

К6
Ю66

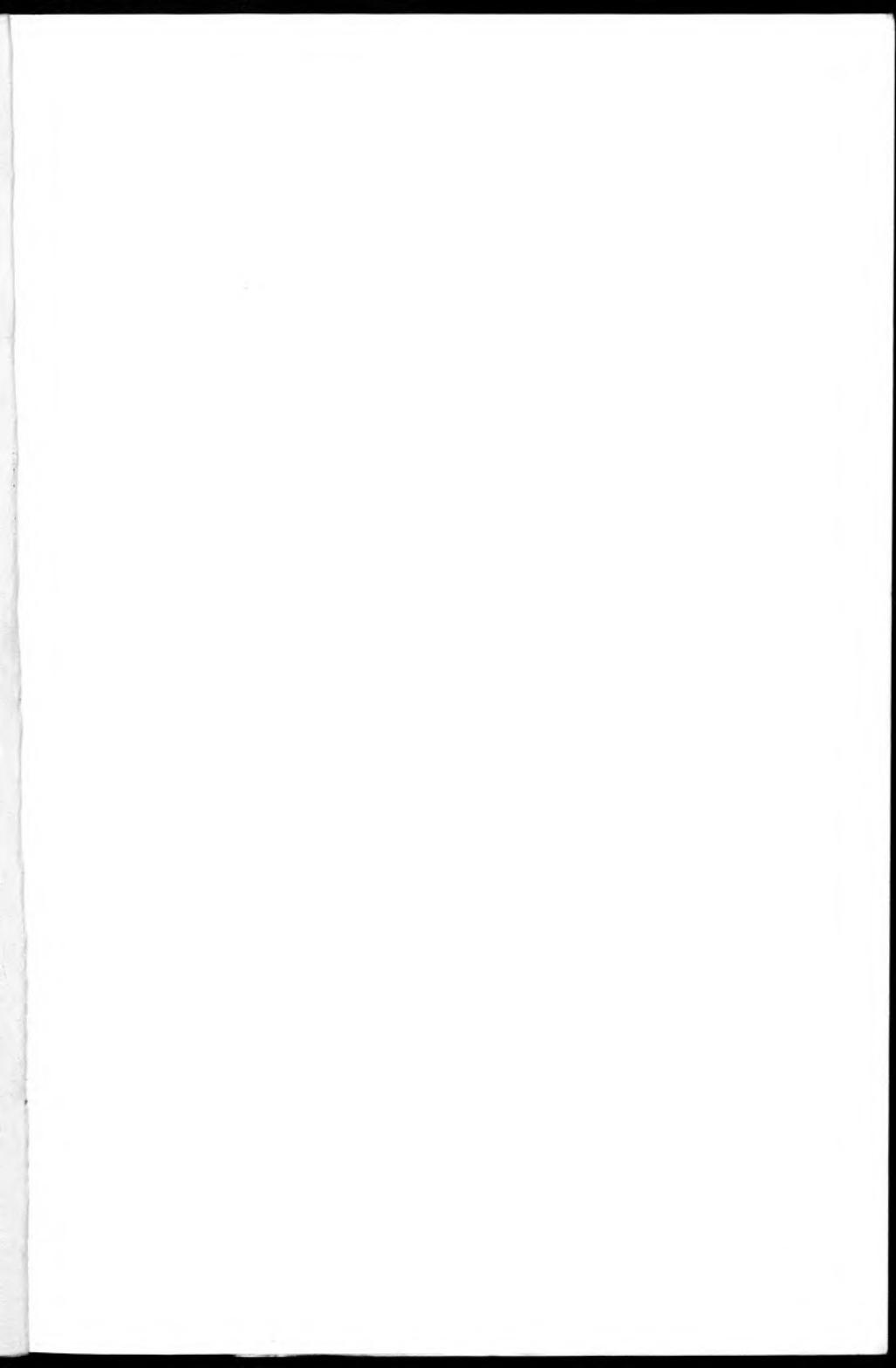
Г.А. ЮРГЕНСОН

**ГЕОХИМИЯ
ЛАНДШАФТА**

с730982

Таблица Д.И. Менделеева

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
1	1 — H 0,10 —								
2	3 3,2·10 ⁻³ 2,0·10 ⁻³ 3,0·10 ⁻³ 3·10 ⁻⁴	4 3,6·10 ⁻⁴ 1,5·10 ⁻⁴ 2,5·10 ⁻⁴ 3,6·10 ⁻⁴	5 1,2·10 ⁻³ 7·10 ⁻⁴ 1,0·10 ⁻³ 2·10 ⁻⁴						
3	11 2,50 2,30 2,20 7·10 ⁻¹	12 1,87 2,40 1,20 14,0	13 8,05 8,1 8,0 1,30						
4	19 2,50 1,80 2,7 8,5·10 ⁻²	20 2,96 4,3 7,5 1,40	21 1·10 ⁻³ 2,4·10 ⁻³ 1,1·10 ⁻³ 6·10 ⁻⁴	22 0,45 0,8 0,33 5·10 ⁻²	23 9·10 ⁻³ 1,9·10 ⁻³ 7,6·10 ⁻³ 7·10 ⁻³	24 8,3·10 ⁻³ 1,2·10 ⁻² 3,4·10 ⁻³ 2,5·10 ⁻¹	25 1·10 ⁻¹ 9·10 ⁻² 1·10 ⁻² 2·10 ⁻¹	26 4,65 5,7 3,6 25,0	27 1,8·10 ⁻³ 3,4·10 ⁻³ 2,3·10 ⁻⁴ 8·10 ⁻²
5	37 1,5·10 ⁻³ 9,0·10 ⁻³ 1,8·10 ⁻² 5·10 ⁻⁴	38 3,4·10 ⁻² 3,8·10 ⁻² 2,3·10 ⁻¹ 1·10 ⁻³	39 2,9·10 ⁻² 2,6·10 ⁻² 3,6·10 ⁻¹ 8·10 ⁻¹	40 1,7·10 ⁻² 1,3·10 ⁻² 1,7·10 ⁻² 3·10 ⁻²	41 2·10 ⁻¹ 1,9·10 ⁻¹ 2,0·10 ⁻² 3·10 ⁻¹	42 1,1·10 ⁻⁴ 1,3·10 ⁻⁴ 1,3·10 ⁻⁴ 6·10 ⁻⁵	43 — — — —	44 — — — 1·10 ⁻⁴	45 — — — 1,9·10 ⁻⁵
