиллярной жидкости. Это обеспечивает осаждение наноразмерных частиц, различающихся по химическому составу на квазиповерхности субстрата, а также увеличивает их концентрацию в объеме сорбционного субстрата. Последнее приводит к тому, что при растворении наночастиц в капиллярной жидкости в ней возникает градиент концентраций, который способствует диффузии частиц и их «рассеянию» в объеме капиллярной жидкости. Процесс сопровождается увеличением концентрации в объеме сорбента элементов-индикаторов, структурно связанных с наноразмерными частицами, что может быть зафиксировано количественным химическим анализом и ЭПР-спектроскопией.

Апробация способа. Для экспериментальной проверки заявляемого способа был организован сбор сухих аэрозолей на ключевом участке, расположенном в пригородной зеленой зоне. В качестве субстрата использованы химически инертные микродисперсные порошки Al_2O_3 , MgO , CaCO_3 (все порошки марки ХЧ). Порошок насыпали тонким слоем на ложемент, помещенный внутрь устройства, которое защищало его от дождевых осадков. В каждое устройство помещали по одному ложементу. Всего было установлено шесть устройств на участке. Время экспонирования составило 18 дней. Результаты приведены в табл. 6.13.

Таблица 6.13

Массовые концентрации тяжелых металлов в составе сухих аэрозолей (в пересчете на 1 г сорбента, в мкг/кг), время экспонирования с 26 августа по 12 сентября 2007 г.

Пробы	Cu	Zn	Ni	Mn	Cr	Fe
1. MgO	7.5±1.5	3.5±0.8	1.1±0.4	1.7±0.5	7.5±1.5	19.0±5.0
2. MgO	3.9±0.8	1.5±0.3	0.9±0.3	5.0±1.1	7.6±1.5	16.0±4.8
3. MgO	1.5±0.3	2.1±0.4	1.1±0.4	25.0±6.1	7.5±1.6	17.0±4.8
4. CaCO_3	3.4±0.7	6.0±1.2	2.2±0.8	0.73±0.19	0.66±0.13	10.5±2.9
5. CaCO_3	3.9±0.8	6.3±1.3	2.3±0.8	1.3±0.4	0.63±0.13	8.1±2.2
6. Al_2O_3	0.76±0.1	10.7±2.1	0.58±0.2	0.5±0.1	0.86±0.17	43.0±11.5
Контроль						
1. MgO	1.9±0.4	1.33±0.3	1.3±0.4	2.0±0.5	9.0±1.8	23.0±5.6
2. CaCO_3	2.0±0.4	5.7±1.1	2.3±0.8	0.55±0.15	0.6±0.12	7.3±2.0
3. Al_2O_3	0.57±0.1	12.1±2.4	0.69±0.2	0.5±0.1	0.85±0.17	52.0±14.0

Количественный химический анализ осуществляли с использованием атомно-эмиссионного метода с индуктивно связанной плазмой. Погрешность анализа – 18-25%. Для учета химической неоднородности сорбционного материала в каждую партию анализируемого материала включали «холостые» пробы (контроль) – порошок из той же емкости, что и порошок, насыпанный в ложемент в устройстве. В качестве сравниваемого параметра был выбран показатель, характеризующий отношение массовой концентрации

металла-индикатора (мкг/кг) в пересчете на 1 г порошка (табл. 6.13). Проверка показала, что способ может быть использован для контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами при организации непрерывного ряда наблюдений. Проведение контроля возможно одновременно на всей площади контрольного участка и в различных типах ландшафта, что повышает качество экологического мониторинга.

ЭПР-диагностика наноразмерных частиц в стоке аэрозолей. Новый способ с помощью порошковых субстратов позволяет организовать контроль осаждения наночастиц в составе аэрозольного стока.

Методика. Сбор сухих аэрозолей осуществлялся на ключевом участке, расположенном в пригородной зеленой зоне. В качестве субстрата использованы химически инертные тонкодисперсные порошки Al_2O_3 , MgO , CaCO_3 (все порошки марки ХЧ). Порошок (300–500 мг) насыпали тонким слоем на ложемент. В каждое устройство помещали по одному ложементу. Всего было установлено девять устройств на участке. Время экспонирования – 18 дней. Спектры ЭПР (электронного-парамагнитного резонанса) были изучены в ЦКП «Центр спектроскопических исследований» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на серийном радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) в X-частотном диапазоне с ВЧ модуляцией 100 кГц при комнатной температуре образцов. Применялся прямоугольный резонатор RX102 с модой TE_{102} . Пары образцов (Al_2O_3 , MgO , CaCO_3) изучены с тройной повторностью. Каждая пара – это эталонный (контрольный) и экспонированный образцы одного сорбента. Навеска образцов при регистрации спектров составляла около 200 мг. Порошки помещались в кварцевую пробирку. Сигналы пробирки устранялись из полученных спектров при математической обработке спектров (*съемка и расшифровка спектров выполнены В.Н. Лютоевым, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН*).

Результаты. На рис. 6.14,А представлены спектры эталонного и экспонированного порошка Al_2O_3 . В спектре эталонного образца (рис. 6.14,А, линия 1) присутствуют уширенные компоненты, которые отождествляются с линиями от ионов Fe^{3+} , локализованных в замещающих ионы алюминия структурных позициях оксида алюминия и в аморфизованных частях вещества (g-фактор линии 4.27) (De Biasi, 1983). Кроме того, в области спектра при значениях магнитного поля около 300 мТ присутствует широкая полоса, которая происходит от небольших количеств примесей оксидов и /или гидроксидов железа. В спектре ЭПР экспонированного образца (рис. 6.14,А, линия 2) линии примесных ионов железа в решетке оксида алюминия остались неизменными, а интенсивность широкой полосы с $g = 2.1$ несколько возросла, что свидетельствует об адсорбции поверхностью оксида алюминия аэрозольных частиц оксидов железа. Заметим, что оксид алюминия относится к очень устойчивому химическому соединению: экспонирование не нарушило структуры вещества. На рис. 6.14,Б показан спектр эталонного и экспонированного порошка MgO . В спектре эталонного образца (рис. 6.14,Б, линия 1) фиксируются секстет узких пиков и одиночная узкая линия, связанные с иона-

ми Mn^{2+} и Cr^{3+} в позициях Mg соответственно (Власова, 1987). Отмечаются, кроме того, сигналы от ионов Fe^{3+} , локализованных в замещающих структурных позициях оксида магния ($g \approx 2$), алюминия и аморфизованных частях вещества ($g = 4.27$). Присутствует также широкий компонент примесных окси-гидроксидных фаз железа.

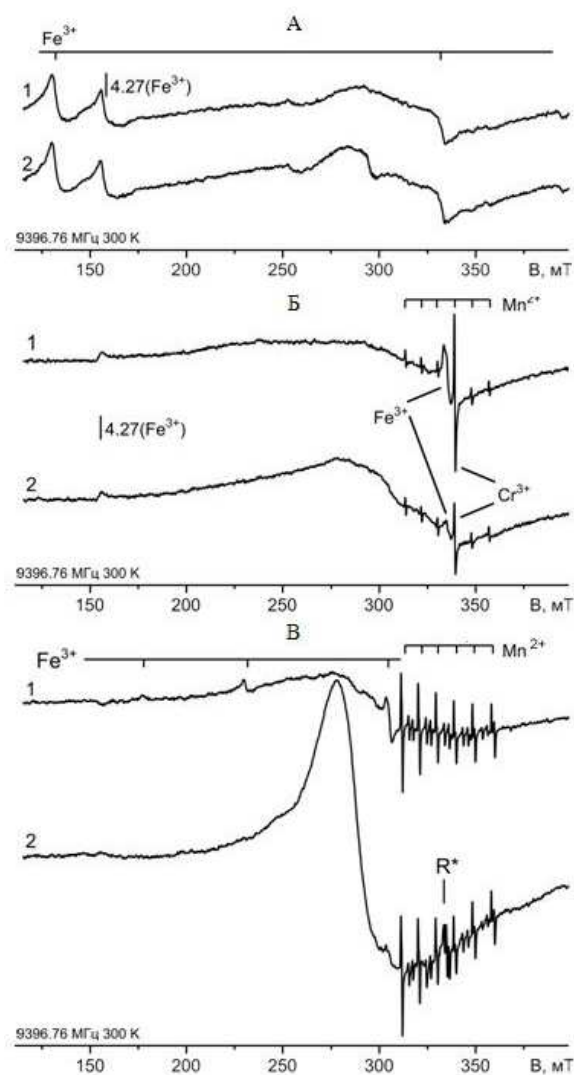


Рис. 6.14. Спектры ЭПР эталонного (1) и экспонированного (2) образцов для сорбентов: Al_2O_3 – (А), MgO – (Б), CaCO_3 – (В). В, мТ – значения поляризующего магнитного поля в миллиТеслах.

интенсивность сигнала Mn^{2+} осталась неизменной, а линии структурных ионов железа понизились в интенсивности. При этом появилась интенсивная ассиметричная линия адсорбированных фаз оксидов железа. Понижение интенсивности линий ионов структурного железа, в отличие от линий ионов марганца, можно объяснить тем, что ионы железа локализованы в приповерхностных участках зерен CaCO_3 , и поэтому их парамагнетизм в большей степени зависит от загрязнения поверхности зерен магнитными частицами. Эти изменения зарегистрированы в спектрах ЭПР всех экспонированных проб CaCO_3 . Хорошая воспроизводимость полосы тонко-

В экспонированном образце (рис.6.14,Б, линия 2) зафиксировано понижение интенсивности линий ионов оксония, примесных ионов марганца и особенно хрома. Эти изменения можно связать с гидратацией поверхности зерен MgO . Увеличение интенсивности широкой линии свидетельствует о наличии адсорбции железосодержащих соединений на поверхности вещества. Можно отметить, что данное увеличение не носит регулярного характера. Для некоторых экспонированных образцов зафиксирован сигнал ЭПР с очень интенсивной широкой полосой, в других случаях – рост сигнала незначителен. Возможно, что это связано с неравномерным оседанием аэрозольных частиц на поверхность субстрата в результате турбулентной диффузии. На рис. 6.14,В приведены спектры эталонного и экспонированного порошка CaCO_3 . В спектре эталонного образца (рис. 6.14,В, линия 1) фиксируются две системы линий, связанных с наличием в структуре вещества, замещающего кальций Fe^{3+} и Mn^{2+} (Альтшуллер. Б.М.Козырев, 1972). В спектре также отмечается малоинтенсивный широкий компонент примесных фаз железа. В экспонированном образце (рис.6.14,В, линия 2)

дисперсных оксидных фаз железа открывает перспективы индикации железосодержащих соединений в составе сухих аэрозолей при аэротехногенном загрязнении поверхности на основе ЭПР карбонатных сорбентов.

Особенностью экспонированного образца карбоната кальция (CaCO_3) (рис. 6.14, В, линия 2) является обнаружение в спектре ЭПР поликомпонентного сигнала ЭПР в области свободных радикалов (рис. 6.15, линия б). Четко регистрируется только центральная часть спектра в виде пары пиков с g-факторами 2.0059 и 2.0035. После компьютерной обработки спектров эталонного образца и удаления линий марганца проявились дополнительные компоненты, почти симметрично расположенные относительно центральной пары линий (рис. 6.14, линия а). Расшифровка данного сигнала показала, что в кристаллах CaCO_3 он связан с парамагнитными стабильными NO_3^{2-} -центрами.

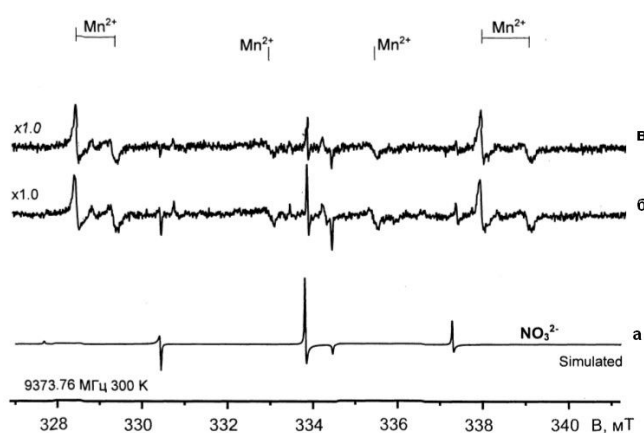


Рисунок. 6.15. Диагностируемый (эталонный) сигнал парамагнитных стабильных NO_3^{2-} -центров в позициях ионов марганца (а), сигнал NO_3^{2-} -центров в образцах, экспонированных в зеленой зоне (б), городе (в).

Таким образом, при экспонировании трещиноватого карбоната кальция в нем могут аккумулироваться сжиженные капли нитратов. Известно, что сжиженные капли оксида азота образуются уже при температуре $+22^\circ\text{C}$ (Брунауэр, 1948). Устойчивость сигнала с постепенным угасанием наблюдалась в течение шести месяцев. Следовательно, появление этого сигнала обусловлено попаданием (затеканием) сжиженных капель газа в трещины микрокристаллов карбоната кальция (для данного минерала характерна сильная трещиноватость). Возможно, что появление подобного спектра обусловлено свободно-радикальным окислением органического вещества, фотоиндуцированным солнечной радиацией, и связыванием продуктов реакции с ионами поверхности субстрата. Следует отметить, что отмеченный спектр наблюдался устойчиво на всех экспонированных образцах карбоната, но не выявлен ни в одном из образцов других экспонированных веществ (Al_2O_3 – корунд, MgO – периклаз). Вместе с тем, следует заметить, что азотные центры не характерны для природных карбонатов, но недавно их высокие концентрации обнаружили в выветрелых арктических карбонатах (Whitenheadl et. al., 2002).

Таким образом, результаты исследований показали эффективность ЭПР-спектроскопической диагностики микро- и наночастиц в стоке сухих аэрозолей в наземные экосистемы.

Таким образом, при экспонировании трещиноватого карбоната кальция в нем могут аккумулироваться сжиженные капли нитратов. Известно, что сжиженные капли оксида азота образуются уже при температуре $+22^\circ\text{C}$ (Брунауэр, 1948). Устойчивость сигнала с постепенным угасанием наблюдалась в течение шести месяцев. Следовательно, появление этого сигнала обусловлено попаданием (затеканием) сжиженных капель газа в трещины микрокристаллов карбоната кальция (для данного

6.4. Технологии эколого-геохимического мониторинга снежного покрова

Назначение снеговедческих геохимических исследований состоит в выяснении закономерностей миграции химических элементов в снежном покрове, а также в изучении сопутствующих им явлений, влияющих на контрастность геохимических аномалий и особенности распределения загрязнения в снежной толще. Между тем, аппаратная база для проведения снегомерных полевых наблюдений ограничена. Ниже приводится описание пакета изобретений для мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова.

6.4.1. Группа изобретений для наблюдения за состоянием снежного покрова и выявления загрязнения его поверхности в районах холодного климата

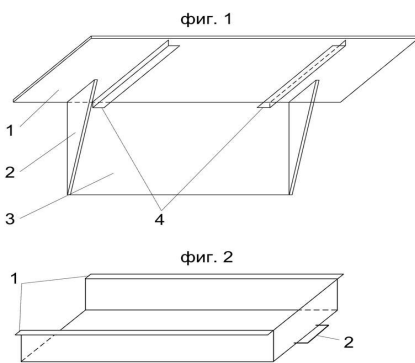


Рисунок. 6.16. Устройство для отбора поверхностных проб снега (описание в тексте).

1. Изобретение «Способ выявления сульфатного загрязнения снежного покрова (варианты) и устройство для отбора проб снега с поверхностным инеем» (патент № 2363939, опубл. 10.08.2009, бюл. № 22) относится к области защиты окружающей среды и предназначено для выявления сульфатного загрязнения снежного покрова. Устройство для отбора проб снега содержит пробоотборник, выполненный в виде горизонтальной и вертикальной пластин, жестко скрепленных между собой (рис. 6.16; фиг. 1). На внутренней стороне горизонтальной пластины закреплены две направляющие для установки нож-лотка, выполненного соразмерно горизонтальной пластине в виде прямоугольного ящика без задней стенки и с заостренным наружным краем основания (рис. 6.16; фиг. 2). Способ выявления сульфатного загрязнения снежного покрова включает отбор пробы снега с поверхностным инеем, его растапливание и определение в талой воде содержание сульфата. Загрязнение выявляют на основе снега, связанного с морозным конденсированием сульфатов из приземного слоя воздуха. Контроль за загрязнением снежного покрова сульфатами ведут по их концентрациям в слое снега с поверхностным инеем параллельно с нарастанием снежной толщи.

Для наблюдений за нарастанием снежной толщи при контроле сульфатного загрязнения поверхности снежного покрова разработан следующий специальный комплекс из четырех устройств, повышающих качество наблюдений.

Для наблюдений за нарастанием снежной толщи при контроле сульфатного загрязнения поверхности снежного покрова разработан следующий специальный комплекс из четырех устройств, повышающих качество наблюдений.

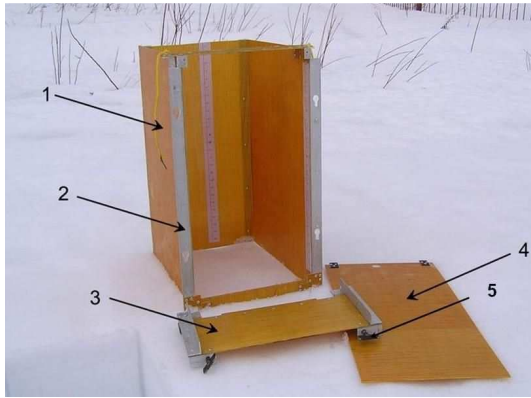


Рисунок. 6.17. Послойный пробоотборник с регулируемым шагом опробования (пояснения в тексте).

(4). Для регулирования шага опробования снежной толщи снегоотборник снабжен подвижной платформой-консолью (3), которая устанавливается на передних ребрах жесткости (2), ее фиксирование на нужной глубине выполняется с помощью зажимов (5). Достижимый при этом технический результат заключается в повышении качества получаемых результатов и улучшении технологии послойного опробования снежной толщи.

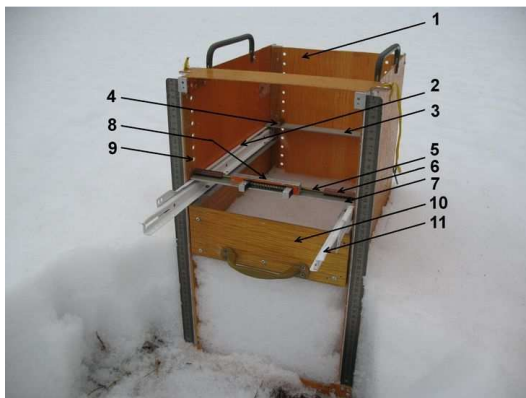


Рисунок. 6.18. Послойный пробоотборник с фиксированным шагом опробования (пояснения в тексте).

снежной толщи при формировании снежного покрова (рис. 6.18). Данный снегоотборник позволяет получать пробы снега равного объема, когда снежная толща имеет сложную стратиграфию, заключающую в себе горизонты с прослоями, различающимися по плотности и количеству оледенелых включений, не выдержанных по простираанию. На рис. 2 представлен снегоотборник для послойного отбора проб снега с равным объемом при фиксированном шаге опробования. Устройство выполнено в виде призмы с размерами 54×27×36 см, состоящей из четырех прямоугольных пластин 1, три из которых жестко скреплены между собой по краям, образуя ребра жесткости, а четвертая – съемная (на рис. 6.17 не показана). Для отбора проб снега с равным объемом при фиксированном шаге опробования устройство

2. Изобретение «Снегоотборник Тентюкова» (патент № 2411487, опубл. 10.08.2009, бюл. № 22) относится к устройству для отбора проб снега с поверхностным инеем. Устройство предназначено для выявления загрязнения снежного покрова, связанного с морозным конденсированием техногенных эмиссий и, в частности, диоксида серы (рис. 6.17).

Снегоотборник для послойного отбора снега с регулируемым шагом опробования выполнен в виде призмы из четырех прямоугольных пластин (1), три из которых жестко скреплены между собой по краям, образуя ребра жесткости, а четвертая – съемная

3. Изобретение «Послойный снегоотборник» (патент № 2477461, опубл. 10.03.2013, бюл. № 7) относится к устройству для отбора проб снега для выявления загрязнения снежного покрова, связанного с морозным конденсированием техногенных эмиссий при их осаждении из приснежного слоя воздуха при образовании инея и изморози, а также изучения послойной динамики изменчивости геохимических параметров снега (водородный показатель, кондуктометрию, плотность снега, окислительно-восстановительный потенциал), связанной с сублимационным метаморфизмом

снабжено устанавливаемой внутри снегоотборника рамой в виде пары продольных 2 и пары поперечных 3 ребер жесткости. При этом продольные ребра жесткости выполнены в виде роликовых направляющих, а поперечные – в виде металлических пластин. Для фиксирования рамы на нужной глубине внутренняя пластина-поперечина 3 по краям содержит неподвижные фиксаторы-выступы 4, а наружная – подвижные 5. Их подвижность обеспечивается возвратно-поступательным движением штоков-фиксаторов 5 в цилиндрах 6, закрепленных на концах передней пластины-поперечины 7. Ограничение возвратно-поступательного хода и выступа штоков-фиксаторов 5 регулируется пружинным механизмом 8, установленным на передней пластине-поперечине 7. Для установки рамы на нужной глубине и получения проб снега равного объема при вертикальном опробовании снежной толщи в трех прямоугольных пластинах выполнены установочные отверстия 9 с фиксированным шагом. Устройство снабжено нож-лотком 10, сделанным в виде прямоугольного ящика без задней стенки и с заостренным наружным краем основания. При этом его заостренность такова, чтобы обеспечивалось врезание в снег с минимальным усилием. На боковых стенках нож-лотка закреплены роликовые направляющие 11, взаимодействующие с роликовыми направляющими рамы 2, при этом высота стенок нож-лотка больше фиксированного шага опробования. Достигаемый при этом технический результат заключается в повышении качества и информативности мониторинга загрязнения снежного покрова.

4. Промышленный образец «Устройство для измерения высоты снежного покрова и прироста инея» (патент № 89907, дата регистрации в Государственном реестре промышленных образцов РФ 16.09.2014), характеризующийся определенным композиционным составом, включающим рейку со шкалой (1), узел крепления (3), а также выполнением рейки цилиндрической формы из металлопластика светлого цвета и наличием узла крепления в виде металлического штыря-якоря с винтовой резьбой, при этом штырь-якорь крепится к деревянной подставке (рис.6.19).

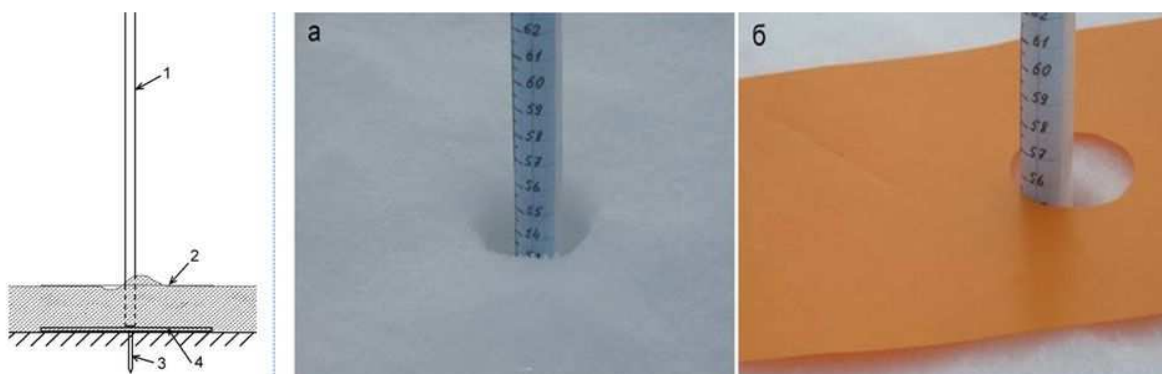


Рисунок. 6.19. Инемерная рейка (пояснения в тексте).

Рисунок. 6.20. Схема снятия измерений с рейки при наличии радиационной лунки (а) с помощью визирной пластины (б).

Цилиндрическая рейка имеет шкалу с ценой деления 1 мм, при этом цвет шкалы, делений и цифр на шкале дан в контрасте со светлой окраской рейки. Для снятия значения высоты снега рейка снабжена тонкой пластиной-уровнемером с отверстием в центре, сама пластина-уровнемер выполнена из легкого непрозрачного полимерного материала контрастного цвета, хорошо заметного на поверхности снежного покрова (рис. 6.20).

5. Изобретение «Способ измерения нарастающих отложений сублимационного льда-инея на поверхности снежного покрова» (патент № 2554303, опубл. 25.07.2015, бюл. № 18) относится к области гидрометеорологии и может быть использовано для измерения нарастающих отложений сублимационного льда-инея на поверхности снежного покрова.



Рисунок. 6.21. Инеемерная площадка (по-яснения в тексте).

Для реализации способа организуют инемерную площадку (рис. 6.21) для наблюдений за структурой снежных кристаллов на поверхности снежного покрова в период между снегопадами. Регулярно измеряют высоту снежного покрова. Устанавливают образование сублимационного инея по наличию сублимационных ледяных игольчатых или перистых кристаллов. Фиксируют интенсивность сублимационного инеобразования по приросту высоты снежного покрова в период между снегопадами. Снимают показания

высоты прироста отложений сублимационных ледяных игольчатых или перистых кристаллов инея. Отбирают пробы поверхностного инея и определяют степень загрязнения снежного покрова. Технический результат: повышение точности измерения прироста инея в период между снегопадами. Результаты апробации заявленной группы изобретений опубликованы в статьях (Тентюков, 2010г, 2011а, 2011в; Tentyukov, 2011a,b, Tentyukov, 2012, Тентюков, 2014,а). Кроме этого данная группа изобретений отмечена свидетельством и медалью лауреата конкурса инноваций в рамках IV Международного форума по интеллектуальной собственности «EXPOPRIORITY-2012» за представленный инновационный проект «Способ и устройство мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова» в номинации *новые приборы и аппаратные комплексы* (г. Москва, 2012).

6.4.2. Результаты апробации изобретений для наблюдения за состоянием снежного покрова

6.4.2.1. Наблюдения за динамикой изменчивости плотности снега

Порядок проведения снегоотбора в режиме с регулируемым шагом опробования снежной толщи показан на рис. 6.22, где приведен фоторяд, демонстрирующий порядок

работы со снегоотборником. Призма снегоотборника (рис. 6.22,а) заглубляется вертикально в снег при постоянном усилии, направленном вниз (рис. 6.22,б). При прохождении снежной толщи с уплотненными прослоями различного генезиса ее предварительно протыкают металлической линейкой по периметру призмы, чтобы избежать смятия и уплотнения снежных слоев, заключенных между прослоями снега. Это помогает избежать нарушений структуры и плотности снега при заглублении призмы. После заглубления призмы отрывают снежный шурф, с таким расчетом, чтобы передняя стенка призмы была свободна от снега (рис. 6.22,в). Затем снимают переднюю стенку призмы и на передние ребра жесткости крепят платформу-консоль, устанавливая его по линейке на требуемую толщину снежного бруска (рис. 6.22,г). Для его получения на платформу-консоль кладется передняя пластина призмы, выполняющая функцию нож-пластины, которая поступательным движением вдвигается в прямоугольный снежный керн, ограниченный с трех сторон стенками призмы (рис. 6.22,д). Для сбора снега с поверхности нож-пластины устройство укомплектовано пластмассовым совком. Каждый образец снега помещается в полиэтиленовый пакет и нумеруется для последующего взвешивания на электронных весах.

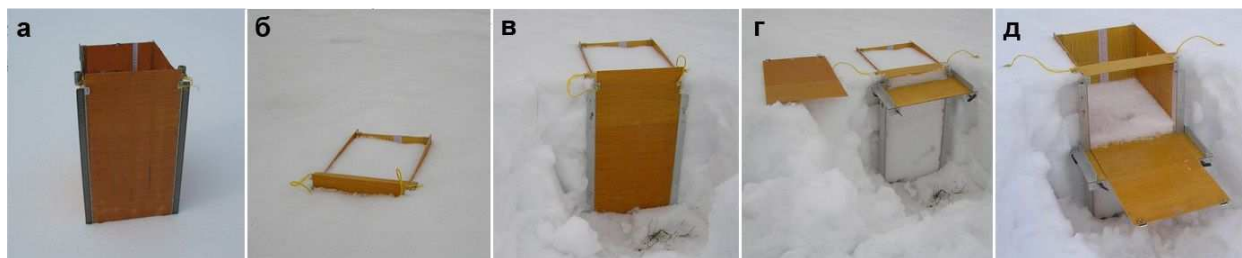


Рисунок. 6.22. Последовательность работы со снегоотборником в режиме с регулируемым шагом опробования (пояснения в тексте).

При режиме с фиксированным шагом опробования снежной толщи первые три шага аналогичны тем, что показаны на рис. 6.22,а-г. После того как отрыт шурф и снята передняя стенка призмы, внутрь ее вставляют раму, которую закрепляют в установочных отверстиях над поверхностью снега, при этом расстояние от поверхности снега до рамы должно быть меньше, чем высота стенок нож-лотка. Далее в роликовые направляющие рамы вставляют нож-лоток, обеспечив при этом его взаимодействие с роликовыми направляющими рамы. После чего нож-лоток поступательным движением вдвигается в снежный керн. Полученный снежный брикет (с размерами $2 \times 27 \times 36$ см) из нож-лотка пересыпают в полиэтиленовый пакет для последующего взвешивания и получения значений плотности и водного эквивалента каждого снежного слоя. Затем с помощью пружинного механизма освобождают передние фиксаторы, выдвигают раму из установочных отверстий задней пластины, перемещают раму ниже на один фиксированный интервал и закрепляют ее в установочных отверстиях и операцию по отбору нового снежного брикета повторяют.

Наблюдения за состоянием снежного покрова. Применение нового снегоотборника в снегомерных исследованиях дает возможность по-новому организовать наблюдения за динамикой послойной изменчивости плотности снега, позволяет оценить плотность отдельных видов снега в снежном покрове, включая суммарную или осредненную по вертикали плотность снега, а также визуализировать особенности стратиграфического строения снежной толщи. Визуализация стратиграфии снежной толщи показана на примере разреза Р-10. Разрез заложен на открытом участке 10 января 2012 г. Поверхность снега ровная. Высота снежного покрова 50 см. Призму снегоотборника вертикально погружают в снег. Затем отрывают шурф. Расчистку фронтальной стенки ведут так, чтобы передняя стенка призмы была прикрыта тонким (до 1,5÷2,0 см) слоем снега. При таком приеме работы со снегоотборником его передняя стенка служит своеобразным светоотражательным экраном, что позволяет показать особенности залегания снежных слоев на фотографии.

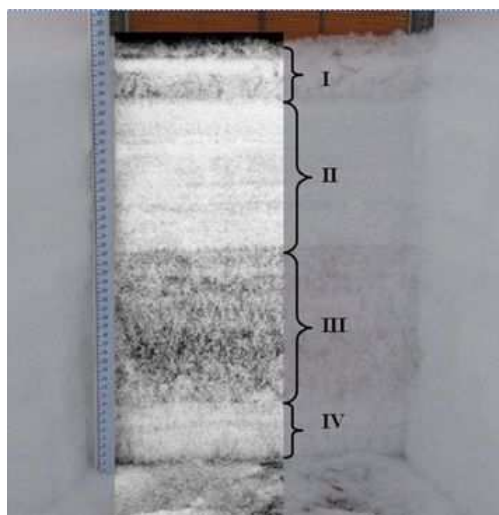


Рисунок. 6.23. Визуализация слоев, составляющих снежную толщу с помощью светоотражательного экрана – передней стенки призмы снегоотборника (пояснения в тексте).

Динамика послойной изменчивости плотности снега. Как видно из фотографии (рис. 6.23), верхний слой (I) имеет светло-серый цвет. Этот слой (мощностью до 8 см) образовался во время снегопада и представлен пушистым и очень рыхлым снегом. Для него характерен малый объемный вес ($0,04 \text{ г/см}^3$). Кристаллы снега имеют вид очень тонких иголок длиной 1÷3 мм, которые образуют рыхлые (ватообразные) агрегаты. В средней части слоя (I) выделяется светлый прослой из микроагрегатов снежных зерен, образовавшихся при осаждении инея во время перерыва снегопада. Плотность прослоя составила $0,11 \text{ г/см}^3$. В интервале глубин 8-24 см выделяется светлый переходный слой (II) из мелко-, среднекристаллического снега. В данном

слое плотность снега возрастает с $0,11$ до $0,21 \text{ г/см}^3$. Под ним на глубине 24-40 см лежит средне-, крупнокристаллический снежный слой (III) со светло-серым оттенком. От верхнего он отличается большей порозностью и размерами ледяных кристаллов, составляющих снежные зерна. Диапазон колебаний плотности снега в нем в пределах $0,19$ - $0,22 \text{ г/см}^3$. В нижней части разреза (глубже 40 см) плотность снега увеличивается, достигая $0,30 \text{ г/см}^3$ в светлом слое (IV) из оледенелого снега, который образовался во время ноябрьской оттепели. В целом, общий диапазон колебаний плотности снега в профиле находится в пределах от $0,04$ до $0,30 \text{ г/см}^3$, при среднем значении $0,20 \text{ г/см}^3$. При этом профиль снежной толщи сложен слоями снега с параметрами плотности, различающейся на порядок. Между тем, известно, что повышение плотности рассеивающей среды, каковой является снежный

покров, приводит к возрастанию отражательной способности поверхности (Чухланцев и др., 2007). Тогда замена стратифицированной по плотности снежной толщи на эквивалентную однородную, что часто практикуется в модельных расчетах водного эквивалента снега по спутниковым данным (Hofer, Matzler, 1980; Гершензон и др., 1981; Snow and Climate, 2008), может привести к неверным выводам при определении снеготолщин на исследуемой территории.

Таким образом, новый снегоотборник с прямоугольным сечением позволяет получать пробы снега с ненарушенной структурой снежных слоев, что повышает качество расчетов плотности снега, которые, как предполагается, более точно отражают действительное значение водного эквивалента снежного покрова (водозапаса). Послойный снегоотборник с прямоугольным сечением, в отличие от цилиндрического весового снегомера, обладает следующими конструктивными преимуществами: а) не имеет отклонений внутренних размеров корпуса; б) исключает субъективность наблюдателя при взвешивании, поскольку измерение проводится с помощью электронных весов; в) обеспечивает получение пробы при невысоком снежном покрове; г) исключает уплотнение снега при пробоотборе из снежной толщи с включениями прослоев различного генезиса (ледяные и радиационные корки, снежные (ветровые) доски). Поэтому новый снегоотборник может быть использован при калибровке весовых снегомеров, что обеспечит сопоставимость результатов снеготолщин, выполненных в разных природно-климатических зонах и повысит репрезентативность модельных расчетов водного эквивалента снега по спутниковым данным.

6.4.2.2. Контроль динамики послойной изменчивости геохимических параметров снежной толщи в условиях атмосферного загрязнения

Наблюдения за стратиграфическими изменениями снежного покрова проводились с 25 января по 5 апреля 2010 г. на засеянном многолетними травами поле, расположенном в зеленой зоне в 4 км к западу от г. Сыктывкар. Они заключались в проведении еженедельной снеготолщинки, в ходе которой измерялась высота снега (с 16 февраля они стали ежедневными), и описании снежных разрезов с послойным пробоотбором снега для определения его плотности. Разрезы закладывались на плакорном участке с недельными интервалами по линии, которая шла вкост преобладающего направления снеговетровых потоков, что исключало перевывание снега на новые снегомерные пункты. В снежных разрезах изучали стратиграфию снежной толщи и особенности текстурных изменений при ее нарастании; визуально выделяли зоны сублимационного смерзания снежных зерен (сублимационной цементации: по П.А. Шумскому, 1956). Последнее учитывалось при суждении о степени увлажненности снега в зоне контакта с почвой.

Подготовка проб к анализу в день отбора заключалась в их взвешивании для расчета средней плотности снега (ρ). Пробы снежного покрова взвешивали с точностью 0.01 г и помещали в морозильную камеру с температурой -20°C . На следующий день снег растапливали при

комнатной температуре. В снеговой воде значения водородного показателя определяли потенциометрически со стеклянным и проточным хлорсеребряным электродами на приборе HI 8519N (Hanna Instruments); удельную электропроводность (ЕС) – кондуктометрически. Отклонения расчетных значений от измеренных в среднем составили для электропроводности 23, а рН – 17 %. Для измерения окислительно-восстановительного (ОВ) потенциала (Еh) использовали платинированный стеклянный электрод HI 3220. Перед началом работы электрод проверялся измерением ОВ-потенциала $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ (феррицианид–ферроцианид) равных концентраций по $3 \cdot 10^{-3} \text{ М}$ в 0.1 М растворе хлористого калия. ОВ-потенциал данной системы равен 430 мВ при 25°C. Испытание платинированного электрода проводили на пробном образце снеговой воды (из одной пробы взяты 10 аликвот, которые составили контрольную выборку). Оно показало хорошую сопоставимость результатов. При этом равновесное состояние между талой водой и электродом устанавливалось через 4-5 мин.; показания Еh были стабильными при среднеквадратичном отклонении $\sigma \pm 8.4 \text{ мВ}$, а пределы колебаний в контрольной выборке составили 350-370 мВ. Наблюдения за послыйной динамикой изменчивости интегральных геохимических параметров в снежной толще в период нарастания снежного покрова (окислительно-восстановительный потенциал, водородный показатель, кондуктометрия и плотность снега) показали (рис. 6.24. I), что в снежной толще существует определенный тренд увеличения плотности снега с глубиной, который остается устойчивым до начала снеготаяния.

Отдельно отметим, что зимой 2009/10 г., в период нарастания снежной толщи на фронтальной стенке снежных разрезов, разграничить слои, связанные со снегопадами, визуально было невозможно. Только в верхней части снежного профиля кратковременно фиксировались слои из стратиграфически значимых снегопадов, которые затем сливались в одну массу с подстилающим слоем из мелкокристаллического снега. В центральной и нижней частях разреза, сложенного средне- и крупнозернистым снегом, видимых текстурных различий, которые можно было бы связать со снегопадами, не наблюдается.

В целом, такое трехслойное строение снежной толщи с двумя ледяными корками сохранялось до конца периода снегонакопления (до 27.03). С началом интенсивного таяния снега трехслойная структура снежной толщи быстро преобразовалась в двухслойную, состоящую из горизонтов средне- и крупнозернистого снега, ледяные корки исчезли.

Электропроводность (кондуктометрия). Показатель (ЕС) характеризует общее количество растворенных веществ в снеговой воде. Его величина в бесснежный период (25.01-01.02) выше, чем во время снегопадов, и составляла 16,2 и 4,1-12 $\mu\text{S}/\text{см}$ соответственно (рис. 6.24, II). Предполагается, что увеличение содержания растворимых соединений на поверхности снежного покрова в бесснежье происходит за счет сухого осаждения аэрозольного вещества. Хорошо различается ход кривой распределения показателя в снежной толще, заключенной между двумя ледяными корками (верхняя – радиационная (К), образовалась в январе в бесснежный период, а нижняя – оттепельная (на рис. 6.23 не показана), в ноябре. Принимается, что наблюдаемое в снежных разрезах с 25.01 по 22.03 снижение электропроводности в средней части снежной толщи связано с деминерализацией аэрозольного вещества поровой

влажностью. Последняя образуется за счет конденсации водяного пара на стенках снежных пор. В то же время относительное увеличение электропроводности в нижней части профиля обусловлено концентрированием поровой влаги при внутриснежном кристаллообразовании. Такая внутрипрофильная динамика изменчивости электропроводности сохранялась до начала снеготаяния (27.03) и полностью исчезла с появлением незамерзающей свободной (гравитационной) влаги в тающем снеге (05.04).

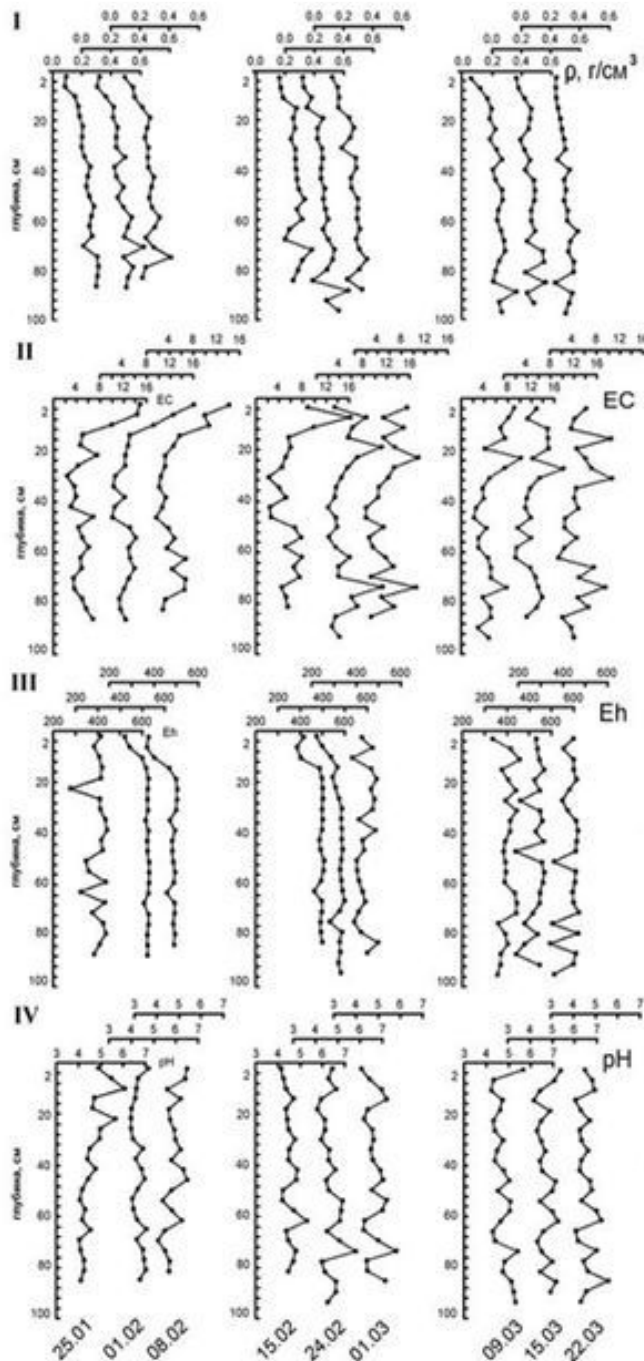


Рисунок. 6.24. Послойное изменение геохимических параметров в снежной толще. Усл. обозн.: I – плотность снега; II – электропроводность, III – окислительно-восстановительный потенциал, IV – водородный показатель.

Окислительно-восстановительный потенциал. Особенности временной и послойной изменчивости распределения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) в снежном покрове показаны на рис. 6.24, III. Средние значения параметра для периода нарастания снежного покрова изменялись от 404 (восстановительные условия) до 512 мВ (окислительные условия), а во время его схода – от 347 до 399 мВ (развивались восстановительные процессы). При этом коэффициент вариации для первого и второго периодов составил 64 и 28% соответственно. Как правило, слой свежее выпавшего снега характеризовался более низкой величиной Eh (от 331 до 380 мВ), чем в нижележащих – от 400 до 460 мВ. Следует заметить, что в первую фазу наблюдений (25.01-24.02) окислительно-восстановительные (ОВ) процессы в верхнем слое снега (до 10-12 см) протекали интенсивнее. Так, средние значения Eh по пяти шурфам (с 25.01 по 24.02) составила $420 \pm 61,5$ мВ (при крайних значениях 370–521 мВ), тогда как в нижележащей толще параметры значений Eh были следующие: $M = 513 \pm 18,4$ мВ при диапазоне колебаний от 502 до 527 мВ (без учета флуктуаций Eh в разрезе 25.01). Во вторую фазу наблюдений (с 01.03 по 22.03), которая характеризовалась воз-

росшей циклонической активностью, частыми снегопадами и затоками относительно теплых масс воздуха, контрастность ОВ-процессов возросла по всему снежному профилю, но при этом средние значения E_h по четырем шурфам (с 01.03 по 22.03) оказались ниже – $M = 410,5 \pm 58,4$ мВ при диапазоне колебаний от 331 до 480 мВ. Третья фаза наблюдений совпала с началом интенсивного снеготаяния (с 27.03 по 05.04). В данный интервал времени средние значения E_h составили $391,7 \pm 46,4$ при колебаниях параметра от 338 до 479 мВ. Итак, по окислительно-восстановительному режиму снежной толщи снежные разрезы можно разделить на две группы. Первая образована разрезами 01.02-24.02. В них восстановительные условия в верхней части снежного профиля быстро сменяются окислительными в нижней. Во вторую вошли разрезы 01.03-05.04, отличающиеся переменным режимом ОВ-процессов по всей вертикали снежного профиля. Предполагается, что неоднородность ОВ-состояния снежного покрова на разных уровнях обусловлена неравномерным содержанием водяного пара в поровом пространстве снежной толщи, а также, возможно, неравномерным содержанием минеральной пыли, необходимой для нейтрализации кислотосодержащих аэрозолей, аккумулированных в снежном покрове. Их взаимодействие с поровой влагой порождает вертикальную зональность ОВ-реакций, которая наиболее контрастна при прохождении циклонов.