6	55 3,7·10 ⁻⁴ 70·10 ⁻⁴ 38·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻³	56 8,5·10 ⁻³ 4,5·10 ⁻³ 68·10 ⁻² 8·10 ⁻⁴	57 2,9·10 ⁻³ 2,5·10 ⁻³ 4,6·10 ⁻³ 3·10 ⁻³	72 1·10 ⁻⁴ 26·10 ⁻⁴ 3,5·10 ⁻⁶ 5·10 ⁻¹	73 2,5·10 ⁻⁴ 1,0·10 ⁻⁴ 2,1·10 ⁻⁴ 2·10 ⁻⁶	74 1,3·10 ⁻⁴ 1,1·10 ⁻⁴ 1,9·10 ⁻⁴ 1,5·10 ⁻⁵	75 7·10 ⁻⁹ 7,0·10 ⁻⁹ 7,0·10 ⁻⁹ 8·10 ⁻⁶	76 — — — 5·10 ⁻⁶	77 — — — 4,8·10 ⁻⁵
7	87 Fr	88 — Ra — —	89 — Ac — —	104 Ku					
Li	Химические элементы, известные в земной коре	87 Fr	Порядковые номера искусственные элементы	58 7·10 ⁻³ 8,0·10 ⁻³ 8,3·10 ⁻³ 5·10 ⁻⁵	59 9·10 ⁻⁴ 5,7·10 ⁻⁴ 7,9·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁵	60 3,7·10 ⁻³ 2,4·10 ⁻³ 3,3·10 ⁻³ 6·10 ⁻⁵	61 Pm	62 8·10 ⁻⁴ 8,5·10 ⁻⁴ 9,0·10 ⁻⁴ 2·10 ⁻⁵	
Li	Классы звездной земной коры по А.П.Виноградову литосферы континентальной (без осадочного чехла) по А.А.Бегсу гранитной оболочки по А.А.Бегсу изменчивых метеороидов по А.П.Виноградову			90 1,3·10 ⁻³ 7,3·10 ⁻⁴ Th 1,4·10 ⁻³ 4·10 ⁻⁶	91 — Pa — —	92 2,5·10 ⁻⁴ 1,5·10 ⁻⁴ U 2,6·10 ⁻⁴ 1,5·10 ⁻⁵	93 Np	94 Pu	



ТЖА

Контр. з.з.