Водородный показатель. По результатам наблюдений изменчивости водородного показателя (рН) снеговая вода имеет кислую реакцию (рис. 6.24, IV). Среднее значение рН составило $4,9 \pm 0,1$. При этом средние значения рН снеговой воды в шурфах в период наблюдений варьировали в диапазоне при минимальном значении рН = 4,3, максимальном – 6,5. Заметим, что такие крайние значения зафиксированы в начале наблюдений. В дальнейшем распределение рН фиксировалось в интервале средних значений (4,6–5,5) и оставалось таковым до начала схода снежного покрова (27.03). В период с 27.03 по 05.04 диапазон колебаний водородного показателя несколько уменьшился, его средние значения по шурфам менялись от 5,3 до 5,5. Иными словами, разница средних значений рН между шурфами составила 0,2. Между тем, послойная изменчивость единичных значений рН в снежной толще контрастнее: разница между минимальными и максимальными значениями рН составляет 1,1–1,6.

Окислительно-восстановительная зональность в снежной толще. При анализе окислительно-восстановительных процессов в снежном покрове важно учитывать окислительно-восстановительный потенциал, который характерен для конкретного снежного горизонта с его конкретными величинами минерализации, рН. Общим является падение потенциала ($M=320-450$ мВ) в верхнем слое при осаждении твердых гидрометеоров (иней, снега), что может свидетельствовать о наличии в их составе кислых аэрозолей. Предполагается, что развитие ОВ-процессов в снежном покрове играет важную роль в перераспределении растворимого аэрозольного вещества в снежной толще за счет электродвижущей силы (ЭДС) реакций окисления-восстановления в широком диапазоне рН. При этом ско-

рость диффузии вещества будет тем выше, чем больше разность потенциалов между отдельными снежными слоями или горизонтами.

6.4.3. Барьерообразование в граничной зоне «снег-почва»: глубинная изморозь как объект геохимического опробования

6.4.3.1. Штриховка «Фореля» на поверхности ледяных кристаллов как индикатор криогенных процессов

Штриховка «Фореля» на поверхности ледяных кристаллов глубинной изморози индицирует собой зоны эвтектического равновесия между твердыми фазами льда и растворов солей в виде чередующихся тонких полосок. Механизм их появления следующий.

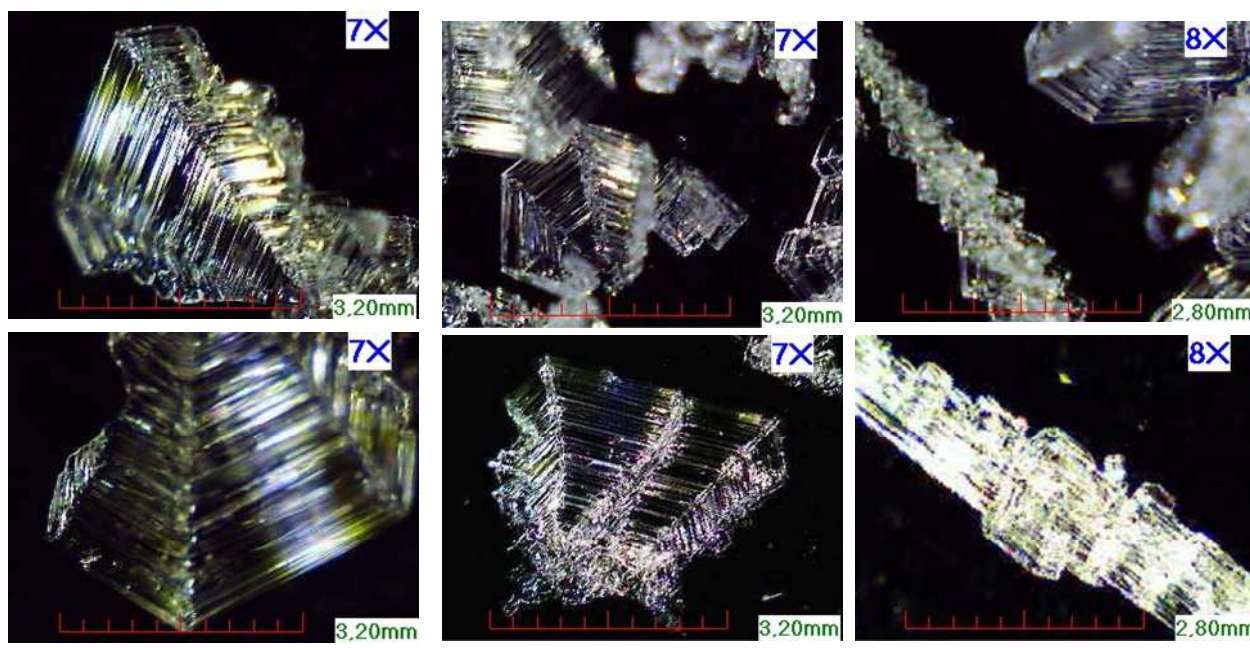


Рис. 6.26. «Молодые» кристаллы изморози с поверхности снега. На гранях кристаллов штриховка Фореля выглядят контрастно (съемка 10.12.2012 г.).

Известно, что переход воды из жидкого в кристаллическое состояние происходит при строго определенной температуре – при 0°C . Однако присутствие растворенного вещества понижает точку замерзания воды. Точка замерзания в соответствии с законом Рауля снижается на ΔT пропорционально молярной концентрации растворенного вещества. Охлаждение разбавленного раствора до температуры на ΔT при температуре ниже 0°C вызовет кристаллизацию льда и фазовое разделение. При дальнейшем снижении температуры количество объемного льда увеличивается, а остаточный раствор становится более концентрированным, пока не будет достигнута эвтектическая концентрация и температура. В данной точке растворенное вещество и остальной растворитель кристаллизуются и выпадают в осадок в виде взаимопроникающих областей растворенного вещества и льда, т.е. образуют криогидраты. Предполагается, что оптическая плотность чистого объемного

льда и эвтектической смеси, состоящая из взаимопроникающих областей окристаллизованного растворенного вещества и льда, различны. Вследствие чего на поверхности граней ледяных кристаллов иней в отраженном свете эта зона видна в виде чередования полосок – штриховки Фореля (рис. 6.25), которые, таким образом, индицируют собой зоны роста ледяных кристаллов. Предполагается, что расщепленные объемные кристаллы поверхностного инея (рис. 26) активно участвуют в морозном концентрировании техногенных эмиссий в приземном слое воздуха. Поэтому методы кристалломорфологии могут иметь важное диагностическое значение в структурном снеговедении и экологической геохимии.

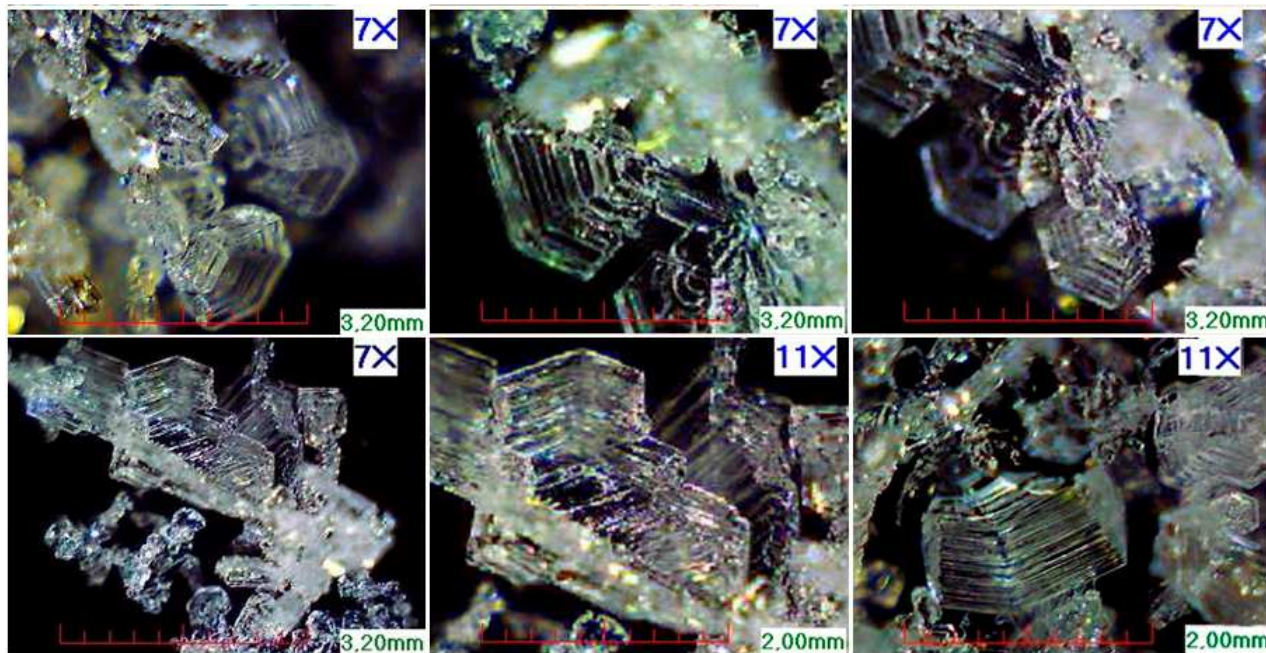


Рисунок. 6.26. Фоторяд, демонстрирующий расщепленный рост кристаллов инея, начавшийся еще в приземной атмосфере, продолжается и на поверхности снега. Процесс сопровождается постепенным разрастанием кристалла по периферии (лучам снежинки) в обособленные субиндивиды и структурные блоки кристаллов инея.

6.4.3.2. К механизму барьерообразования в зоне контакта «снег-почва»

Механизм прироста снежной массы в нижней части снежной толщи иной и связан с существованием в данной зоне изотермического слоя. Известно, что в зоне контакта снег-почва резко изменяется ход изотерм (Гуртовая, 1961). Это обусловлено тем, что выхолаживание нижних горизонтов снега, вызванное испарением водяных паров из почвы, понижает её температуру. Поскольку плотность почвы и её объемная теплоемкость в пять раз больше аналогичных показателей для снега, то выхолаживание почвы в зоне контакта со снегом существенно меньше, чем в припочвенном слое снега. Поэтому при испарении почвенной влаги в зоне контакта «снег-почва» температура снега понижается быстрее, чем почвы. В итоге формируется изотермический слой (Гуртовая, 1961), в пределах которого влажность кристаллов глубинной изморози оказывается выше, чем в перекрывающих

его слоях крупнозернистого снега. При закладке снежного шурфа изотермический слой проявляется в нижней части снежной толщи в виде зоны сублимационной цементации. Большая увлажненность ледяных кристаллов в данной зоне, возможно, обусловлена тем, что при нелинейном массопереносе водяного пара из почвы в пределах изотермического слоя возникает его избыток, часть которого конденсируется на кристаллах глубинной изморози в виде субохлажденной пленочной жидкости.



Рисунок. 6.28. Морфология кристаллов глубинной изморози (пример скелетной формы показан стрелкой) в зоне изотермического слоя.

Её кристаллизация на границах ледяных кристаллов увеличивает их размеры и может приводить к появлению своеобразных скелетных форм кристаллов (рис. 6.28). Заметим, что выявленные скелетные формы ледяных кристаллов морфологически отличаются от аналогичных образований, приведенных в работе (Коломыц, 1984). Следовательно, в пределах изотермического слоя существует своеобразная

кристаллообразующая среда, которая определенным образом может влиять на динамику снегонакопления. Предполагается, что кристаллические новообразования участвуют в увеличении объема порового пространства в зоне глубинной изморози.

Это способствует поступлению в данную часть снежной толщи дополнительного количества водяного пара из верхних горизонтов почвы, что в конечном итоге, ведет к увеличению объема снежной массы и адсорбированной поровой влаги в нижней части снежного профиля и, таким образом, может влиять на степень разбавления аэрозольного вещества в нижней части снежной толщи.

6.4.3.3. Хионогенное барьерное накопление дочерних продуктов распада радона – ^{210}Pb и ^{210}Po кристаллами глубинной изморози

Природные радионуклиды рядов тория и урана, рассеянные в окружающей среде, вносят существенный вклад во внешнее и внутреннее облучение живых организмов, включая и человека (Ионизирующие излучения..., 1982; Радиация..., 1990). Среди них определенный интерес представляют изотопы уранового ряда ^{210}Pb и ^{210}Po , которые по-

ступая с пищей внутрь организмов, обеспечивают значительную часть дозы (около 35%) внутреннего облучения живых организмов (Holtzman, 1966; Ham et al., 2001; Pietrzak-Flis et al., 1997; Guogang, Giancarlo, 2007). Поэтому оценка дозовых нагрузок ^{210}Pb и ^{210}Po , являющихся наиболее радиотоксичными и распространенными в окружающей среде (Ампелогова, 1976; Бэгнал, 1960; Гудзенко, Дубинчук, 1987; Радиация..., 1990; Журавлев, 1990; Al-Masri et al., 2006; Henricsson et al., 2011; Persson, Holm, 2011; Fernandez et al., 2012), предполагает разработку новых способов наблюдения и технологий мониторинга за динамикой изменчивости содержания данных радионуклидов в природных объектах.

Известно, что основным естественным источником поступления ^{210}Po и ^{210}Pb в почву является их материнский радионуклид – ^{222}Rn . Предполагается, что эти продукты распада взаимодействуя с малыми газовыми компонентами (ультрадисперсные минеральные частицы, молекулы H_2O , N_2O , C_xH_x и др.) почвенного воздуха образуют *вторичные аэрозоли*, которые определенным образом могут влиять на радиационный фон конкретной территории.

Радиоэкологическая характеристика полигона³⁷. В пределах полигона концентрация ^{226}Ra в почво-грунтах колеблется от 7,4 до 25,9 Бк/г, а гамма-фон – в интервале 1-25 мкЗв/ч. Отходы радиевого промысла являются постоянным источником поступления ^{222}Rn в приземный воздух, при этом эманлирующая способность отходов высокая. На открытых участках концентрация радона колеблется от 18,5-111,0 Бк/л, тогда как для задержанных участков она меньше – 1,8-7,4. Однако из-за различий структуры подстилающей поверхности и микроклиматических условий средние значения содержания радона в приземном воздухе исследованного участка в целом невысоки – 0,7 Бк/л. Вместе с тем, для участков с мощностью экспозиционной дозы более 20 мкЗв/ч наблюдается повышенное содержание ^{210}Po и ^{210}Pb – продуктов распада радона (от 37 до 185 Бк/г) Изотопное соотношение $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ в почво-грунтах составляет 0,6-1,0.

Радиометрическое определение ^{210}Po и ^{210}Pb в талой воде, полученной из глубинной изморози, осуществлялось по методикам, разработанными в ВИМС (Радиометрическое ..., 1992; Радиометрическое ..., 1994). Сущность методики состоит в селективном электрохимическом осаждении радионуклидов из раствора на металлический диск. Далее определяют активность ^{210}Po и ^{210}Pb путем измерения интенсивности альфа-излучения ^{210}Po и бета-излучения ^{210}Bi (являющегося дочерним продуктом распада ^{210}Pb) и сопоставления с активностью эталонного образца с известным количеством определяемых радионуклидов. Суммарная погрешность анализа не выше 30 % при систематической составляющей не более 10%.

³⁷ Составлена по материалам сборника (Миграция и биологическое действие естественных радионуклидов..., 1980).

Обработка геохимической информации. Полученные результаты радиометрических измерений ^{210}Po и ^{210}Pb сводились в отдельные выборки. Для их сравнительной оценки использовали медианное содержание (Me). Оно мало чувствительное к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений (Юфа, Гурвич, 1964; Юдович, Кетрис, 1994). Медиана устойчивее средней арифметической в условиях экцессивных (островершинных) распределений, что особенно важно при изучении территорий с мозаичным содержанием радионуклидов в почвенно-растительном покрове, когда заведомо нельзя предположить единый тип распределения для каждого элемента по имеющимся выборкам. Результаты обработки приведены в табл. 6.14.

Распределение радионуклидов в аэрозолях. Анализ полученных результатов выявил

большие колебания содержания радионуклидов во вторичных аэрозолях, адсорбированных кристаллами глубинной изморози (табл. 6.7). Следует отметить, что изотопное соотношение $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ в снежной толще на

порядок меньше (0,018), чем в почво-грунтах (0,6-1,0). Причина данного обстоятельства не вполне понятна, возможно, что зимой количественное увеличение свинца произошло за счет прироста концентрации радионуклидов в граничной зоне «почва-снег», обусловленного экранирующим влиянием снежного покрова и сорбционной активностью снежных зерен глубинного инея.

Таблица 6.14. Сезонное распределение ^{210}Pb и ^{210}Po в глубинной изморози, мБк/г (в числителе min–max значения, в знаменателе – медиана)

Участок	^{210}Po	^{210}Pb	$^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$
	Зима		
Полигон (12 проб)	$\frac{4,05-190,73}{12,32}$	$\frac{196,28-9284,31}{695,07}$	0,018
Фон (3 пробы)	$\frac{1,07-1,59}{1,16}$	$\frac{46,39-103,39}{49,96}$	0,023

6.4.3.4. Механизм концентрирования радионуклидов в снежной толще

Ранее было установлено, что в зоне контакта снег-почва резко изменяется ход изотерм (Гуртовая, 1961). При этом отмечается, что выхолаживание нижних горизонтов снега, вызванное испарением водяных паров из почвы, понижает её температуру. Поскольку плотность почвы и её объемная теплоемкость в пять раз больше аналогичных показателей для снега, то выхолаживание почвы в зоне контакта со снегом существенно меньше, чем в слое снега, граничащем с почвой – в результате формируется изотермический слой. Предполагается, что при нелинейном массопереносе³⁸ водяного пара из почвы в зоне изотермического слоя возникает его избыток, часть которого конденсируется на снежных кристаллах глубинного инея в виде субохлажденной пленочной жидкости. Её кристаллизация на гранях кристаллов глубинного инея увеличивает их размеры. Следовательно, в зоне изотермического слоя (снег-почва) воз-

³⁸ Механизм приведен в работе Sokratov, Norikazu, 2000.

никают условия для существования своеобразного криогеохимического барьера, который определенным образом может влиять на концентрирование вторичных аэрозолей зимой. Предполагается, что физико-химические преобразования снежных кристаллов в зоне контакта «снег–почва» с участием субохлажденной влаги, образовавшейся при конденсации почвенных водяных паров, контролируют процесс накопления ^{210}Po и ^{210}Pb в кристаллах глубинного инея на криогеохимическом барьере.

Механизм усиления сигнала накопления ^{210}Po и ^{210}Pb на криогеохимическом барьере связан с образованием криогидратов. Известно, что при постепенном снижении температуры в системе происходит криогенная дегидратация раствора (выделение кристаллической фазы – объемного льда) и образование криопега (субохлажденного концентрированного раствора соли в воде). Дальнейшее понижение температуры данного раствора приводит к образованию твердой эвтектической смеси – криогидратов, представляющих собой двухфазную систему, состоящую из тонкой смеси кристаллов солей и льда. В условиях низких температур кристаллогидраты могут быть относительно устойчивыми и при этом выполнять роль своеобразных «твердых» водяных растворов в снежной толще – криокристаллогидраты. При этом возможно, что их структура не препятствует диффузии вторичных аэрозолей и их концентрированию внутри криокристаллогидрата. Следовательно, можно предполагать, что зимой процесс накопления ^{210}Po и ^{210}Pb в кристаллах глубинного инея идет за счет образования криокристаллогидратов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные научные и практические результаты эколого-геохимических исследований Большеземельских и Ямальных тундр следующие.

Установлены эмпирические закономерности, характеризующие особенности фонового распределения элементов-примесей (ЭП) в равнинных ландшафтах Ямала и Большеземельской тундры. Оценка совпадения теоретических и эмпирических частот распределения ЭП, выполненная с использованием критерия χ^2 , показала, что как для целинных, так и освоенных тундр распределение ЭП в почвенно-растительном покрове в большинстве не может быть аппроксимировано логарифмически нормальным законом распределения. Гистограммы часто осложнены сильным эксцессом и имеют значительную дисперсию. Примечательно, что и в Большеземельских, и Ямальных тундрах для сульфофильных и литофильных ЭП фиксируется преимущественно полимодальное распределение в выборках, что может свидетельствовать о нескольких источниках их поступления в ландшафты.

При выявлении индикационных и диагностических признаков техногенной трансформации геохимического фона целинных тундр для целей мониторинга необходимо учитывать, что геохимическая дифференциация микроэлементного фона Ямала и Большеземельской тундры – процесс многофакторный. Он определяется соотношением, по меньшей мере, четырех почвообразовательных процессов: криогенеза, торфонакопления, глеевого выщелачивания и подзолообразования. О каждом из этих процессов можно судить по особенностям распределения индикаторных групп элементов-примесей в почвенном профиле. Так, в группе *типичных катионогенных элементов-литофилов* (Sr, Ba) в условиях торфонакопления информативен барий, который может образовывать подвижные органо-минеральные комплексы. Контрастность его аномалий в торфе нередко определяется генезисом торфа (моховой, осоковый, травяной). Образование аномалий Sr часто приурочено к надмерзлотному иллювиальному максимуму, что может свидетельствовать о присутствии сезонных криогенных карбонатных форм данного элемента. В группе *катионо- и анионообразующих литофилов* с постоянной валентностью (Ga, Sc, Y) определенную информативность имеет распределение Ga. В тундрах Ямала накопление галлия в растениях отражает относительно высокую степень запыленности приземной атмосферы на полуострове. Из *катионо- и анионогенных элементов с переменной валентностью* (Ti, Zr, Sn, V, Mo, Nb) наиболее информативны элементы, способные связываться в прочные соединения с органическим веществом почв (Ti, V, Mo). В группе *типичных анионообразующих литофилов* (B, P) хорошим показателем бионакопления является фосфор. В группе *металлов-сульфофилов* (Pb, Cu, Zn) элементами-антагонистами в торфонакоплении являются

Zn и Cu. Если для первого распределение в торфяной толще имеет регрессивно-аккумулятивный тип, то для меди – прогрессивно-элювиальный. Появление надмерзлотного иллювиального максимума для Pb часто свидетельствует о его сорбции глинистой фракцией почв. В группе *элементов-сидерофилов* (Fe, Co, Cr, Mn, Ni) помимо железа хорошим индикатором окислительных условий является Mn.

Установлено что особенности распределения элементов-примесей в тундровых почвах и растениях техногенных участков связаны с дополнительным импульсом миграции вещества, что обусловлено: **а)** увеличением слоя сезонного оттаивания многолетнемерзлых почво-грунтов при механическом повреждении напочвенного покрова; **б)** приростом объемов транзитного стока мерзлотной верховодки и техногенным заболачиванием ландшафтов; **в)** активизацией суффозии, солифлюкции и оврагообразованием; **г)** техногенными выбросами в приземную атмосферу и связанным с ним повышением массы кислотообразующих аэрозолей; **д)** формированием техногенного микрорельефа и усилением снегонакопления на промышленных площадках. Следует заметить, что для целинных тундр, в которых слой сезонного протаивания смыкается с многолетней мерзлотой, колебания фона больше зависят от типа почв и характера растительности, и меньше – от степени увлажнения. Таким образом, геохимические аномалии, возникающие вследствие сезонных флуктуаций природного геохимического фона, и геохимические аномалии, связанные с техногенной трансформацией мерзлотных ландшафтов, имеют разные механизмы и должны рассматриваться отдельно: как в отношении выбора геохимических показателей природного и техногенного фона, так и геохимических признаков в объектах-индикаторах.

Выполнена оценка аномальных флуктуаций геохимического фона на основе анализа гистограмм распределения элементов, в которых интервалы частот сопряжены с атрибутивной информацией (номер пробы, коды атрибутов, описывающие место отбора проб, механический состав почв, систематику растений). Результаты показали, что в выборках, характеризующих техногенные участки, преобладают пробы с положительными аномалиями (значения концентраций выше среднемедианного), что может свидетельствовать как об относительно высокой геохимической активности почв, так и о низких темпах самоочищения территории. Для целинных тундр однозначной интерпретации не установлено.

Изучение концентрационных функций тундровых растений показало следующее. Для типичных катионогенных литофилов (Ba, Sr) отмечается преимущественное накопление в древесных кустарниках. Отношение Ba/Sr ниже в растениях северных тундр, чем в южных. Группа катионо- и анионогенных химических элементов с постоянной валентностью (Sc, Y, Ga, Ge) в целом отличается низкими содержаниями в тундровой растительности. Ti, Zr, Sn, V, Nb, Mo, относящиеся к группе катионо- и анионогенных химических элементов с переменной валентностью, в растениях накапливаются неодинаково. Для V и

Мо характерны относительно высокие значения КБП, что обусловлено их биофильностью. Для Ti, Zr, Nb различные уровни накопления обусловлены разницей геохимического фона. Для Sn отмечается относительное накопление в растениях южных тундр Ямала, в частности, в травах. Для Большеземельской тундры такой избирательности элемента не выявлено. Бор и фосфор (типичные анионогенные литофилы) активно концентрируются в растениях. Для бора характерно накопление в кустарниках и кустарничках, из травянистых растений концентраторами бора являются плауны; фосфора больше в кустарниках. Для металлов-сульфофилов (Cu, Zn, Pb) распределение в тундровой растительности во многом контролируется условиями среды, определяющими активность миграции этих элементов в почве. Сидерофилы группы железа (Cr, Mn, Co, Ni) отличаются неравномерным распределением в растениях тундр. В целом можно отметить, что геохимический фон растений варьирует сильнее, нежели почв.

Сопоставление биогеохимической активности жизненных форм тундровых растений (кустарники, травы, мхи и лишайники) показало систематическую (биоморфную) специализацию трав в преимущественном накоплении анионогенных элементов, тогда как кустарники, мхи и лишайники характеризуются увеличенным содержанием катионогенных элементов. Формирование аномалий катионогенных элементов во мхах и лишайниках идет по безбарьерному типу, а их контрастность зависит от степени шероховатости и формы листовых пластинок мхов и вегетативной поверхности (кустистые, накипные) лишайников.

Сопреженные с ЭПР-спектроскопией и термографические исследования сфагновых мхов выявили для загрязненных растений увеличение интенсивности спектра свободных радикалов, смещение температурных отметок термической деструкции органического вещества в область относительно низких значений. Примененное сочетание физических методов может быть достаточно информативным при качественной оценке состояния природной среды в зоне техногенеза.

При промышленном освоении территорий, характеризующихся наличием длительного периода с устойчивым снежным покровом, проблема кислых осадков трансформируется в проблему кислого снега. Наблюдения за динамикой изменчивости содержания сульфат-иона на поверхности снежного покрова показали, что сульфатное загрязнение поверхности снежного покрова в период между снегопадами обусловлено адсорбцией сжиженных капель SO_2 на ледяных кристаллах инея при его осаждении (температура сжижения диоксида серы -10°C , зимой в приземном слое воздуха возможно образование дисперсных капель сжиженного газа SO_2 как из атмосферы, так и состава техногенных эмиссий). Ранее этот источник подкисления снега не учитывался и не рассматривался. Возможность осаждения сжиженных капель SO_2 на поверхности ледяных кристаллов инея с

последующим их выпадением на поверхность снега объясняет часто наблюдаемый факт, когда исследователи при изучении снежного покрова фоновых и техногенных территорий получают близкие количественные показатели содержания сульфат-иона в снеговой воде.

На основе сравнения расчетов растворимости подвижных мономеров Fe (II) и Fe (III) с аналитическими результатами по пробам поверхностных вод, взятых с ключевых участков, прилегающих к Бованенковскому газоконденсатному месторождению, отличающихся низкой эрозионной устойчивостью склонов, выявлена связь сульфатного комплексобразования с ожелезнением вод при криогенном крипе. Показано, что ионно-солевое отношение $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} / \text{SO}_4^{2-})$ может служить индикационным признаком при оценке эрозионной устойчивости склонов.

Эколого-геохимический анализ барьерообразующих факторов выявил небольшой спектр классов геохимических барьеров: кислородный (A2, A6), глеевый (C2, C6), щелочной (D2, D6), кислый (E6), термодинамический (H2, H6) и сорбционный (G2, G6) с соответствующими типами аномалий. Совместное действие барьерообразующих факторов часто инициирует образование комплексных барьеров, в частности, кислородно-сорбционного барьера A-G, приуроченного к капиллярной кайме мерзлотной верховодки; щелочно-сорбционного барьера D-G, сопряженного с капиллярным механическим барьером, в результате такого взаимодействия возникает аномалия D6-G6 (D2-G2). В зоне мерзлотного водоупора появление глеевого барьера с аномалией типа C6 нередко осложняется иллювинованием и сорбцией ЭП с образованием комплексной глеево-сорбционной аномалии C6-G6.

Применение геохимических барьеров в природоохранной практике повышает эффективность мер защиты и мониторинга окружающей среды топливобывающих комплексов в Субарктике. В частности, в условиях равнин Большеземельской тундры с близким залеганием мерзлотного водоупора (ландшафты харьягинского типа) в качестве основы разработок способов защиты окружающей среды лучше использовать искусственный мерзлотно-сорбционный геохимический барьер, который эффективен как для локализации распространения внутрипочвенного загрязнения, так и для мониторинга самоочищения территории. Информативно геохимическое опробование коллоидных образований гидроксидов железа, осаждающихся на кислородном барьере. Широкая встречаемость гидроксидов железа делает их чрезвычайно удобным объектом геохимического опробования при создании опорных точек сети геохимического мониторинга.

Анализ послонной изменчивости интегральных геохимических параметров (водородный показатель, окислительно-восстановительный потенциал, кондуктометрия, плотность снега) показал, что в снежном покрове существует окислительно-восстановительная зональность.

Наблюдениями установлено, что в зоне изотермического слоя, формирующегося на границе «снег-почва», возникают условия для существования своеобразного криогеохимического барьера. Физико-химические преобразования снежных кристаллов в данной граничной зоне с участием субохлажденной влаги, образовавшейся при конденсации почвенных водяных паров, контролируют процесс накопления ЭП в кристаллах глубинного инея на криогеохимическом барьере.

Установлено, что вне зависимости от агрегатного состояния аэрозольного стока аэрогенные геохимические аномалии возникают при взаимодействии воздушного потока с подстилающей поверхностью в результате адгезии пыле-аэрозольных частиц, которой всегда предшествует адсорбция. При этом удержание частиц осуществляется за счет капиллярных сил конденсирующейся жидкости. Образующиеся при этом геохимические аномалии, по классификации А.И. Перельмана (1975), могут быть отнесены к H2–G2.

Наблюдениями за сезонной динамикой изменчивости микроэлементного состава аэрозольного стока обнаружено, что соотношение содержаний металлов в водо- и кислоторастворимой фракциях сухих выпадений зависят от содержания кислотообразующих аэрозолей и минеральных частиц в воздухе. В условиях подкисления атмосферы техногенными эмиссиями концентрация металлов в водорастворимой фракции сухих выпадений выше, чем в кислоторастворимой, тогда как при запылении воздуха зависимость обратная.

Апробирован новый способ пассивного пробоотбора аэрозоле. Наблюдения проводились в широком диапазоне температур (от -47 до $+32^{\circ}\text{C}$), относительной влажности (30–100%) и скорости ветра (от штиля до $20\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ с порывами до 35) в тундровой и таежной зонах европейской территории России. По итогам исследований получено 13 патентов. Полученные результаты позволяют по-новому организовать пассивный контроль аэрозольного стока при изучении регионального и трансграничного переноса техногенных эмиссий, при исследованиях атмосферной радиоактивности и наблюдениях аэрозольного загрязнения приземного слоя воздуха в малообжитых и труднодоступных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. 1304492 СССР МКИ Е 21 С 41/00, А 01 В 79/00. Способ локализации техногенных потоков загрязнения / Перельман А. И., Тентюков М. П., Братцев А. П., Мырлян Н. Ф. – N 3874592/22-03; заявл. 21.03.1985; зарегистр. 15.12.1986. (ДСП).
2. А.с. 1388798 СССР МКИ G 01 N 33/24. Способ выявления техногенного загрязнения ландшафтов с глеевой обстановкой / Перельман А. И., Тентюков М. П., Мырлян Н. Ф., Пискун И. И. - N 4077815/30-15; заявл. 13.06.1986; опубл. 15.04.1988. Бюлл. № 14. - 6 с.: ил.
3. А.с. 1453356 СССР МКИ G 01 V 9/00. Биогеохимический способ выявления зон активной миграции техногенных элементов / Перельман А. И., Тентюков М. П., Мирнова А. И., Анохин А. Б., Пискун И. И. – 4268097/24-25; заявл. 26.06.1987; опубл. 23.01.1989. Бюлл. № 3. – 5 с.: ил.
4. А.с. 1730582 СССР МКИ G 01 N 33/24. Способ выявления загрязнения в зоне избыточного увлажнения / Тентюков М. П., Назарова Г. С., Бершов Л. В. - N 4629039/15; заявл. 30.12.1988; опубл. 30.04.1992. Бюлл. № 16. – 10 с.: ил.
5. Авессаломова, И. А. Геохимические показатели для изучения ландшафтов / И. А. Авессаломова. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 108 с.
6. Авессаломова, И. А. Экологическая оценка ландшафтов: уч. пособие / И. А. Авессаломова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 89 с.
7. Адам, Н. К. Физика и химия поверхностей / Н. К. Адам. – М-Л.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. – 552 с.
8. Айвазян, А. Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов юго-западного Алтая: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.01 / А. Д. Айвазян; М.: МГУ, географический факультет. – М., 1974. – 24 с.
9. Айвазян, А. Д. О геохимической специализации растений (на примере Мугоджар) / А. Д. Айвазян, Н. С. Касимов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 1979. – №3. – С. 42-47.
10. Акульшина, Н. П. О биологической рекультивации нарушенных земель в связи с охраной растительности в нефтедобывающих районах Коми АССР / Н. П. Акульшина // Природопользование в системе хозяйства европейского Северо-Востока. – Сыктывкар, 1987. – С. 69-76.
11. Алекин, О. А. Основы гидрохимии / О. А. Алекин. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
12. Александрова, Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л. Н. Александрова. – М.: Наука, 1980. – 288 с.

13. Александровский, А. Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене / А. Л. Александровский. – М.: Наука, 1983. – 148 с.
14. Алексахин, Р. М. Радиоэкология: столетняя история этой области естествознания – уроки эволюции и современные задачи / Р. М. Алексахин // Матер. Междунар. конф. «Биологические эффекты малых доз ионизирующей радиации и радиоактивное загрязнение среды». – Сыктывкар (28 сентября - 1 октября 2009 г.): Сыктывкар, 2009. – С. 7-9.
15. Алексеева-Попова, Н. В. Внутривидовая дифференциация дикорастущих видов под влиянием избытка тяжелых металлов в среде / Н. В. Алексеева-Попова // Природные и антропогенно измененные биохимические циклы: Труды Биогеохимической лаборатории. Т. XXI. – М.: Наука, 1990. – С. 175-185.
16. Алексеева-Попова, Н. В. Устойчивость к тяжелым металлам (Pb, Zn, Cu) отдельных видов и популяций из района медноколчеданных рудопроявлений / Н. В. Алексеева-Попова, Т. И. Игошина, А. В. Косицин, Н. Л. Ильинская // Растения в экстремальных условиях минерального питания. – Л.: Наука, 1983. – С. 22-42.
17. Алимарин, И.П. Справочное пособие по аналитической химии: учеб. пособие / И. П. Алимарин, Н. Н. Ушаков. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 104 с.
18. Алисов, Б. П. Климат СССР / Б. П. Алисов. – М.: Изд-во МГУ, 1956. – 387 с.
19. Альтшуллер, С. А. Электронный парамагнитных резонанс соединений элементов промежуточных групп / С. А. Альтшуллер. Б. М.Козырев. – М.: Наука, 1972. – 672 с.
20. Ампелогова, Н. И. Радиохимия полония / Н. И. Ампелогова. – М.: Атомиздат, 1976. – 265 с.
21. Ананьева, Г. В. Особенности инженерно-геокриологических условий северного отрезка проектируемой трассы железной дороги Обская-Бованенково / Г. В. Ананьева // Сб. науч. тр.: «Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике»: Материалы Междунар. конф. Пущино (23-26 апреля, 1996). – Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН, 1997. – С. 116-123.
22. Андреичева, Л. Н. Палеогеографические обстановки и климат в плейстоцене на европейском Севере России / Л. Н. Андреичева, Т. И. Марченко-Вагапова // Матер. IV Всероссийского совещ. по изучению четвертичного периода «Кватер-2005». – Сыктывкар (23-26 августа 2005 г.): Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 17-19.
23. Андреяшкина, Н. И. К вопросу об устойчивости фитоценозов Крайнего Севера к транспортным воздействиям / Н. И. Андреяшкина // Ботанические исследования на Урале. – Свердловск, 1990. – С. 5-12.
24. Анисимова, Н. П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны / Н. П. Анисимова. – Новосибирск: Наука, 1981. – 151 с.

25. Аржанова, В. С. Геохимия ландшафтов и техногенез / В. С. Аржанова, П. В. Елпатьевский. – М.: Наука, 1990. – 196 с.
26. Архипов, С. А. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири / С. А. Архипов, В. С. Волкова. – РАН, Сиб. отделение ОИГГМ. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
27. Арчегова, И. Б. Характер гумусированного горизонта в суглинистых тундровых почвах на северо-востоке Европейской тундры / И. Б. Арчегова // Экология. – 1972. – № 5. – С. 28-34.
28. Астратов, Ю. М. Вариации содержания сульфатов в атмосферных осадках Арктики за последние 90 лет / Ю. М. Астратов, И. И. Заверьева, А. Г. Рябошапко // Метеорология и гидрология. – 1986. – № 1. – С. 42-45.
29. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения: к итогам советско-американского аэрозольно-радиационного эксперимента / под ред. К. Я. Кондратьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 118 с.
30. Аэрозоли Сибири / отв. ред. К. П. Куценогий; Рос. акад. наук. Сиб. отд-ние. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 548 с.
31. Бабанин, В. Ф. Магнитные свойства конкреций подзолистой поверхностно-оглеенной почвы / В. Ф. Бабанин, А. В. Иванов, Д. Э. Пухов, А. М. Шипилин // Почвоведение. – 2000. – № 10. – С. 1224-1232.
32. Баденкова, С. В. Сфагнум и торф верховых болот как объект геохимического мониторинга / С. В. Баденкова, О. П. Добродеев // Методы изучения техногенных геохимических аномалий. – М.: ИМГРЭ, 1984. – С. 71-76.
33. Барыгин, В. М. Подземные воды Воркутинского района / В. М. Барыгин. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – 121 с.
34. Батоян, В. В. Биогеохимическая оценка состояния природной среды (опыт разработки регионального анализа) / В. В. Батоян, В. С. Вшивцев, Н. С. Касимов и др. // Природные и антропогенноизмененные биохимические циклы / Тр. Биогеохимической лаборатории. – Т. 21. – М.: Наука, 1990. – С. 108-126.
35. Баулин, В. В. Реликтовая мерзлота на Севере европейской части СССР / В. В. Баулин, И. Ю. Быков, П. Б. Садчиков // Докл. АН СССР. 1978. – Т. 241. – № 2. – С. 471-474.
36. Бахнов, В. К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса / В. К. Бахнов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 192 с.
37. Беликова, Т. В. Характеристика фонового загрязнения сульфатами снежного покрова на территории СССР / Т. В. Беликова, В. Н. Василенко, И. М. Назаров. и др. // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 9. – С. 47-55.
38. Белозерцева, И. А. Техногенное воздействие на снежный покров Верхнего Приангарья / И. А. Белозерцева // География и природные ресурсы. – 1999. – № 2. – С. 46-51.

39. Беляева, А. М. Верховой торф как показатель загрязнения атмосферного воздуха в Томской области / А. М. Беляева, Л. П. Рихванов, С. И. Арбузов // Матер. Междунар. науч. конф. «Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых» (14-16 марта 2007 г.; Минск). - Минск, 2007. - С. 254-257.
40. Бериня, Д. Ж. Эмиссия индустриальной кальцийсодержащей пыли и окружающая среда / Д. Ж. Бериня, И. М. Лапиня // Загрязнение природной среды кальцийсодержащей пылью. – Рига: Зинатне, 1985. – С. 7-14.
41. Биогеохимические основы экологического нормирования / Отв. ред. М. В. Иванов, В. Н. Башкин, Е. В. Евстафьева, В. В. Снакин и др. – М.: Наука, 1993. – 304 с.
42. Бирюков, В. Ю. Осадочный чехол и развитие Западно-Карского шельфа в кайнозое / В. Ю. Бирюков, Н. Н. Дунаев, Ю. А. Павлидис // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. –1989. – №3. – С. 13-19.
43. Богданова, М. Д. Методология мелкомасштабного почвенно-геохимического картографирования: автореф. дис... канд. геогр. наук: 25.00.23 / М. Д. Богданова; М. МГУ, географический факультет. – М., 1974. – 24 с.
44. Болтнева, Л. И. Воздействие пыле-газовых выбросов промышленных предприятий на сосновые северо-таежные леса / Л. И. Болтнева, А. А. Игнатьев, Р. Т. Карабань и др. // Экология. – 1982. – № 4. – С. 37-43.
45. Братцев, А. П. Поглощение нефти и нефтепродуктов торфяными почвами / А. П. Братцев // Влияние геологоразведочных работ на природную среду Большеземельской тундры. (Тр. Коми НЦ УрО АН СССР, № 90). – Сыктывкар, 1988. – С. 29-35.
46. Бреслав, Е. И. Роль снежного покрова в загрязнении сульфатами поверхностных вод / Е. И. Бреслав, Г. М. Черногаева, В. Н. Василенко и др. // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 5. – С. 108-111.
47. Брукс, Р. Р. Биологические методы поисков полезных ископаемых / Р. Р. Брукс. – М.: Недра, 1986. – 311 с.
48. Брунауэр, С. Адсорбция газов и паров. В 2-х т. Т. 1. Физическая адсорбция / С. Брунауэр. – М.: Госиздатинлит, 1948. – 781 с.
49. Бугельский, Ю. Ю. О роли органического вещества в процессах гипергенной миграции никеля / Ю. Ю. Бугельский // Межведомственная конференция по гидрохимическим и палеогидрохимическим методам и исследования при поисках месторождений. – М.: Наука, 1965. – С. 22-25.
50. Буторин, Г. Т. Кристаллизация переохлажденной воды / Г. Т. Буторин, В. П. Скрипов // Кристаллография, 1974. - Т. 19. - № 3. - С. 613-618.
51. Бычковская, И. Б. Проблема отдаленной радиационной гибели клеток / И. Б. Бычковская. – М.: Энергоатомиздат, 1989. – 158 с.