Забайкальский государственный педагогический университет
имени Н.Г. Чернышевского

Г.А. ЮРГЕНСОН

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА

КРАТКИЙ КУРС

*Для студентов университетов, изучающих географические и
геоэкологические дисциплины*

Чита – 2000

K63.81+26.82/я73

10-66

ББК Д821.10 Я73
УДК 551.4(075.8)
Ю665

Печатается по решению Ученого совета Забайкальского государственного педагогического университета им. Н.Г. Чернышевского.

Юргенсон Г.А. Геохимия ландшафта: Краткий курс. Учебное пособие. Для студентов университетов, изучающих географические и геоэкологические дисциплины. – Чита: ЗабГПУ, 2000. – 159 с. +37 илл. Библ. 65.

Пособие составлено в соответствии с программой обучения студентов географических специальностей университетов. Освещены главные разделы современной геохимии ландшафтов, ориентированной на подготовку географов, владеющих основами геоэкологических знаний. В основу положены представления о неразрывности и взаимодополнении геохимических и биохимических процессов преобразования вещества в ландшафтах. Рассмотрены три основных природных форм миграции, а также антропогенные процессы и их влияние на миграцию вещества в ландшафте. Дана систематика и география геохимических ландшафтов. Особо выделены мерзлотные ландшафты и процессы миграции вещества в криозоне. Рассмотрена историческая геохимия ландшафта и эволюция живого вещества. В особый раздел выделена геохимия антропогенных ландшафтов, рассмотрена ландшафтообразующая роль геотехногенеза. Показана роль человека в процессах опустынивания. Пособие может быть полезным географам, геологам, экологам, почвоведом, ландшафтоведом и всем, кто интересуется вопросами миграции и концентрирования химических элементов в ландшафтах.

Рецензенты:

д.г.н., к.г.-м.н., проф. **Т.Т.Тайсаев** (Бурятский государственный университет);

к.г.н., проф. **В.С.Кулаков** (кафедра географии ЗабГПУ);

к.г.н. **А.А.Томских** (кафедра географии ЗабГПУ)

с. 730982

2019

Читинская областная
БИБЛИОТЕКА
им. А.С. Пушкина

ФОНД
издания

© Г.А.Юргенсон, 2000
© ЗабГПУ, 2000

УДБН: Ю-ГЛ-У-4И-00

ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель данной дисциплины – дать студентам-пятикурсникам системное, целостное представление о процессах формирования вещественного состава ландшафта, раскрыть основные закономерности образования биокосных систем Земли, показать, что ландшафт представляет собой продукт взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы в зоне их соприкосновения, в которой за счет солнечной энергии осуществляется миграция и концентрирование химических элементов и их сообществ, довести до будущего учителя географии неразрывность форм и путей миграции химических элементов и процессов формирования ландшафта, что геохимия ландшафта – это история атомов в ландшафте. Важнейшая задача курса геохимии ландшафта – дать основные геохимические закономерности круговорота химических элементов, условия их миграции и концентрирования на геохимических барьерах, влияния на свойства ландшафтов, геохимические критерии их классификации как для генетических так и утилитарных целей, показать влияние антропогенного воздействия на ландшафт через посредство миграции и аккумуляирования химических элементов в условиях техногенеза и техносферы, влияния их на экологические факторы устойчивости, развития и деградации природных экосистем и культурных ландшафтов.

Автор признателен д.г.н., к.г.-м.н., профессору Т.Т. Тайсаеву (Бурятский государственный университет), к.г.н., профессору В.С. Кулакову и к.г.н. А.А. Томских (кафедра географии Забайкальский государственный педагогический университет), обсуждение узловых вопросов с которыми способствовало улучшению рукописи.

ГЛАВА I

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА КАК НАУКА

Геохимия ландшафта как самостоятельное научное и практическое направление на границе геохимии, почвоведения и ландшафтоведения оформилась в 40-х годах XX столетия в нашей стране. Этот процесс именно в это время и в нашей стране закономерен и связан с особым ходом развития естествознания в России. Русские ученые-естественники, прежде всего геологи, всегда отличались широтой взглядов и глубиной проникновения в существо проблем. Именно русский геолог-почвовед В.В. Докучаев (1846-1903) сумел понять природу почвы как особого геологического тела, возникающего на границе живого и неживого. В результате комплексного изучения геологического субстрата, широтной и вертикальной климатической зональности, крупных единиц рельефа, зонального распределения почв и растительности В.В. Докучаев создал учение о зонах природы.