52. Бэгнал, К. Химия редких радиоактивных элементов. Полоний-Актиний / К.Бэгнал // Пер с англ. под ред. к.х.н. Ю.В. Гагаринского. - М.: Ин. лит-ра. - 1960. - 259 с.
53. Вавилов, Н. И. Линнеевский вид как система / Н. И. Вавилов. - М.-Л.: Сельхозгиз, 1931. - 32 с.
54. Василенко, В. Н. Исследование дальнего переноса сульфатов в Советской Арктике по загрязнению снежного покрова / В. Н. Василенко, И. М. Назаров, Ш. Д. Фридман // Метеорология и гидрология. - 1985. - № 4. - С. 114-117.
55. Василенко, В. Н. Изучение сульфатного загрязнения территории ЕТС / В. Н. Василенко, И. М. Назаров, Ш. Д. Фридман // Метеорология и гидрология. - 1983. - № 9. - С. 64-71.
56. Вашков, В. И. Определение загрязнения местности промышленными отходами по исследованию снежного покрова / В. И. Вашков, П. А. Постников, В. И. Симонов // Гигиена и санитария. - 1936. - № 9. - С.18-27.
57. Вейнберг, Б. П. Лед, свойства, возникновение и исчезновение льда / Б. П. Вейнберг. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, - 1940. - С. 32-41.
58. Веремей, Н. Е. Исследование влажного вымывания аэрозольных частиц облаками и осадками / Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалюк, А. Д. Егоров и др. // Метеорология и гидрология. - 1999. - № 8. - С. 5-14.
59. Вернадский, В. И. Биосфера. Статьи по биогеохимии. Почвы. Газы. Метеориты и космическая пыль. Избр. соч. Т. 5 / В. И. Вернадский. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 422 с.
60. Вечная мерзлота и освоение нефтегазовых районов / Под ред. Е. С. Мельникова и С. Е. Гречищева. - М.: ГЕОС, 2002. - 402 с.
61. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А. П. Виноградов // Геохимия. - 1962. - № 7. - С. 555-571.
62. Виноградов, А. П. Биогеохимические провинции и их роль в органической геохимии / А. П. Виноградов // Геохимия. - 1963. - №3. - С.170-199.
63. Виноградова, А. А. Источники и стоки антропогенных пассивных примесей в Российской Арктике весной и летом / А. А. Виноградова, Т. Я. Пономарева // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 2000. - Т. 36. - № 3. - С. 357-365.
64. Власова, М. В. Радиоспектроскопические свойства неорганических материалов / М. В. Власова, Н. Г. Каказей, А. М. Калиниченко, А. С.Литовченко. - Киев: Наукова думка, 1987. - 719 с.
65. Влодавец, В. И. Заметки о навевном минеральном осадке на льдах / В. И. Влодавец // Тр. Аркт. ин-та. - Т. 33. - Л., 1936. - С. 24-32.
66. Вода в дисперсных системах / В. В. Дерягин, Н. В. Чураев, Ф. Д. Овчаренко [и др.]: отв. ред. В. В. Дерягин. - М.: Химия, 1989. - 288 с.
67. Вода и водные растворы при температурах ниже 0°C / Пер с англ. под ред. Ф. Франкса. - Киев: Наукова думка, 1985. - 338 с.

68. Воеводова, З. И. Загрязнение природной среды атмосферными выбросами при проведении геологоразведочных работ / З. И. Воеводова // Влияние геологоразведочных работ на природную среду Большеземельской тундры. (Тр. Коми научного центра УрО АН СССР, № 90). – Сыктывкар, 1988. – С. 57-67.
69. Воейков, А. И. Влияние снеговой поверхности на климат [Текст]: избр. сочинения. Т. 2 / А. И. Воейков. – Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1949. – 531 с.
70. Вольберг, Н. Ш. Пассивный пробоотбор при определении загрязнения атмосферного воздуха / Н. Ш. Вольберг // Экологическая химия. – 1995. – Т. 4. – № 2. – С. 129-140.
71. Воробьев, А. Е. Геохимические барьеры и формирование техногенных месторождений / А. Е. Воробьев // Геохимические барьеры в зоне гипергенеза. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – С. 194-207.
72. Втюрин, Б. И. Криоструктурный метод в геокриологии и палеокриологии / Б. И. Втюрин, Е. А. Втюрина // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. – М.: Наука, 1973. – С. 23-30.
73. Втюрина, Е.А. Закономерности криогенного сложения сезонно протаивающего слоя / Е. А. Втюрина // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщ. Вып. 3. Генезис, состав и строение мерзлых толщ и подземные льды. – Якутск, 1973. – С. 60-65.
74. Гаврилова, И. П. Ландшафтно-геохимическое картографирование / И. П. Гаврилова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 145 с.
75. Гаев, А. Я. О защите водохозяйственных объектов в нефтегазовых районах / А. Я. Гаев, Ю. А. Килин, И. Е. Клейменова, и др. // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2009. - N 4. - С. 9-13.
76. Гамаюнов, Н. И. К теории ионного обмена и электро-кинетических явлений в торфах [Текст]: сб. науч. тр. Калининского политехн. ин-та; Вып. XXVII / Н. И. Гамаюнов // Физико-химические свойства торфа. – Калинин, 1974. – С. 4-32.
77. Гамаюнов, Н.И. Массоперенос в торфах / Н. И. Гамаюнов, С. Н. Гамаюнов // Почвоведение. – 2005. – № 3. – С. 337-344.
78. Геокриологические условия Печорского угольного бассейна / Отв. ред. Н. Г. Бобов, Л. А. Братцев. – М.: Наука, 1964. – 222 с.
79. Геотехнические вопросы освоения Севера / Пер. с англ. под ред. С. Е. Гречищева. – М.: Недра, 1983. – 551 с.
80. Геохимия ландшафтов рудных провинций / отв. ред. В. И. Рехарский. – М.: Наука, 1983. – 340 с.
81. Геохимия окружающей среды / Ю. Е. Саэт, Б. А. Ревич, Е. П. Янин и др. – М.: Недра, 1990. – 335 с.

82. Герман, Е. В. Геология и геоморфология полуострова Ямал – нового района, перспективного для поисков нефти и газа [Текст]: Тр. ВНИГРИ; Вып.225 / Е. В. Герман, В. Н. Кисляков, И. В. Ренин. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. – 181 с.
83. Гершензон, В. Е. Исследования радиотеплового излучения снежных покровов / В. Е. Гершензон, Ю. Б. Хапин, В. С. Эткин // Исслед. Земли из космоса. – 1981. – № 1. – С. 58-62.
84. Гинсбург, Г. Д. Многолетнемерзлые породы Большеземельской тундры / Г. Д. Гинсбург, В. Н. Исаев // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. – Якутск, 1981. – С. 31-46.
85. Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Отв. ред. Н. В. Петровская. – М.: Наука, 1975. – 207 с.
86. Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов / М. А. Глазовская. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 229 с.
87. Глазовская М. А. Почвы мира. Т. 1. / М. А. Глазовская. – М.: Изд-во МГУ, 1972(а). – 232 с.
88. Глазовская, М. А. Геохимические барьеры в почвах равнин, их типология, функциональные особенности и экологическое значение / М. А. Глазовская // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 2012. – № 1. – С. 8-14.
89. Глазовская, М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР / М. А. Глазовская. – М.: Высш. шк., 1988. – 328 с.
90. Глазовская, М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках Терской-Алатау / М. А. Глазовская // Тр. Ин-та географии АН СССР. – 1952. – Вып. 49. – С. 18-22.
91. Глазовская, М. А. Технобиогеомы – исходные физико-географические объекты ландшафтно-геохимического прогноза / М. А. Глазовская // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 1975. – № 6. – С.23-35.
92. Глазовский, Н. Ф. Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна / Н. Ф. Глазовский, А. И. Злобина, В. П. Учватов // Региональный экологический мониторинг. (На примере Верхнеокского бассейна). – М.: Наука, 1983. – С. 67-86.
93. Глинка, Н. Л. Общая химия [Текст]: учеб. пособие для вузов / Н. Л. Глинка; под ред. В.А. Рабиновича. – Л.: Химия, 1987. – 704 с.
94. Гнат, Л. В. Реакция растительности на загрязнение нефтепродуктами при проведении буровых работ / Л. В. Гнат // Природопользование и охрана окружающей среды Тимано-Печорского ТПК (Тр. Коми филиала АН СССР, № 76). – 1986. – С. 82-96.
95. Градусов, Б. П. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах / Б. П. Градусов // Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к VIII Международному конгрессу почвоведов. – М.: Наука, 1964. – С. 15-24.

96. Грива, Г. И. Геологические условия разработки газовых месторождений полуострова Ямал: автореф. дис.... докт геол.-минер. наук: 25.00.36 / Г. И. Грива: Томский политехн. ун-т. – Томск, 2006. – 46 с.
97. Грива, Г. И. Геолого-структурные особенности Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения на п-ове Ямал и факторы геодинамического риска при его разработке / Г. И. Грива // Вестник ТГУ. – 2005а. – № 51. – С. 6-27.
98. Грива, Г. И. Опасные экзогенные физико-геологические процессы на полуострове Ямал / Г. И. Грива // Вестник ТГУ. – 2005,б. – № 51. – С. 57-80.
99. Григорьев, Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры / Н. А. Григорьев // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 785-792.
100. Гудзенко, В.В. Изотопы радия и радона в природных водах / В.В. Гудзенко, В.Т. Дубинчук. - М.: Наука. – 1987. – 157 с.
101. Гуртовая, Е. Е. Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова / Е. Е. Гуртовая // Роль снежного покрова в природных процессах. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 121-131.
102. Данилов, И. Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея / И. Д. Данилов // Проблемы криологии. Вып. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – С. 93-106.
103. Данилов, И. Д. Останцово-нивальные конические холмы в арктических тундрах / И. Д. Данилов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 1965. – № 1. – С. 23-31.
104. Дедков, В. С. Ландшафты / В. С. Дедков, Ф. Г. Гафуров // Природа Ямала. - Екатеринбург: УИФ. Наука, 1995. Гл. 6. – С. 128-139.
105. Дедков, В. С. Почвенный покров / В. С. Дедков // Природа Ямала / В. С. Дедков. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1995. Гл. 5. – С. 103-128.
106. Дерягин, Б. В. Теория устойчивости коллоидов и тонких пленок / Б. В. Дерягин. – М.: Наука, 1986. – 203 с.
107. Дерягин, Б. В. Течение незамерзающей воды в пористых телах / Б. В. Дерягин, О. А. Киселева, В. Д. Соболев, Н. В. Чураев // Вода в дисперсных системах. – М.: Химия, 1989. – С. 101-116.
108. Добролюбская, Т. С. Люминесцентный метод / Т. С. Добролюбская // Аналитическая химия урана. – М., 1962. – С. 143-165.
109. Домчак, В. В. Принципы оценки экзогенных геохимических аномалий при поисках медноколчеданного и полиметаллического оруденения в условиях северных районов Урала: Автореф. дис.... канд.геол.-минерал.наук: 13.01.06 / В. В. Домчак; – М., 1975. - 24 с.
110. Драйвер, Дж. Геохимия природных вод / Дж. Драйвер. – М.: Мир, 1985. – 439 с.
111. Евгеньев, М. И. Пассивный химический дозиметр для определения длительной экспозиции в воздушной среде, содержащей анилин и его производные / М. И. Евгеньев, И. И. Евгеньева, П. Е. Белов // Журнал аналитической химии. – 2006. – Т. 61. – № 8. – С. 847-853.

112. Евдокимова, Т. В. Организация мониторинга на урбанизированных территориях с учетом ландшафтной структуры (на примере Воркутинского промышленного района) / Т. В. Евдокимова, Е. Г. Кузнецова // Некоторые подходы к организации экологического мониторинга в условиях Севера (Тр. Коми научного центра УрО Российской АН, № 147). – Сыктывкар, 1996. – С. 8-15.
113. Елпатьевский, П. В. Химический состав снеговых вод и его изменение техногенными факторами / П. В. Елпатьевский // Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. – Владивосток, 1976. – С.45-63.
114. Еремина, И. Д. Кислотность и химический состав снежного покрова в Москве и Подмосковье за период 1999-2006 гг. / И. Д. Еремина, А. В. Григорьев // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 2010. – № 3. – С. 55-60.
115. Ермаков, А. Н. О катализе ионами железа окисления SO_2 в атмосфере / А. Н. Ермаков, И. К. Ларин, А. А. Угаров, А. П. Пурмаль // Кинетика и катализ. – 2003. – Т. 44. – № 4. – С. 524-537.
116. Ермаков, А. Н. Физическая химия кислотных дождей / А. Н. Ермаков, А. П. Пурмаль // Энергия. – 1998. – № 9. – С. 22-28.
117. Ершов, Э. Д. Криолитогенез / Э. Д. Ершов. – М.: Недра, 1982. – 211 с.
118. Железнова, Г. В. Флора листостебельных мхов европейского Северо-Востока / Г. В. Железнова. – СПб.: Наука. – 1994. – 149 с.
119. Журавлев, В.Ф. Токсикология радиоактивных веществ / В.Ф. Журавлев. – М.: Энергоатомиздат, 1990. – 336 с.
120. Забоева, И.В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР / И. В. Забоева. – Сыктывкар, 1975. – 343 с.
121. Зайдельман, Ф. Р. Процесс глееобразования и его роль в формировании почв / Ф. Р.Зайдельман. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 300 с.
122. Защита подземных вод от загрязнения в районах проектируемых и действующих хвостохранилищ: сб. науч. тр. / Под ред. В. И. Сергеева. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 168 с.
123. Зверев, В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов / В. П. Зверев. – М.: Недра, 1982. – 186 с.
124. Зверева, Т. С. Внутрипочвенное выветривание минералов в тундре и лесотундре / Т. С. Зверева, И. В. Игнатенко. – М.: Наука, 1983. – 230 с.
125. Зверева, Т. С. О поведении железа в почвах тундры [Текст]: сер. Биологические науки – № 6 / Т. С. Зверева. – М.: Высш. шк., 1983. – С. 97-101.
126. Земан, И. Кристаллохимия / Пер. с нем. под ред. В. А. Франк-Каменецкого. – М.: Мир, 1969. – 159 с.
127. Зимон, А. Д. Адгезия жидкости и смачивания / А. Д. Зимон. – М.: Химия, 1974. – 416 с.
128. Зимон, А. Д. Что такое адгезия / А. Д. Зимон. – М.: Наука, 1983. – 176 с.
129. Зонтов, Н. С. О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд / Н. С. Зонтов // Докл АН СССР. – 1959. – Т. 129. – № 2. – С. 405-407.

130. Зубарева, О. Н. Аккумуляция пыли компонентами березовых фитоценозов в зоне воздействия известняковых карьеров / О. Н. Зубарева, Л. Н. Скрипальщикова, В. Д. Перевозникова // Экология. – 1999. – № 5. – С. 339-343.
131. Зуев, В. Е. Тепловое действие оптического излучения на водные капли малого размера / В. Е. Зуев, А. В. Кузиковский, В. А. Погодаев и др. // Докл. АН СССР. –1972. –Т. 205. –№ 5. – С. 1069-1072.
132. Зхус, И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение / И. Д. Зхус. – М.: Наука, 1966. – 268 с.
133. Иванов, А. В. Химическое выветривание пирита водой и различными водными растворами при положительных и отрицательных температурах / А. В. Иванов, В. Б. Базарова // Миграция химических элементов в криолитозоне. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 115-123.
134. Иванова, В. П. Термический анализ минералов и горных пород / В. П. Иванова. – Л.: Недра, 1974. – 399 с.
135. Иванова, Т. И. Спектральный анализ в геологии и геохимии / Т. И. Иванова, Ю. А. Ткачев. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 297 с.
136. Ивлев, Л. С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы / Л. С. Ивлев // Оптика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 24. – № 5. – С. 392-410.
137. Ивлев, Л. С. Физика атмосферных аэрозольных систем / Л. С. Ивлев, Ю. А. Довгалюк. – СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. – 258 с.
138. Игнатенко, И. В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры / И. В. Игнатенко. – М.: Наука, 1979. – 279 с.
139. Изменение природной среды под влиянием нефтедобывающей промышленности на европейском Северо-Востоке СССР (Заключительный отчет) / Научный архив Коми НЦ УрО РАН. – Ф. 1. – Оп. 9. – Д. 605. – Сыктывкар, 1985. – 324 с.
140. Израилев, В. И. О верхних валунных суглинках Воркутского района. Кайнозойский покров Большеземельской тундры / В. И. Израилев. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. – С. 119-148.
141. Ильин, В. Б. Элементный химический состав растений / В. Б. Ильин. – Новосибирск: Наука, 1985. – 129 с.
142. Илькун, Г. М. Экофизиологические аспекты взаимодействия растений с атмосферными загрязнителями / Г. М. Илькун // Растения и окружающая среда. – Днепрпетровск, 1990. – С. 94-97.
143. Ионизирующие излучения: источники и биологические эффекты: // Доклад 1982 г. в Генеральной Ассамблее. - Т. 1. - ООН: Нью-Йорк, 1982. - 882 с. (Научный комитет ООН по действию атомной радиации (НКДАР) ООН).
144. Исаченко, А. Г. Ландшафты СССР / А. Г. Исаченко. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. –320 с.
145. Ифанов, С. А. Древний рельеф Воркутского промышленного района и некоторые особенности его происхождения / С. А. Ифанов // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. – С. 17-24.

146. Караваева, Н. А. Кислые элювиально-глеевые почвы средней и северной тайги Западной Сибири / Н. А. Караваева // Почвоведение. – 1973. – № 3. – С. 3-18.
147. Касимов, Н. С. Базовые концепции и принципы геохимии ландшафтов / Н. С. Касимов // Геохимия ландшафтов и география почв. – Смоленск, 2002. – С. 23-40.
148. Касимов, Н. С. Геохимия степных и пустынных ландшафтов / Н. С. Касимов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 254 с.
149. Касимов, Н. С. Ландшафтно-геохимические границы и барьеры / Н. С. Касимов // Географические границы. – М., 1982. – С.102-115.
150. Касимов, Н. С. Ландшафтно-геохимические системы и процессы / Н. С. Касимов, О. А. Самонова, А. Н. Геннадиев и др. // География, общество, окружающая среда. Т. 2. Функционирование и современное состояние ландшафтов. – М.: Городец, 2004. – С. 479-489.
151. Касимов, Н.С. Геохимия ландшафтов зон разломов (на примере Казахстана) / Н. С. Касимов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. – 119 с.
152. Кашик, С. А. Формирование минеральной зональности в корях выветривания / С. А. Кашик. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 161 с.
153. Квиливидзе, В. И. О существовании квазижидкой пленки на поверхности льда / В. И. Квиливидзе, В. Ф. Киселев, Л. А. Ушакова // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 191. – № 5. – С. 1125-1127.
154. Кириллов, А. В. Оценка современного состояния поверхностных вод участков перспективного нефтегазового освоения на территории полуострова Ямал / А. В. Кириллов, Г.А. Алешин, Н.К. Бабенко, Д.Л. Котова // Горные ведомости. – 2006. – № 7. – С. 66-70.
155. Кислотные выпадения. Долговременные тенденции / Пер. с англ. под ред. Ф. Я. Ровинского и В. И. Егорова. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 439 с.
156. Кислотные дожди / Сост. Ю. А.Израэль, И. М.Назаров, А. Я. Прессман и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 270 с.
157. Климат Сыктывкара / Под ред. Ц. А. Швер. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 190 с.
158. Ковалев, В. А. Взаимодействие гумусовых кислот с элементами-гидролизатами / В. А. Ковалев, В. А. Генералова // Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. – Минск, 1969. – С. 91-99.
159. Ковалевский, А. Л. Биогеохимия растений / А. Л. Ковалевский. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 294 с.
160. Ковальский, В. В. Микроэлементы (Cu, Co, Zn, Mo, Mn, B, I, Sr) в почвах СССР / В. В. Ковальский, Г. А. Андрианова. – Улан-Удэ, 1968. – 56 с.
161. Ковальский, В. В. Современные направления и задачи биогеохимии // Биологическая роль микроэлементов / В. В. Ковальский. – М.: Наука, 1983. – С. 3-17.
162. Козлова, О.Н. О буферных реакциях при взаимодействии тонкодисперсных фракций подзолистых почв с кислыми осадками / О. Н. Козлова, Т. Я. Дронова, Т. А. Соколова // Почвоведение. – 1999. – № 6. – С. 721-726.

163. Кокин, А. В. Бериллий в сульфатах криолитозоны Южного Верхоянья / А. В. Кокин // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 267. – № 5. – С. 1229-1230.
164. Колотов, Б. А. К вопросу о вторичном рассеянии рудных месторождений / Б. А. Колотов, Е. А. Киселева, В. З. Рубейкин // Геохимия. – 1965. – № 7. – С. 878-880.
165. Кондратенко, Б. М. Эколого-химический мониторинг урбанизированных территорий на Севере (на примере г. Сыктывкара) / Б. М. Кондратенко, В. Г. Лукша, М. П. Тентюков и др. Научные доклады / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 354. – Сыктывкар, 1995. – 24 с.
166. Кондратова, Н. С. Почвы юго-восточной части Большеземельской тундры и их гидротермический режим: автореф. дис... канд.биол. наук: 03.00.32 / Н. С. Кондратова. – М.: Почвен. ин-т, 1965. – 24 с.
167. Кондратьев, К. Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов / К. Я. Кондратьев // Оптика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 17. – № 1. – С. 5-24.
168. Кондратьев, К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. 1. Образование, свойства аэрозоля и их трансформация / К.Я. Кондратьев // Оптика атмосферы и океана. - 2006. - Т. 19. - № 1. - С. 5-22.
169. Копейкин, В. В. Характеристика окислительно-восстановительного барьера в процессе выветривания / В. В. Копейкин // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 276. – № 3. – С. 699-703.
170. Котелина, Н. С. Исмаил Сыддыкович Хантимер [Текст]: Люди науки /Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 15 / Н. С. Котелина, И. Б. Арчегова. – Сыктывкар, 1996. – 35 с.
171. Котляков, В. М. В мире снега и льда / В. М. Котляков. – М.: Наука, 2002. – 384 с.
172. Котляков, В.М. Снежный покров Земли и ледники / В.М. Котляков. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 479 с.
173. Кравцов, Е. Д. Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений северо-востока Якутской ССР / Е. Д. Кравцов // Проблемы криолитологии. Вып. 4. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – С. 164-175.
174. Кринари, Г. А. Дисперсные слоистые силикаты (минералы глин) / Г. А. Кринари // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. – М.: Недра, 1982. – С. 106-120.
175. Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Т. 1: Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения / Под общ. ред. Ю. К. Васильчука, Г. В. Крылова, Е. Е. Подборного. – Тюмень: ООО «ТюменьНИИгазпрогаз»; СПб.: Недра. С.-Петерб. отд-ние, 2006. – 347 с.
176. Кузнецов, В. И. Чувствительное фотометрическое определение тория с реагентом арсенатом III / В. И. Кузнецов, В. Б. Савин // Радиохимия. – 1961. – Т. 3. – № 1. – С. 79-86.
177. Кузьмин, П. П. Физические свойства снежного покрова / П. П. Кузьмин. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 179 с.

178. Кунина, И. М. Действие ангидрида на метаболизм растительной клетки / И. М. Кунина, И. Д. Инсарова, С. Б. Трушин // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – Л., 1979. – Т. 2. – С. 87-124.
179. Кунце, Г. Загрязнение почвы железом и заохривание труб / Г. Кунце. – М.: Агропромиздат, 1986. – 103 с.
180. Кусковский, В. С. Некоторые особенности качества подземных вод Западно-Сибирского региона / В. С. Кусковский // Сибирский экологический журнал. – 2006. – № 2. – С. 155-158.
181. Лазуков, Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири 4.1: Стратиграфия / Г. И. Лазуков. – М.: Изд-во Моск. ун-та., 1970. – 321 с.
182. Лазуков, Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Палеография / Г. И. Лазуков. – М.: Изд-во Моск. ун-та. - 1972. - 127 с.
183. Лайтинен, Г. А. Химический анализ / Г. А. Лайтинен, В. Е. Харрис // Пер. с англ. под ред. Ю. А. Клячко. – М.: Химия, 1979. – 624 с.
184. Лапо, А. В. Следы былых биосфер / А. В. Лапо. – М.: Знание, 1987. – 208 с.
185. Латимер, В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах / Пер. с англ. под ред. К. В. Астахова. – М.: Иностран. лит-ра, 1954. – 435 с.
186. Лебедев, А. Ф. Почвенные и грунтовые воды / А. Ф. Лебедев. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. – 315 с.
187. Лебеденко, Ю. П. Криогенная миграция ионов и связанной влаги в льдонасыщенных дисперсных породах / Ю. П. Лебеденко // Инженерная геология. – 1989. – № 4. – С. 21-30.
188. Лесин, Ю. В. Фильтры для очистки воды из крупнокусковых отходов угледобычи / Ю. В. Лесин // Уголь. – 1986. – № 2. – С. 43-44.
189. Ливеровская, Т. И. Особенности почв и почвенного покрова арктической тундры полуострова Ямал на стенде «Западная Сибирь» в музее земледования МГУ / Т. И. Ливеровская // Жизнь Земли. – 1970. – № 6. – С. 169-178.
190. Лисицын, А. П. Аридная седиментация в мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы / А. П. Лисицын // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 10. – С. 1398-1439.
191. Лиштван, И. И. Исследования ионообменных свойств торфа [Текст]: Сб. науч. тр. Калининского политехн.ин-та; Вып. XXVII (13) / И. И. Лиштван, Л. П. Королева. – Калинин, 1974. – С. 33-40.
192. Лиштван, И. И. Физика и химия торфа / И. И. Лиштван, Е. Т. Базин, Н. И. Гамаюнов, А. А. Терентьев. – М.: Недра, 1989. – 304 с.
193. Лойцянский, Л. Г. Механика жидкости и газа / Л. Г. Лойцянский. – М.: Дрофа, 2003. – 676 с.
194. Локощенко, М. А. Снежный покров и его современные изменения в Москве / М. А. Локощенко // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 6. – С. 71-82.
195. Лыч, А. М. Гидрофильность торфа / А. М. Лыч. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 256 с.

196. Любимов, Б. П. Нивальное преобразование рельефа равнинных территорий / Б. П. Любимов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. – 1967. – № 1. – С. 38-46.
197. Мазин, И. П. О взаимодействии облаков с окружающей их аэрозольной средой / И. П. Мазин // Метеорология и гидрология. – 1982. – № 1. – С. 54-61.
198. Мазин, И. П. О классификации облаков по их фазовому строению. Индекс фазового строения облаков / И. П. Мазин // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 11. – С. 5-10.
199. Макаров, В. Н. Геохимический мониторинг атмосферных осадков в Центральной Якутии / В. Н. Макаров // Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2007. – 88 с.
200. Максимович, Н. Г. Геохимические барьеры и охрана окружающей среды / Н. Г. Максимович, Е. А. Хайрулина. – Пермь: Перм. гос. ун-т., 2011. – 248 с.
201. Максимович, Н. Г. Методы борьбы с нефтяным загрязнением на закарстованных берегах водохранилищ / Н. Г. Максимович, О. Ю. Мещерякова // Экология урбанизированных территорий, 2009. – № 4. – С. 55-58.
202. Максимович, Н. Г. Создание геохимических барьеров для очистки стоков породных отвалов / Н. Г. Максимович [Электронный ресурс] // Уголь. 2006. – № 9. – С. 64-70. – Режим доступа: <http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0305.html>.
203. Максимович, Н. Г. Теоретические и прикладные аспекты использования геохимических барьеров для охраны окружающей среды / Н. Г. Максимович [Электронный ресурс] // Инженерная геология. – 2010. – № 3. – С. 20-28. Режим доступа: <http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2010/0367.pdf>.
204. Макунина, Г. С. Геохимические особенности ландшафтов Кабанской зеленокаменной полосы Среднего Урала в связи с поисками медно-колчеданных месторождений: автореф. дис... канд. геогр. наук: 11.00.01 / Г. С. Макунина; М. МГУ, географический факультет. – М., 1974. – 24 с.
205. Малюга, Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений / Д. П. Малюга. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 184 с.
206. Манская, С. М. Геохимия лигнина / С. М. Манская, Л. А. Кодина. – М.: Наука, 1975. – 232 с.
207. Манская, С. М. Геохимия органического вещества / С. М. Манская, Т. В. Дроздова. – М.: Наука, 1964. – 315 с.
208. Медведский, Р. И. Строительство и эксплуатация скважин на нефть и газ в вечномерзлых породах / Р. И. Медведский. – М.: Недра, 1987. – 230 с.
209. Медников, Е. Н. Турбулентный перенос и осаждение аэрозолей / Е. Н. Медников. – М.: Наука, 1980. – 176 с.
210. Межибор, А. М. Экогеохимия элементов-примесей в верховых торфах Томской области: автореф... дисс. к.г.-м.н.: 25.00.36 / А. М. Межибор; Томский политехн. ун-т. – Томск, 2009. – 22 с.
211. Мельников, П. И. Явление криогенной миграции химических элементов и его значение для поисков месторождений в районах многолетней мерзлоты / П. И. Мельников, О. П. Иванов, В. Н. Макаров и др. // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 303. – № 4. – С. 963-967.

212. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения поверхностных водотоков химическими элементами / М.: ИМГРЭ [отв. ред. С. В. Григорян]. – М.: Изд-во ИМГРЭ, 1982,а. – 72 с.
213. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами / М.: ИМГРЭ [отв. ред. С. В. Григорян]. – М.: Изд-во ИМГРЭ, 1982,б. – 112 с.
214. Методические рекомендации по геохимической оценке источников загрязнения окружающей среды / М.: ИМГРЭ [отв. ред. С. В. Григорян]. – М.: Изд-во ИМГРЭ, 1982,в. – 92 с.
215. Методические рекомендации по геохимической оценке состояния поверхностных вод / М.: ИМГРЭ [отв. ред. С. В. Григорян]. – М.: Изд-во ИМГРЭ, 1985. – 106 с.
216. Методическое руководство по прогнозированию теплового и механического взаимодействия скважин с мерзлыми породами. – М.: ВНИИГаз, 1987. – 80 с.
217. Миграция химических элементов в криолитозоне / [отв. ред. В. Н. Макаров]. – Новосибирск: Наука, 1985. – 211 с.
218. Миграция и биологическое действие естественных радионуклидов в условиях северных биогеоценозов / Тр. АН СССР, Коми филиал, Ин-т биологии. – Сыктывкар, 1980. – Вып. 46. – 178 с.
219. Мирошников, Л. Д. О концентрации водорастворимых сульфатов на полуострове Челюскина / Л. Д. Мирошников, О. С. Щеглова // Записки ВМО. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. – Ч. 88. – Вып. 6. – С. 686-692.
220. Мониторинг природной среды Кольского Севера / [отв. ред. В. В. Крючков]. – Апатиты, 1984. – 94 с.
221. Наблюдения за снежным покровом // Метеорологические наблюдения на станциях. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. – Ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – С. 98-112.
222. Негрбов, О. П. Снежный покров как индикатор состояния атмосферного воздуха в системе социально-гигиенического мониторинга / О. П. Негрбов, И. К. Астанин, В. С. Стародубцев, Н. Н. Астанина // Вестн. Воронежского гос. ун-та. Серия: Химия. Биология. Фармация, 2005. – № 2. – С. 149-153.
223. Нефтегазоносность северных районов Западной Сибири / [отв. ред. В. М. Трофимов]. – Тюмень, 1986. – 286 с.
224. Нечаев, Е. А. Поверхностные свойства дисперсного льда (снега) / Е. А. Нечаев, В. И. Федосеева, Н. Ф. Федосеев // Журнал физ. химии. – 1981. – Т. 55. – № 7. – С. 1822-1826.
225. Нечаева, Е. Г. Снежный покров как объект регионального мониторинга среды обитания / Е. Г. Нечаева, С. А. Макаров // География и природные ресурсы, 1996. – № 2. – С. 43-48.
226. Никашина, В. А. Геохимические барьеры на основе клиноптилолитсодержащих туфов для решения экологических задач / В. А. Никашина, И. Б. Серова, Э. М. Кац // Сорбционные и хроматографические процессы. – 2010. – Т. 10. – Вып. 6. – С. 949-959.

227. Никитина, И. Б. Геохимия ультрапресных вод мерзлотных ландшафтов / И. Б. Никитина. – М.: Наука, 1977. – 148 с.
228. Нобл, Р. Д. Влияние двуокиси серы на фотосинтез / Р. Д. Нобл, Б. К. Такемото // Взаимодействие лесных экосистем и атмосферных загрязнителей. – Таллин, 1982. – Ч. 2. – С. 9-25.
229. Новаковская, Т. В. Изменение видового состава и структуры фитоценозов плоскобугристого болота при техногенных нарушениях (Харьягинское нефтегазовое месторождение) / Т. В. Новаковская, Н. П. Акульшина // Биологическое разнообразие антропогенно-трансформированных ландшафтов европейского Северо-Востока России: тр. Коми науч. центра УрО РАН.. Сыктывкар, 1996. – Вып. 149. – С. 31-41.
230. Новоселов, В. В. Влияние газотранспортных систем на экологические процессы в условиях многолетнемерзлых грунтов / В. В. Новоселов, В. В. Черпаков // Проблемы эксплуатации и ремонта промысловых и магистральных трубопроводов: Сб. науч. тр. / Тюмен. гос.нефтегаз. ун-т. – Тюмень, 1999. – С. 40-46.
231. Оболкин, В. А., Ходжер Т. В., Анохин Ю. А. и др. Кислотность атмосферных выпадений в регионе Байкала / В. А. Оболкин, Т. В. Ходжер, Ю. А. Анохин и др. // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 1. – С. 55-60.
232. Окуджава, А.М. Теплопроводность влажного снега / А. М. Окуджава // Снег и талые воды. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – С. 22-30.
233. Орлов, Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 376 с.
234. Орлова, В. В. Климат СССР. Вып. 4. Западная Сибирь / В. В. Орлова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 356 с.
235. Осадчая, Г. Г. Теплоизолирующее воздействие моховых покровов на температуру пород деятельного слоя / Г. Г. Осадчая // Криосфера Земли. – 2000. – Т. IV. – № 2. – С. 24-30.
236. Охотин, В. В. О передвижении парообразной воды в почвах в осенне-зимний период / В. В. Охотин // Ученые записки ЛГУ, 1951. – Вып. 140. – С. 257-264.
237. Павлов, В. Е. Исследование аэрозольных выпадений полиароматических углеводов в сфере влияния г. Барнаула / В. Е. Павлов, С. В. Морозов, В. Ф. Рапута и др. // Химия в интересах устойчивого развития. – 2011. – № 3. – С. 287-294.
238. Павлов, В. Е. Снежный покров как индикатор загрязнения урбанизированной территории Алтайского края / В. Е. Павлов, И. А. Суторихин, И. В. Хвостов, Г. С. Зинченко // Оптика атмосферы и океана, 2009. – Т. 22. – № 1. – С. 96-100.
239. Пармузин, С. Ю. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа / С. Ю. Пармузин, С. Е. Суходольский // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск, 1982. – С. 51-61.
240. Пат. 2314511 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/22. Способ сбора сухих аэрозолей для контроля окружающей среды и устройство для его осуществления / Тентюков М.П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2005141282/12; заявл. 28.12.2005; опубл. 10.01.2008. Бюлл. № 1. – 6 с.: ил.

241. Пат. 2357222 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/22, B 82 B 1/00. Способ контроля загрязнения воздуха наноразмерными частицами и устройство для его осуществления / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2007138237/12; заявл. 15.10.2007; опубл. 27.05.2009. Бюлл. № 15. – 8 с.: ил.
242. Пат. 2362984 Российская Федерация, МПК G 01 N 5/00. Способ отбора сухих аэрозолей при выявлении аэрогенного загрязнения поверхности и устройство для его осуществления: / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2007118839/29; заявл. 21.05.2007; опубл. 27.07.2009, Бюлл. № 21. – 11 с.: ил.
243. Пат. 2363939 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/20. Способ выявления сульфатного загрязнения снежного покрова (варианты) и устройство для отбора проб снега с поверхностным инеем / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2007149351/12; заявл. 29.12.2007; опубл. 10.08.2009 Бюлл. № 22. – 12 с.: ил.
244. Пат. 2411487 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/04. Снегоотборник Тентюкова / Тентюков М.П.; заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2009131266/05; заявл. 17.08.2009; опубл. 10.02.2011, Бюлл. № 4. – 9 с.: ил.
245. Пат. 2432564 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/00. Способ выявления загрязнения приземного слоя воздуха с помощью искусственной росы / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2009131544/05; заявл. 19.08.2009; опубл. 27.10.2011, Бюлл. № 30. – 6 с.: ил.
246. Пат. 2459191 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/22. Способ и устройство для экспонирования контейнеров для сбора сухих аэрозолей на безлесных территориях / Тентюков М. П.; заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2010150949/05; заявл. 13.12.2010; опубл. 20.08.2012, Бюлл. № 23. – 6 с.: ил.
247. Пат. 2469288 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/00, B 82 B 1/00. Способ определения загрязнения приземного слоя атмосферы наноразмерными частицами / Тентюков М. П.; заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - 2011124616/05; заявл. 16.06.2011; опубл. 10.12.2012, Бюлл. N 34. - 12 с.: ил.
248. Пат. 2477461 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/04. Послойный снегоотборник / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. – N 201123918/05; заявл. 10.06.2011; опубл. 10.03.2013, Бюлл. N 7. – 10 с.: ил.
249. Пат. 2502059 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/22, G 01 N 1/00. Способ выявления кислотного загрязнения приземного слоя атмосферы в зимний период и устройство для его осуществления / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2012392998/04; заявл. 13.09.2012; опубл. 20.12.2013, Бюлл. N 35. – 10 с.: ил.
250. Пат. 2554303 Российская Федерация, МПК G 01 N 1/22, G 01 N 1/00. Способ измерения нарастающих отложений сублимационного льда-инея на поверхности снежного покрова / Тентюков М. П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. опубл. 25.07.2015, бюл. № 18. – 10 с.

251. Пат. 89907 Российская Федерация, МКПО 09-03. Устройство для измерения высоты снежного покрова и прироста инея: патент на промышленный образец / Тентюков М.П.; заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2012503457; заявл. 01.10.2012; опубл. 19.09.2014, Бюлл. N 25. – 7 с.: ил.
252. Пат. на пром. образец 72844 Российская Федерация, МКПО 09-03. Контейнер для сбора сухих атмосферных аэрозолей / Тентюков М.П., заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. - N 2008501008; заявл. 31.03. 2008; опубл. 16.11.2009, Бюлл. № 4. – 5 с.: ил.
253. Перельман А. И. Биокосные системы земли / А. И. Перельман. – М.: Наука, 1977. – 180 с.
254. Перельман, А. И. Геохимия / А. И. Перельман. – М.: Высш. шк., 1979. – 345 с.
255. Перельман, А. И. Геохимия / А. И. Перельман. – М.: Высш. шк., 1989. – 528 с.
256. Перельман, А. И. Геохимия ландшафта / А. И. Перельман. – М.: Высш.шк., 1975. – 340 с.
257. Перельман, А. И. Геохимия природных вод / А. И. Перельман. – М.: Наука, 1982. – 151 с.
258. Перельман, А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза) / А. И. Перельман. – М.: Наука, 1968. – 271 с.
259. Перельман, А. И. О геохимических принципах систематики антропогенных ландшафтов / А. И. Перельман, Н. Ф. Мырлян // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. – 1984. – № 2. – С. 44-49.
260. Перельман, А. И. Техногенные геохимические барьеры / А. И. Перельман, Е. Н. Борисенко, Н. Ф. Мырлян, М. П. Тентюков // Геохимия техногенных процессов. – М.: Наука, 1990. – С. 14-26.
261. Перельман, А. И., Касимов Н. С. Геохимия ландшафта / А. И. Перельман, Н. С. Касимов. – М.: Астрей-2000, 1999. – 768 с.
262. Пиковский, Ю. И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде / Ю. И. Пиковский. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 207 с.
263. Пилипенко, А. Т. О природе парамагнитных центров гуминовых кислот / А. Т. Пилипенко, Н. Г. Васильев, В. В. Трачевский и др. // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 299. – № 2. – С. 410-414.
264. Пирс, Э. Гистохимия / Э. Пирс. – М.: Высш. школа. 1962. – 380 с.
265. Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования / Методическое руководство. – М.: Изд-во АН СССР, 1961.– 423 с.
266. Поликарпочкин, В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния / В. В. Поликарпочкин. – Новосибирск: Наука, 1974. – 249 с.
267. Полозков, А. В. Строительство скважин в условиях Крайнего Севера / А. В. Полозков, М. З. Магомедов, В. Н. Никитин // Обзор. инф. – М.: ВНИИЭгазпром, 1987. – 39 с.
268. Полозков, А. В. Техника и технология строительства скважин в многолетнемерзлых породах / А. В. Полозков, А. М. Ясашин, Ю. Б. Баду // Сер. Строительство скважин. – М.: ВНИИОЭНГ, 1989. – 54 с.

269. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В. Т. Трофимова. – М: Изд-во МГУ, 1975. – 273 с.
270. Побынов, Б. Б. Валовый почвенный анализ и его толкование / Б. Б. Побынов // Почвоведение. – 1944. – № 10. – С. 482-490.
271. Помогайло, А. Д. Наночастицы металлов в полимерах / А. Д. Помогайло, А. С. Розенберг, И. Е. Уфлянд. – М.: Химия, 2000. – 672 с
272. Пономарева, В. В. Теория подзолообразовательного процесса / В. В. Пономарева. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1964. – 379 с.
273. Попов, А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология) / А. И. Попов. – М.: МГУ, 1967. – 321 с
274. Попов, В. А. Почвы бугристых торфяников Крайнего Севера / В. А. Попов // Материалы по почвам Коми АССР. – Сыктывкар, 1974. – С. 10-17.
275. Природа Ямала / отв. ред. Л. Н. Добринский. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1995. – 435 с.
276. Пурмаль, А. П. Физико-химические основы процессов в водных средах / А. П. Пурмаль // Экологическая химия водной среды: Материалы первой Всесоюзной школы. – Кишинев, 24-26 октября 1985 г. – М.: ГКНТ, 1988. – С. 23-38.
277. Радиация. Дозы, эффекты, риск / Пер. с англ. – М.: Мир, 1990. – 79 с.
278. Радиометрическое определение полония-210 и свинца-210 в водах / Научный совет по аналитическим методам. ВИМС. Ядерно-физические методы. Инструкция № 396-ЯФ. – М., 1992. – 17 с.
279. Радиометрическое определение полония-210 и свинца-210 в почвах / Научный совет по аналитическим методам. ВИМС. Ядерно-физические методы. Инструкция № 431-ЯФ. – М., 1994. – 19 с.
280. Разработка комплексного прогноза научно-технического развития нефтяной промышленности на длительную перспективу с выделением основных региональных и отраслевых проблем: заключительный отчет ПечорНИПИнефть / Рук. работ И. К. Бондарев. 4.2.4.1.7. ГР № 2154676. - Ухта, 1983. – 302 с.
281. Раковский, В. Е. Химия пирогенных процессов / В. Е. Раковский, Ф. Л. Каганович, Е. А. Новичкова. – Минск, 1957. – 189 с.
282. Рапута, В. Ф. Анализ временной динамики изменения состава атмосферного аэрозоля на севере Западной Сибири / В. Ф. Рапута, Б. С. Смоляков, К. П. Куценогий и др. // Сибирский экологический журнал, 2000. - Т. 7. - № 1. – С. 97-102.
283. Рапута, В.Ф. Сравнительная оценка состояния длительного загрязнения атмосферы и снежного покрова г. Новосибирска на сети стационарных постов гидрометеослужбы / В. Ф. Рапута, В. В. Коковкин, А. Ю. Девятова // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23. – № 6. – С. 499-504.
284. Растительность европейской части СССР. – Л.: Наука, 1980. – 429 с.

285. Растительный покров и его синантропизация в промзоне поселка нефтяников Харьягинск (Ненецкий автономный округ) / Н.П. Акульшина, Н.В. Владимиров, Т.В. Новаковская, Г.С. Шушпанникова // Актуальные проблемы химии и биологии европейского Северо-Востока России / Сб. науч. тр. химико-биологического фак-та. Вып. 2. Сыктывкарский ун-т. – Сыктывкар, 1993. – С. 210-249.
286. Ребристая, О.В. Особенности распространения сосудистых растений на п-ове Ямал (Западносибирская Арктика) / О.В. Ребристая // Сравнительная флористика на рубеже III тысячелетия: достижения, проблемы, перспективы / Матер. V рабочего совещания по сравнительной флористике. — Ижевск, 1998. — СПб.: БИН РАН, — 2000. — С. 84-94.
287. Рихванов, Л. П. Радиоактивные элементы в окружающей среде / Л. П. Рихванов, С. И. Арбузов, Н. В. Барановская и др. // Известия Томского политехнического ун-та., 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 128-136.
288. Рихтер, Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе / Г. Д. Рихтер. // Тр. Института географии АН СССР. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. – Вып. 40. – 171 с.
289. Рихтер, Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства / Г. Д. Рихтер. – М.: Изд-во АН СССР, 1945. – 120 с.
290. Роде, А. А. Водные свойства почв и грунтов / А. А. Роде. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 132 с.
291. Роде, А. А. Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде // Т. 1. Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 663 с.
292. Роде, А. А. Подзолообразовательный процесс / А. А. Роде. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. – 454 с.
293. Розанов, Б. Г. Морфология почв / Б. Г. Розанов. – М.: Изд-во Моск. ун-та., 1983. – 320 с.
294. Розенбаум, Г. Э. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития / Г. Э. Розенбаум, Н. А. Шполянская. – М.: Научный мир, 2000. – 103 с.
295. Ронов, А. Б. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов / А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, А. А. Мигдисов. – М.: Наука, 1990. – 182 с.
296. Рузер, Л. С. Радиоактивные аэрозоли / Л. С. Рузер. – М.: Энергоатомиздат, 2001. – 230 с.
297. Сабинин, Д. А. Физиологические основы питания растений / Д. А. Сабинин. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 512 с.
298. Савицкий, А. Н. Замерзание и плавление воды в стеклянных капиллярах / А. Н. Савицкий // Коллоидный журн., – 1968. – Т. 30. – № 1. – С. 119-123.
299. Саксин, Б. Г. Роль болотных систем в очистке стоков горных предприятий Дальнего Востока / Б. Г. Саксин, Л. Т. Крупская // Горный журнал. – 2004. – №2. – С. 76-78.

300. Семенов, М. Ю. Кислотные выпадения на территории Сибири: расчет и картирование допустимых нагрузок / М. Ю. Семенов. – Новосибирск: Наука, 2002. – 143 с.
301. Сергеев, В. И. Количественная оценка грунтовой толщи как геохимического барьера / В. И. Сергеев, Т. Г. Шимко, М. Л. Кулешова, Н. А. Светоч, В. Н. Шапкин // Геохимические барьеры в зоне гипергенеза: под ред. Н.С.Касимова, А.Е.Воробьева. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – С. 334-346.
302. Сергеев, Г. Б. Нанохимия металлов / Г. Б. Сергеев // Успехи химии. – 2001. – Т. 70. – № 10. – С. 915-931.
303. Сергеев, Н. Б. Динамика формирования зонального профиля выветривания сульфидных месторождений / Н. Б. Сергеев // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37. – № 6. – С. 547-557.
304. Сергейчик, С. А. Сера как элемент питания и загрязнитель / С. А. Сергейчик // Лесные экосистемы и атмосферное загрязнение. – Л.: Наука, 1990. – С. 24-33.
305. Серебряков, И. Г. Экологическая морфология растений. Жизненные формы покрытосеменных и хвойных / И. Г. Серебряков. – М.: Высшая школа. 1962. – 378 с.
306. Сивухин, Д. В. Общий курс физики / Д. В. Сивухин. – М.: Наука, 1975. – 519 с.
307. Скарлыгина-Уфимцева, М. Д. Системно-иерархический анализ микроэлементного состава фитобиоты ландшафтов / М. Д. Скарлыгина-Уфимцева // Проблемы геохимической экологии / Тр. Биогеохимической лаборатории. Т. 22. – М.: Наука, 1991. – С. 120-134.
308. Скарлыгина-Уфимцева, М.Д. Биологические реакции растений в условиях Чиатурского марганцевого субрегиона биосферы / М. Д. Скарлыгина-Уфимцева, Н. И. Кононова, А. В. Боросова // Биогеохимическое районирование и геохимическая экология / Тр. Биогеохимической лаборатории. – М.: Наука, 1980. – Т. 18. – С. 142-154.
309. Скрипальщиков, Л. Н. Зонирование техногенных воздействий по ореолам загрязнения снегового покрова / Л. Н. Скрипальщиков, В. И. Харук, А. П. Яхимович // Сибирский экологич. журн. – 2002. – № 1. – С. 95-100.
310. Скупченко, В.Б. Вибрационный микротом для мягких тканей / В. Б. Скупченко. – Сыктывкар, 1979. – 30 с.
311. Смагунова, А. Н. Погрешности пробоотбора при контроле загрязнения объектов окружающей среды / А. Н. Смагунова, О. М. Карпукова, Л. И. Белых и др. // Журнал аналитической химии. – 2004. – Т. 59. – № 12. – С. 1264-1270.
312. Смирнов, В. В. Аэрозольный климат Подмосковья / В. В. Смирнов // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 9. – С. 37-49.
313. Смирнов, С. С. Зона окисления сульфидных месторождений / С. С. Смирнов. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955. – 102 с.
314. Снег: Справочник / Под ред. Д. М. Грея, Д. Х. Мейла. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 751 с.

315. Соколова, Т. А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР / Т. А. Соколова. – Новосибирск: Наука, 1985. – 247 с.
316. Солнцева, Н. П. Геохимическая совместимость природных и техногенных потоков / Н. П. Солнцева // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды. - Вопросы географии. – М.: Мысль, 1983. – Вып. 120. – С. 28-41.
317. Солнцева, Н. П. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов / Н. П. Солнцева. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 376 с.
318. Солнцева, Н. П. Техногенные потоки и ландшафтно-геохимические барьеры / Н. П. Солнцева, Н. С. Касимов // Исследования окружающей среды геохимическими методами. – М.: ИМГРЭ. МинГео СССР, АН СССР, 1982. – С. 15-24.
319. Справочник по климату СССР, вып. 2. Т. 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 444 с.
320. Старик, И. Е. Основы радиохимии / И. Е. Старик. – Л., 1969. – 247 с.
321. Степанов, И.Н. Снежный покров и формирование почв высокогорий / И. Н. Степанов. // Почвоведение. – 1962. – № 3. – С. 44-51.
322. Страховенко, В. Д. Распределение радиоцезия и микроэлементов в системе лишайник – субстрат и в теле лишайника / В. Д. Страховенко, Е. И. Хожина, Б.Л. Щербов // Геохимия. – 2008. – №2. – С.1-10.
323. Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2011. – 33 с.
324. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Ред. В. А. Дедеев. – Л.: Наука, 1982. – 200 с.
325. Тайсаев, Т. Т. Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений / Т. Т. Тайсаев. – Новосибирск: Наука, 1981. – 136 с.
326. Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях / В. О. Таргульян. – М.: Наука, 1971. – 268 с.
327. Тентюков, М. П. Автоматизированная система «Plantae Vasculares» / М. П. Тентюков, М. С. Подоров; Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар, 2001. – 22 с.: ил. – Деп. в ВИНТИ 20.04.2001, N 1037-B2001.
328. Тентюков, М. П. Биогеохимическая индикация влияния антропогенных факторов на перераспределение микроэлементов в тундровых фитоценозах / М. П. Тентюков // Индикационная роль споровых растений Воркутинской тундры в условиях антропогенного воздействия. – Сыктывкар, 1991. – С. 165-189. – Деп. в ВИНТИ 30.10.91, N 4169-B91.
329. Тентюков, М. П. Геохимическая активность атмосферы и аэрозольное загрязнение ландшафтов / М. П. Тентюков // Материалы Российского совещания с международным участием «Геохимия литогенеза». Сыктывкар (17-19 марта 2014 г.): ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014в. – С. 113-115.

330. Тентюков, М. П. Геохимическая активность атмосферы и ожелезнение поверхности тундровых ландшафтов (на примере Центрального Ямала) / М. П. Тентюков // Материалы Российской конференции, посвященной юбилею А. И. Перельмана «Геохимия биосферы». – Москва, (15-18 ноября 2006): МГУ, 2006г. – С. 145-149.
331. Тентюков, М. П. Геохимическая активность атмосферы и эрозийная устойчивость ландшафтов Центрального Ямала / М. П. Тентюков // Тез. Российской конф. «Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России». – Архангельск (19-22 июня 2006 г.). – Архангельск, 2006д. – С. 126-128.
332. Тентюков, М. П. Геохимические ландшафты / М. П. Тентюков // Природа Ямала. – Екатеринбург: УИФ. Наука, 1995. – Гл. 7. – С. 139-149.
333. Тентюков, М. П. Геохимический мониторинг Ямала: геохимические барьеры (практический аспект) / М. П. Тентюков; АН СССР. Урал.отд., Ин-т биологии. Коми науч. центр. – Сыктывкар, 1990. – 38 с. – Деп. в ВИНТИ 29.01.1991, N 477-B91.
334. Тентюков, М. П. Геохимия ландшафтов равнинных тундр (на примере Ямала и Большеземельской тундры) / М. П. Тентюков. – Сыктывкар: Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 2010а. – 260 с.
335. Тентюков, М. П. Геохимия ландшафтов Центрального Ямала / М. П. Тентюков. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 102 с.
336. Тентюков, М. П. Изменение информативности индикационных характеристик тундровых кустарников в условиях аэротехногенного загрязнения / М. П. Тентюков // Сибирский экологический журнал. – 2008, в. – Т. 15. – № 2. – С. 217-225.
337. Тентюков, М. П. Изменение ландшафтно-геохимической структуры под влиянием геолого-разведочных работ в Большеземельской тундре / М. П. Тентюков // Влияние геолого-разведочных работ в Большеземельской тундре: Сб. науч. тр. / Коми НЦ УрО АН СССР. – Сыктывкар, 1988, а. – Вып. 90. – С. 12-28.
338. Тентюков, М. П. Изучение динамики концентрации радионуклидов в приземной атмосфере / М. П. Тентюков, А. И. Таскаев, И. И. Шуктомова, В. П. Лютое // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2011б. – № 1(5). – С. 38-43.
339. Тентюков, М. П. Изучение динамики стока тяжелых металлов и радионуклидов в составе сухих аэрозолей в лесные экосистемы / М. П. Тентюков, И. И. Шуктомова, А. И., Таскаев, В. П. Лютое // Материалы российской конференции. «Седьмое Сибирское совещание по климатологическому мониторингу». – Томск (8-10 октября 2007): – Томск, 2007в. – С. 322-325.
340. Тентюков, М. П. Изучение сезонной динамики концентраций радионуклидов в стоке сухих аэрозолей в лесные экосистемы: эффект суммации малых доз / М. П. Тентюков, А. И. Таскаев, И. И. Шуктомова // Тез. докл. IV Медунар. конф. «Хроническое радиационное воздействие: эффекты малых доз». – Челябинск (11-13 июля 2010): Челябинск. 2010в. – С. 136-137.
341. Тентюков, М. П. Импульверизация аэрозолей и геохимия поверхностных процессов в деятельном слое / М. П. Тентюков // Геохимия ландшафтов и география почв (к 100-

- летию М. А. Глазовской). Доклады Всероссийской научной конференции. Москва (4-6 апреля 2012 г.): Географический факультет МГУ. – М., 2012в. – С. 320-322.
342. Тентюков, М. П. Иней как объект геохимического мониторинга при оценке аэротехногенного загрязнения поверхности снега / М. П. Тентюков // «Контроль окружающей среды и климата» КОСК-2010»: VII Всероссийский симпозиум. – Томск (5-7 июля 2010 г.). – Томск: Аграф-Пресс, 2010г. – С. 312-314.
 343. Тентюков, М. П. Информационные системы для изучения региональной флоры сосудистых растений / М. П. Тентюков, М. С. Подоров // Сер. Автоматизация научных исследований / Коми НЦ УрО РАН. Вып. 140 (2002). – Сыктывкар, 2002б. – 28 с.
 344. Тентюков, М. П. Ионные формы железа поверхностных вод как индикаторы эрозивной устойчивости ландшафтов (Центральный Ямал) / М. П. Тентюков // География и природные ресурсы. – 2006,б. – № 2. – С.73-76.
 345. Тентюков, М. П. Использование гидроксидов железа при выявлении загрязнения тундры / М. П. Тентюков // Сер. сообщ. / Новые научные методики /АН СССР. Урал. отд. Коми науч. центр; Вып. 29 (1988). – Сыктывкар, 1988б. – 24 с.
 346. Тентюков, М. П. К возможности выявления углеводородного загрязнения в сфагнуме методом ЭПР / М. П. Тентюков // Сибирский экологический журнал. – 2008а. – Т. 15. – № 6. – С. 867-870.
 347. Тентюков, М. П. Контроль динамики стока сухих аэрозолей при аэротехногенном загрязнении лесной растительности: метод чистой поверхности / М. П. Тентюков // Контроль окружающей среды и климата» КОСК-2010»: VII Всероссийский симпозиум. - Томск (5-7 июля 2010 г.). – Томск: Аграф-Пресс, 2010д. – С. 310-312.
 348. Тентюков, М. П. Мониторинг загрязнения атмосферного воздуха наноразмерными частицами / М. П. Тентюков // Каталог XII Московского международного салона изобретений и инновационных технологий «Архимед». В 2-х частях. – М., 2010ж. – Ч. 2. – С. 176-177.
 349. Тентюков, М. П. Морозное концентрирование диоксида серы и проблема кислого снега в районах нефтедобычи: иней как объект геохимического мониторинга / М. П. Тентюков // Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов: Тез. Международной конференции. Тюмень (15-17 ноября 2011 г.): Изд-во ТГУ. – 2011в. – С. 121-124.
 350. Тентюков, М. П. Морозное конденсирование диоксида серы и загрязнение поверхности снега / М. П. Тентюков // Метеорология и гидрология. –2011а. – № 12. – С. 29-35.
 351. Тентюков, М. П. Ожелезнение поверхности тундр Центрального Ямала как природно-техногенный феномен / М. П. Тентюков // Криосфера Земли. – 2005,а. – Т. IX. – № 4. – С. 18-28.
 352. Тентюков, М. П. Особенности геохимической трансформации поверхностных вод в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре / М. П. Тентюков // Тез. Международной конференции «Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов». – Тюмень (11-13 октября 2010 г). Изд-во ТГУ. – 2010б. – С. 203-206.

353. Тентюков, М. П. Особенности распределения химических элементов в мерзлых почвах / М. П. Тентюков // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – № 3. – С. 100-107.
354. Тентюков, М. П. Оценка удельной активности искусственных и естественных радионуклидов в стоке аэрозолей в лесные экосистемы / М. П. Тентюков // Сибирский экологический журнал. – 2012а. – Т. 19. – № 3. – С. 337-344.
355. Тентюков, М. П. Пассивный радиационный мониторинг запыленности приземной атмосферы / М. П. Тентюков, И. И. Шуктомова // Материалы Международной конференции «Биологические эффекты малых доз ионизирующей радиации и радиоактивное загрязнение среды». Сыктывкар (17-21 марта 2014 г.): ИБ Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар, 2014б. – С. 340-344.
356. Тентюков, М. П. Послойный снегоотборник с прямоугольным сечением / М. П. Тентюков // Лёд и Снег, 2014а. – № 1 (125). – С. 81-85.
357. Тентюков, М. П. Поступление металлов в лесные экосистемы со стоком сухих аэрозолей: влияние погодообразующих процессов и метеорологических факторов / М. П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2009а. – № 5. – С. 66-79.
358. Тентюков, М. П. Способ сбора сухих аэрозолей для изучения аэротехногенного загрязнения лесных экосистем и устройство для его осуществления / М.П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2007б. – № 5. – С. 99-106.
359. Тентюков, М. П. Сухие аэрозольные выпадения в геохимическом цикле железа (на примере ландшафтов Центрального Ямала) / М. П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2006а. – № 12. – С. 35-44.
360. Тентюков, М. П. Техногенная трансформация тундровых ландшафтов в районах нефтедобычи / М. П. Тентюков // Экология нефтегазового комплекса. Материалы 1 Всесоюз. конф. Надым (3-6 окт. 1988 г.). – М., 1989. – Вып. 1. – Ч. 1. – С.78-84.
361. Тентюков, М. П. Формирование аэрозольной среды Ямала в условиях загрязнения атмосферы / М. П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2006,в. – № 3. – С. 55-63.
362. Тентюков, М. П. ЭПР-спектроскопия сухих аэрозолей / М. П. Тентюков, В. П. Лютоев // Оптика атмосферы и океана. – 2008б. – Т. 21. – № 9. – С. 789-792.
363. Тентюков, М. П., Физические методы исследования растений в зоне техногенеза / М. П. Тентюков, Г. С. Назарова, Л. В. Бершов; АН СССР. Урал. отд. Ин-т биологии. Коми науч. центр. – Сыктывкар, 1990. – 12 с. – Деп. в ВИНТИ 31.01.1990, N 599-B90.
364. Тентюков, М.П. Возможность биоиндикации нарушений растительного покрова при проведении буровых работ на нефтяных месторождениях Большеземельской тундры / М.П. Тентюков, С.В. Кузиванова // Природопользование и охрана окружающей среды Тимано-Печорского ТПК: Сб. науч. тр. / Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1986. – Вып. 76. – С. 95-105.
365. Тентюков, М.П. Геохимическая активность атмосферы и минералообразование в приземном слое воздуха / М.П. Тентюков // Материалы Международного минералогического семинара «Минералогическая интервенция в микро- и наномир». Сыктывкар (9-11 июня 2009); Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2009б. – С. 255-256.

366. Тентюков, М.П. Геохимические барьеры в ландшафтах Центрального Ямала / М. П. Тентюков // Геохимические барьеры в зоне гипергенеза / Под ред. Н. С. Касимова, А.Е. Воробьева. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002а. – С. 223-231.
367. Тентюков, М.П. Изучение распределения радионуклидов в стоке сухих аэрозолей при их поступлении в лесные экосистемы / М.П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2012б. – № 3. – С. 46-55.
368. Тентюков, М. П. Биофизические реакции сфагновых мхов как индикационные признаки в условиях углеводородного загрязнения / М. П. Тентюков // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – 2005в. – № 10. – С. 9-14.
369. Тентюков, М. П. Геохимический цикл железа в атмосфере над Ямалом и его влияние на содержание соединений железа в тундровых ландшафтах / М. П. Тентюков // Метеорология и гидрология. – 2005б. - № 5. – С. 37-43.
370. Тентюков, М. П. Особенности формирования загрязнения снежного покрова: морозное конденсирование техногенных эмиссий (на примере районов нефтедобычи в Большеземельской тундре) / М. П. Тентюков // Криосфера Земли. - 2007а. – Т.ХI. – № 4. – С. 31-41.
371. Тентюков, М. П. Почвенные и атмосферные факторы эрозионной устойчивости ландшафтов Центрального Ямала / М. П. Тентюков // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – 2005г. – № 4. – С. 18-28.
372. Термический анализ минералов и горных пород. – Л.: Недра, 1974. – 399 с.
373. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия / В. М. Гольдберг, В. П. Зверев, А. И. Арбузов и др. – М.: Наука, 2001. – 125 с.
374. Титкова, Т. Б. Связь аномалий накоплений снега и общей циркуляции атмосферы / Т. Б. Титкова, Н. К Кононова // Изв. РАН. Сер. географ. – 2006. – № 1. – С. 35-46.
375. Титлянова, А. А. Вариабельность элементного химического состава растений / А. А. Титлянова // Изв. Сиб. отд. АН СССР. – Сер. биол. наук. 1972.– № 5. – Вып. 1. – С. 21-32.
376. Ткалич, С. М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых / С. М. Ткалич. – М.: Недра, 1970. – 200 с.
377. Ткачев, Ю. А. Статистическая обработка геохимических данных / Ю. А. Ткачев, Я. Э. Юдович. – М.: Наука, 1975. – 233 с.
378. Ткачев, Ю. А. Формирование первичной базы данных методом селекции (обучающие технологии в экологической информатике) / Ю. А. Ткачев М. П. Тентюков; Новые технологии обучения в ВУЗе // Тез. Республ. научно-практич. семинара. - Сыктывкар (26-27 окт.): СыктГУ, 1995. – С. 54-55.
379. Тонконогов, В. Д. Почвенный покров / В. Д. Тонконогов // Ямало-Гыданская область (физико-географическая характеристика). – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – С. 169-198.
380. Тыртиков, А. П. Температурный режим почвы в различных растительных сообществах в районе Игарки / А. П. Тыртиков // Почвоведение. – 1957. – № 6. – С. 35-42
381. Тюремнов, С. Н. Торфяные отложения левобережного Приобья северной части Томской области / С. Н. Тюремнов, О. Л. Лисс, Г. Г. Куликова // Природные условия Западной Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – Вып. 1. – С. 65-77.

382. Уоллинг, Ч. Свободные радикалы в растворе / Ч. Уоллинг // Под ред. Г. А. Разуваева. – М.: Иностр. лит-ра, 1960. – 531 с.
383. Уошборн, А. Л. Мир холода. Геокриологические исследования / А. Л. Уошборн. Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 384 с.
384. Уткин, А.И. Площадь поверхности листьев: сущность, параметры, использование /А.И. Уткин, Л.С. Ермолова, И.А Уткина; Отв. ред. С.Э. Вомперский // Ин-т лесоведения РАН. – М.: Наука. 2008. – 282 с.
385. Федина, А. Е. Физико-географическое районирование / А. Е.Федина. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 86 с.
386. Федосеева, В. И. Адсорбция органических веществ на поверхности льда / В. И. Федосеева, Е. А. Нечаева, Н. Ф. Федосеев // Журнал физ. химии. - 1980. – Т. 54. – № 12. – С. 3140-3142.
387. Федосеева, В. И. Сорбция молибдат-анионов квазижидкой пленкой на поверхности дисперсного льда / В. И. Федосеева, Н. Ф. Федосеев // Коллоидный журн. – 2010. – Т. 72. – № 4. – С. 574-576.
388. Хантимер, И. С. Сельскохозяйственное освоение тундры / И. С. Хантимер. – Л., 1974. – 231 с.
389. Хауффе, Е. Реакции в твердых телах и на поверхности / Е. Хауффе. Ч. I. – М.: Иностр. лит-ра., 1960. – 415 с.
390. Хорват, Л. Кислотный дождь / Пер. с венг. под ред. Ю. Н. Михайловского. – М.: Стройиздат, 1990. – 80 с.
391. Хромов, С. П. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 455 с.
392. Хромов, С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 491 с.
393. Черепанов, С. К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР) / С. К. Черепанов. – М.: Изд-во «Мир и семья-95», 1995. – 951 с.
394. Чесноков, Б. В. Терриконы – «фабрика» минералов / Б. В. Чесноков // Природа. – 1989. – № 10. – С. 73-78.
395. Чирва, С. А. О каолинизированных отложениях севера Западной Сибири / С. А. Чирва // Тр.ВНИГРИ, вып. 225. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. – С.31-49.
396. Чухланцев, А. А. Поляризационные характеристики микроволнового излучения сухого снега / А. А. Чухланцев, В. Ф. Крапивин, А. А. Халдин, Ал. А. Чухланцев // Исслед. Земли из космоса. – 2007. – № 5. – С. 11-20.
397. Шапошникова, Е. А. Геокриологическая характеристика нижнего и среднего течения Харьяги, притока Колвы / Е. А. Шапошникова, А. А. Чупрова, Н. С. Саешкин // Мерзлотные исследования. Вып. XX. М.: Изд-во МГУ, 1982. – С. 192-199.
398. Школьник, М. Я. Микроэлементы в жизни растений / М. Я. Школьник. – Л.: Наука, 1974. – 215 с.
399. Шлихтинг, Г. Теория пограничного слоя / Г. Шлихтинг. — М.: Наука, 1969. – 744 с.

400. Шоу, Д. М. Геохимия микроэлементов в кристаллических породах / Д. М. Шоу. – Л.: Недра, 1969. – 219 с.
401. Шпирт, М. Я. Закономерность поведения малых элементов в процессах переработки углей / М. Я. Шпирт, И. . Володарский, Л. А. Зекель // Рос. хим. журн., 1994. – Т.38. – № 5. – С. 43-47.
402. Шпирт, М. Я. Неорганические компоненты твердых топлив / М. Я. Шпирт, В. Р. Клер, И. З. Перциков. – М.: Химия, 1990. – 240 с.
403. Шполянская, Н. А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) / Н. А. Шполянская // Криосфера Земли, – 1999. – Т. IV. – №4. – С. 61-70.
404. Шумский, П. А. Диагенез и фирнитизация снежного покрова / П. А. Шумский // Снег и талые воды. – М.: Изд-во АН СССР. – 1956. – С. 13-21.
405. Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н. С. Касимова. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 336 с.
406. Экологическая химия водной среды / Матер. первой Всесоюзн. шк. (Кишинев, 24-26 октября 1985 г.). Центр Международ. проектов ГКНТ. – М., 1988. –360 с
407. Юдович, Я. Э. Геохимия ископаемых углей / Я. Э. Юдович. – Л.: Наука, 1978. – 283 с.
408. Юдович, Я. Э. Курс геохимии осадочных пород (избранные главы): Уч. пособие. / Я. Э. Юдович. – Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2001. – 284 с.
409. Юдович, Я. Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.
410. Юдович, Я. Э. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях / Я. Э. Юдович, Ю. И. Гольберг, Г. И. Юшкова // Литол. и полезн. иск., – 1970. – № 5. – С. 131-142.
411. Юдович, Я. Э. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях / Я. Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. – 655 с.
412. Юдович, Я. Э. Ценные элементы-примеси в ископаемых углях / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. - Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 538 с.
413. Юдович, Я. Э. Элементы-примеси в черных сланцах / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. – 303 с.
414. Юнге, Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы / Х. Юнге // Пер. с англ. под ред. Ю.А. Израэля. – М.: Мир, 1965. – 424 с.
415. Юфа, Б. А. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля / Б. А. Юфа, Ю. М. Гурвич // Геохимия. – 1964. – № 8. – С. 817-824.
416. Юшкетова, Н. А. Метод пассивного отбора проб для мониторинга химического загрязнения атмосферного воздуха. Ч. 1. Теоретические основы (обзор) /

- Н. А. Юшкетова, В.А. Поддубный // Экологические системы и приборы. – 2007а. – № 2. – С. 3-10.
417. Юшкетова, Н.А. Метод пассивного отбора проб для мониторинга химического загрязнения атмосферного воздуха. Ч. 2. Практические аспекты (обзор) / Н. А. Юшкетова, В. А. Поддубный // Экологические системы и приборы. – 2007б. – № 3. – С. 15-23.
418. Языков, Е. Г. Минеральный состав пылеаэрозольных выпадений снегового покрова Томской агропромышленной агломерации / Е. Г. Языков, Р. В. Голева, Л. П. Рихванов // Записки ВМО. – 2004. – № 5. – 69-78 с.
419. Языков, Е. Г. Экогеохимия урбанизированных территорий юга Западной Сибири: автореф. дис... докт. геол.-мин. Наук: 25.00.36 / Е. Г. Языков; Томский политех. ун-т. – Томск, 2006. – 47 с.
420. Яхонтова, Л. К. Основы минералогии гипергенеза / Л. К. Яхонтова, В. П. Зверева. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 336 с.
421. Al-Masri, M.S. Speciation of ^{210}Po and ^{210}Pb in air particulates determined by sequential extraction / M.S. Al-Masri, K. Al-Karfan, H. Khalili, M.Hassan // Journal of Environmental Radioactivity. - 2006. - V. 91. - P. 103-112, doi:10.1016/j.jenvrad.2006.08.010.
422. AMAP Assessment 2009: Human Health in the Arctic. Oslo, Norway. 2009, xvi+254 p.
423. Berner, R. Alkalinity buildup during silicate weathering under a snow cover / R. Berner, J. Rao // Aquatic Geochemistry. – 1996. – N 2. – P. 301-312.
424. Blue, M. P. Positional and seasonal variation in oak (*Quercus* Fagaceae) leaf morphology / M. P. Blue, R. J. Jensen // Amer. J. Bot. – 1988. – V. 75. – N 7. – P. 939-947.
425. Charlson, R. J. Climate Forcing by Anthropogenic Aerosol / R. J. Charlson, S. E. Schwartz, J. M. Hales et al. // Science. – 1992. – V. 255. – N 5043. – P. 423-430.
426. Cragin, J. H. Grain-scale mechanisms influencing the elution of ions from snow [Электронный ресурс] / J. H. Cragin A. D. Hewitt, S. C. Colbeck // Atmospheric Environment. – 1996. – V. 30. – N 1. – P. 119-127. doi:10.1016/1352-2310(95)00232-N.
427. De Biasi, R. S. Influence of iron concentration and partial size on ESR linewidth of $\text{Al}_2\text{O}_3\text{:Fe}^{3+}$ powders / R. S. De Biasi, D. C. S. Rodrigues // J. Materials Sc. Letters. – 1983. – V. 2. – No 1. – P. 210-212.
428. Delcourt, J. Performance assessment of a passive sampler in industrial atmospheres / J. Delcourt, J.-P. Sandino // International Archives of Occupational and Environmental Health. – 2000. – V. 74. – № 1. – P. 49-54.
429. Delmas, V. The weathering of aeolian dusts in alpine snows [Электронный ресурс] / V. Delmas, H. G. Jones, M. Tranter, R. Delmas // Atmospheric Environment. – 1996. – V. 30. – N. 8. – P. 1317-1325. doi:10.1016/1352-2310(95)00309-6.
430. Eskenazy, G. Geochemistry of arsenic and antimony in Bulgarian coals / G. Eskenazy // Chem. Geol. – 1995. – V. 119. – P. 239-254.

431. Eskenazy, G. Geochemistry of boron in Bulgarian coals / G. Eskenazy, D. Delibaltova, E. Mincheva // *Int. J. Coal Geol.* – 1994. – V. 25. – P. 93-110.
432. Farnes, P. E. Proposed metric snow samplers / P. E. Farnes, B. E. Goodison, N. R. Peterson R. P. Richards // *Proceedings of the 48th Annual Western Snow Conference* (april 15–17 1980). – West. Snow Conf, 1980. – P. 107–119.
433. Fernandez P.L. Evaluation of uncertainty and detection limits in ^{210}Pb and ^{210}Po measurement in water by alpha spectrometry using ^{210}Po spontaneous deposition onto a silver disk / P.L. Fernandez, J. Gomez, C.Rodenas // *Applied Radiation and Isotopes.* - 2012. - V. 70. - P. 758-764, doi:10.1016/j.apradiso.2011.12.044.
434. Giese, U. Passive sampling [Электронный ресурс] / U. Giese, R. Heibisch, K.-H. Pannwitz, M. Tschickardt // *Analyses of Hazardous Substances in Air.* – 2002. – V. 6. – P. 3-25. [Электронный ресурс] doi: 10.1002/3527600418.amsamppassive0006.
435. Gray, B. A. Sources, transport and sinks of SO_2 over the equatorial Pacific During the Pacific Atmospheric Sulfur Experiment [Электронный ресурс] / B. A. Gray, Y. Wang, D. Gu // *J. Atmospheric Chemistry.* – 2011. – V. 68. – N 1. – P. 27-53. doi: 10.1007/s10874-010-9177-7.
436. Giles, J. Climate science: The dustiest on Earth [Электронный ресурс] / J. Giles // *Nature.* – 2005. – V. 434. – N. 7060. – P. 816-819. doi:10.1038/434816a (published 13/04/2005).
437. Guogang, J. Determination of ^{210}Pb and ^{210}Po in soil or rock samples containing refractory matrices / J. Guogang, T.Giancarlo // *Applied Radiation and Isotopes.* - 2007. - V. 65. - P. 1–8.
438. Hager, H. Specific leaf area and needle weight of Norway spruce (*Picea abies*) in stands of different densities / H. Hager, H. Sterba // *Canad. J. Forest. Res.* – 1985. – V. 15. –N 2. - P.389-392.
439. Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use / Ed. by D.M. Gray, D.H. Male. – Toronto: Pergamon Press, 1981. – 776 p.
440. Ham, G.J. ^{210}Pb and ^{210}Po , ^{226}Ra , U and Th in arable crops and ovine liver: variations in concentrations in the United Kingdom and resultant doses / G.J. Ham, B.T. Wilkins, L.W. Ewers // *Radiat. Prot. Dosim.* - 2001. - V. 93. - P. 151–159.
441. Harper, J. T. Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools [Электронный ресурс] / J. T. Harper, J. H. Bradfordb // *Cold Regions Science and Technology.* – 2003. – V. 37. – N 3. – P. 289-298, doi:10.1016/S0165-232X(03)00071-5.
442. Henricsson, F. Aspects on the analysis of ^{210}Po / F. Henricsson, Y. Ranebo, E. Holm, P. Roos // *Journal of Environmental Radioactivity.* 2011. V. 102. P. 415-419, doi:10.1016/j.jenvrad.2010.09.010.

443. Herzog, M. A dynamic aerosol module for global chemical transport models: Model description [Электронный ресурс] / M. Herzog // J. Geophysical Research. – 2004. – V. 109. – N 18. – P. D14201/1- D14201/14, DOI: 10.1029/2003JD004405
444. Hobbs, P. V. Ice physics. / P. V. Hobbs. – Oxford: University Press, 1974. – 495 p.
445. Holtzman, R.B. Natural levels of lead-210, polonium-210 and radium-226 in humans and biota of the Arctic / R.B. Holtzman // Nature. - 1966. - V. 210. - N 5041. - P. 1094-1097.
446. Hofer, R. Investigation of snow parameters by radiometry in the 3-to 60 mm wavelength region / R. Hofer, C. Matzler // J. Geophys. Res. –1980. – V. 85. – P. 453-460.
447. Jenne, E.A. Trace element sorption by sediments and soils – sites and processes. / Symposium on Molybdenum in the Environment. – Vol. 2, ed. W. Chappel and K. Petersen. Marcel Dekker. – New York. 1977. – P. 425–553.
448. Johannessen, M. Chemistry of snow meltwater: Changes in concentration during melting [Электронный ресурс] / M. Johannessen, A. Henriksen // Water Resources Research. – 1978. – V. 14. – N 4. – P. 615-619, doi: 10.1029/WR014i004p00615.
449. Jyh-Shyan, L. Thermophoretic deposition efficiency in a cylindrical tube taking into account developing flow at the entrance region [Электронный ресурс] / L. Jyh-Shyan, T.Chuen-Jinn // J. Aerosol Science. – 2003. – V. 34. – N 5. – P. 569-583, doi:10.1016/S0021-8502(03)00023-5.
450. Kassik, M. Elemental and base anions deposition in the snow cover of north-eastern Estonia / M.Kassik // Water, Air and Soil Pollution. – 2000. – V. 121. – P. 349-366.
451. Kot-Wasik, A. Advances in passive sampling in environmental studies [Электронный ресурс] / A. Kot-Wasik, B. Zabiegala, M. Urbanowicz, E. Dominiaka, A. Wasika, J. Namiesnika // Analytica Chimica Acta. – 2007. – V. 602. – № 2. – P. 141-163, doi:10.1016/j.acta.2007.09.013.
452. Kreissl, B. Meteorological influence on particle dry deposition [Электронный ресурс] / B. Kreissl, K. Hoschele, H. Staiger, E.Schultz // J. Aerosol Science. –, 1991. – V. 22. – № 1. – P. 573-576, doi:10.1061/S0021-8502(05)80166-1.
453. Krupa, S. V. Passive sampling of ambient, gaseous air pollutants: an assessment from an ecological perspective / S. V. Krupa, A. H. Legge // Environmental Pollution. – 2000. – V. 107. – N 1. – P. 31-45.
454. Leventhal, J. S. Poles of organic matter in ore deposits / J. S. Leventhal // Denver regional exploration geologists Symposium (April, 1985). «Organics and ore deposits ». – 1985. – P. 7-20.
455. Loranger, T.J. The extent of snowpack influence on water chemistry in a North Cascades Lake [Электронный ресурс] / T. J. Loranger, D. F.Brakke // Water Resources Research. – 1988. – V. 24. – N 5. – P. 723-726, doi: 10.1029/WR024i005p00723.
456. Mahowald, N. M. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry [Электронный ресурс] / N. M. Mahowald, S. Kloster, S. Engelstaedter et al. // Atmos. Chem. Phys. – 2010. – N 10. – P. 10875-10893, doi:10.5194/acp-10-10875-2010.

457. Meyera, T. Organic contaminant amplification during snowmelt / T. Meyera, F.Waniaa // Water Research, 2008. – V. 42, – N. 8-9. – P. 1847-1865.
458. Miller, R. The association of major, minor and trace inorganic elements with lignites / R. Miller, P. Given. I. Experimental approach and study of a North Dakota lignite // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1986. – V. 50. – P. 2033-2043.
459. Miller, R. Minerals and major and minor profiles, in for seams / R. Miller, P. Given. - II. Experimental approach and study of a North Dakota lignite // Geochim. Cosmochim. Acta – 1987. – V. 51. – P. 1311-1322.
460. Ong, K. H. Natural organic acids as agents of chemical weathering / K. H. Ong, V. E. Swanson, R. F. Bisque // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970. – P. 130-137.
461. Palmes, E. D. Personal monitoring device for gaseous contaminants / E. D. Palmes, A. F. Gunnison // American Industrial Hygiene Assoc. J. – 1973. – V. 34. – P. 78-81.
462. Palmes, E. D.. Personal sampler for nitrogen dioxide / E. D. Palmes, A. F. Gunnison, J. DiMaggio, C. Tomczyk // American Industrial Hygiene Assoc. J. – 1976. – V. 37. – P. 570-577.
463. Persson, B.R.R. Polonium-210 and lead-210 in the terrestrial environment: a historical review / B.R.R. Persson, E. Holm // Journal of Environmental Radioactivity. - 2011. - V. 102. - P. 420-429, doi:10.1016/j.jenvrad.2011.01.00.
464. Pielmeier, C. Developments in the stratigraphy of snow / C. Pielmeier, M. Schneebeli, C. Schneebeli // Surveys in Geophysics. – 2003a. – V. 24. – N. 5-6. – P. 389-416.
465. Pielmeier, S. Stratigraphy and changes in hardness of snow measured by hand, ramsonde and snow micro penetrometer: a comparison with planar sections / S. Pielmeier, M.Schneebeli // Cold Regions Science and Technology. – 2003b. – V. 37, – N. 3. – P. 393-405. doi:10.1016/S0165-232X(03)00079-X.
466. Pietrzak-Flis, Z. Intake of ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po with food in Poland / Z. Pietrzak-Flis, E. Chrzanowski, S. Dembinska // Sci. Total Environ. - 1997. - V. 203. - P. 157–165.
467. Power, P. C. The geography and climatology of aerosols / P. C. Power // Progress in Physical Geography. – 2003. – V. 27. – N 4. – P. 502-547.
468. Rempillo, O. Dimethyl sulfide air-sea fluxes and biogenic sulfur as a source of new aerosols in the Arctic fall [Электронный ресурс] / O. Rempillo, A. M. Seguin, A-L. Norman, et al. // J. Geophys. Res. – 2011. – V 116. - P. 471-475. D00S04, doi:10.1029/2011JD016336.
469. Romaya, F. J. Thermophoretic deposition of aerosol particles in turbulent pipe flow [Электронный ресурс] / F. J. Romaya, S. S. Takagakia, D. Y. H. Puia et al. // J. Aerosol Science. – 1998. – V. 29. – N. 8. – P. 943-959, doi:10.1016/S0021-8502(98)00004-4.
470. Rockstrom, J. A safe operating space for humanity / J. Rockstrom, W. Steffen, K. Noone et al. // Nature, 24, September. – 2009. – V. 461. – N 7263. –P. 472-475. doi:10.1038/461472a
471. Salomons, W. Metals in the Hydrocycle / W. Salomons, U. Forstner. – Berlin: Springer, 1983. – 348 p.

472. Seethapathya, S. Passive sampling in environmental analysis / S. Seethapathya, T. Gorecki, L. Xiaojing // J. Chromatography A. – 2008. – V. 1184. – N 1-2. – P. 234-253.
473. Shao, Y. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science / Y. Shao, K.-Y. Wyrwoll, A. Chappell, J. Huang et al. // Aeolian Research. – 2011. – V. 2. – N 4. – P. 181-204.
474. Shao-Menga, L. Geochemistry of organic and inorganic ions of late winter arctic aerosols [Электронный ресурс] / L. Shao-Menga, J.W. Winchesterb // Atmospheric Environment. – 1967. – V. 23, Issue 11, – 1989. – P. 2401-2415 Arctic Air Chemistry doi:10.1016/0004-6981(89)90252-7.
475. Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / Eds. by R.I. Armstrong, E. Brun. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2008. – 229 p.
476. Sokratov, S. Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient / S.Sokratov, Norikazu M. // Water Resour. Res. 2000. V. 36. N. 5. P. 1269-1276.
477. Swanson, V. E. Metal sorption by northwest Florida humate / V. E. Swanson, J. C. Frost, L. F. Rader, C. Huffman // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. – 1966. - P. 550-C. –P. 174-177.
478. Tentyukov, M. P. Geochemical cycle of atmospheric iron over Yamal and its impact on the content of iron compounds in tundra landscapes / M. P.Tentyukov // Russian Meteorology And Hydrology. – 2005. – N 5. – P. 25-30.
479. Tentyukov, M. P. Formation of the aerosols over Yamal in a polluted atmosphere / M. P. Tentyukov // Russian Meteorology And Hydrology. – 2006. – N 3. – P. 40-48.
480. Tentyukov, M. P. Income of metals to forest ecosystems with dry aerosol sinks: influence of weather-forming processes and meteorological factors / M. P. Tentyukov // Russian Meteorology And Hydrology. – 2009. – N 5. – P. 308-315.
481. Tentyukov, M. P. Frost condensation of sulfur dioxide and snow surface pollution / M. P. Tentyukov // Russian Meteorology And Hydrology. – 2012a. – N 12. –P. 794-798.
482. Tentyukov, M. P. Evaluation of specific activity of artifical and natural radionuclides in the sink of aerosol matter into forest ecosystems / M. P. Tentyukov // Contemporary problems of ecology Издательство: Pleiades Publishing, Ltd. – 2012b. – N 3. – P. 244-249.
483. Tentyukov, M. P. Layer-by-layer studying the variability dynamic of snow geochemical characteristics / M. P. Tentyukov // The Arctic as a messenger for global processes – climate and pollution: Abstract Conference Copenhagen. May 3-6, 2011. – Copenhagen: Aarhus Universty, 2011,a. – P. 161-162.
484. Tentyukov, M. P. Hoarfrost as a geochemical monitoring object when investigating snow cover sulphate pollution / M. P.Tentyukov // The Arctic as a messenger for global processes – climate and pollution: Abstract Conference Copenhagen. May 3-6, 2011. - Copenhagen: Aarhus Universty, 2011b. – P. 150-151.
485. Tentyukov M. P. Investigation of aerotechnogenic pollution as a result of dry aerosol flows into tundra ecosystems within oil producing areas / M. Tentyukov // The Arctic as a mes-

- senger for global processes – climate and pollution: Abstract Conference Copenhagen. May 3-6, 2011. – Copenhagen: Aarhus University, 2011c. – P. 45-46.
486. Thayera D. Thermophoretic sampler for airborne nanoparticles [Электронный ресурс] / D. Thayera, K. A. Koehlerb, A. Marchesea et al. // *Aerosol Science and Technology*. – 2011. – V. 45. – N. 6. – P. 744-750, doi:10.1080/02786826.2011.558943.
 487. The Arctic as a messenger for global processes – climate and pollution / Abstract Conference Copenhagen. May 3-6, 2011. Copenhagen: Aarhus University, 2011. 175 p.
 488. Turunen M. A review of the response of epicuticular wax of conifer needles to air pollution / M. Turunen, S. Huttunen // *J. Environ. Qual.*, 1990. – V. 19. – № 1. – P. 35-45.
 489. Ugolini F.C. Ionic migration in frozen Antarctic soil / F.C. Ugolini, D.M. Anderson. - *Antarctic. J.U.S.* – 1972. – V. 7. – N 4. – P. 112-113.
 490. Wagner J. Field tests of a passive aerosol samples / J. Wagner, D. Leith // *J. Aerosol Science*. – 2001. – V. 32. – N 1. – P. 33-48.
 491. Walker T. R. Anthropogenic metal enrichment of snow and soil in north-eastern European Russia / T. R. Walker, S.D. Young, P.D. Crittenden, H.Z hang // *Environ. Pollution*. – 2003. – V. 121. – P. 11-21.
 492. Wanga J. Flexibility of solid-phase microextraction for passive sampling of atmospheric pesticides / J. Wanga, L. Tururia, M. Willetb, O. Briandc, M.Monturya // *J. Chromatography A*. – 2009. – V. 1246. – N 15. – P. 3031-3037.
 493. Waniaa F. The effects of snow and ice on the environmental behaviour of hydrophobic organic chemicals / F. Waniaa, J. T. Hoffb, C. Q. Jiacc, D. Mackayd // *Environmental Pollution*. – 1998. – V 102, – N. 1, – P. 25-41.
 494. Whiteheadl, N. E. The Investigation of ESR Dating by Using Alpha Rays / N. E. Whiteheadl, Ü. Ulusoy, H. Asahara, M. Ikeya // *The Society of ESR ... Advances in ESR Applications*. – 2002, – V. 18. – P. 163-166.
 495. Yunker, M. B. Petroleum biomarker sources in suspended particulate matter and sediments from the Fraser River Basin and Strait of Georgia, Canada / M. B. Yunker, R. W. Macdonald // *Organic Geochemistry*. – 2003. – V. 34. – P. 1525-1541.