Природные зоны и подзоны могут занимать огромные площади и протягиваться в виде полос на тысячи километров. В различных своих частях они подразделяются на составные элементы, имеющие наряду с общими чертами (тип растительности, климат) существенные различия, которые связаны с литологическими особенностями субстрата. Например, в таежной зоне районы развития песков отличаются от районов, сложенных валунными суглинками. На первых широко развиты сосновые леса, а на вторых березовые, на северных и северо-западных экспозициях хребтов — лиственничные. Горные районы таежной зоны отличаются от равнинных. А в их пределах природные комплексы различаются в зависимости от геологического субстрата, характеризующегося различными видами горных пород и их ассоциаций, особенностями тектоники и развитием рудообразующих процессов.

Если характер распределения в пространстве конкретной климатической зоны горных пород определенного химического состава определяет развитие основных видов почв, то положение в пространстве тектонических дизъюнктивных структур будет определяющим в рас-

пределении линейных кор выветривания и связанных с ними крупных водоносных структур и зон глинистых минералов. Кроме того, эти дизъюнктивные структуры контролируют миграцию и концентрированное отложение различных рудных элементов. Крупные их скопления образуют рудные месторождения.

Все части природного комплекса, а именно: горные породы, аномальные концентрации химических элементов, воды, почвы, растительность, животный мир в условиях определенного рельефа тесно взаимосвязаны. В физической географии они рассматриваются как «природные ландшафты». Типичными примерами природных ландшафтов являются:

- таежно-болотистая равнина,
- горно-таежный комплекс,
- песчаная пустыня,
- степная черноземная равнина,
- солончак,
- горная тундра и т.д.

«Ландшафт», как считал А.И.Перельман, – такое же общее понятие естествознания, как «горная порода», «почва», «минерал», «животное», «растение», «химический элемент».

Наука геохимия ландшафта складывалась как объективное следствие изучения природных геосистем представителями различных наук – геологии, геохимии, почвоведения, ландшафтоведения. Разностороннее изучение земной поверхности привело к необходимости рассматривать ее как единое целое, искать связи между отдельными ее составляющими в законах и процессах миграции и концентрирования слагающего ее вещества. В основе изучения этих процессов находятся труды В.И.Вернадского, В.В.Докучаева, А.Е.Ферсмана. Основоположителем учения о геохимии ландшафта общепризнан Б.Б.Полынов (1877-1952), который с начала 30-х гг. XIX в. приступил к «...разработке учения о ландшафтах на геохимической основе» [Перельман, 1966, с.10-11], оформление которого как науки им было завершено в 1944 г. Им же введено ее современное название. В дальнейшем геохимия ландшафта получила развитие в работах А.И.Перельмана, внесшего крупный вклад в понимание процессов геохимии гипергенеза, М.А.Глазовской, К.И.Лукашева, В.В.Добровольского, Н.С.Касимова, Дж.Фортескью, Т.Т.Тайсаева и др.

Современная наука рассматривает все явления и составные части природы с позиций определенной иерархии их организации или уровня организации природного вещества (рис.1). Наиболее низкий элементарный уровень организации, с точки зрения современных знаний, это элементарная частица, затем в неживой природе следуют химический элемент, минерал, горная порода, геологическая формация. В живой природе минералу соответствует клетка или простейшее одноклеточное существо, вид живого организма, горным породам и их ассоциациям – сообщества животных и растений. Переходная вещественная система или биокосная система - это почва. Ей соответствуют в водоемах донные илы. Переход от геологических формаций или косных систем верхней части литосферы к биокосной системе или почве осуществляется через кору выветривания или зону гипергенеза. Сочетание тектоники или системы разрыва сплошности, перемещения и ориентировки отдельных составных частей литосферы, геологических формаций и конкретных горных пород в определенных климатических ситуациях создают условия для образования определенных форм рельефа.

Рельеф в сочетании с растительностью и животным миром, развивающимся на определенных биокосных системах (почве) при участии атмосфериллий дает природный ландшафт. Вещественное содержание ландшафта, динамика и кинетика протекающих в нем процессов миграции и накопления химических элементов в определенных минеральных формах в результате их взаимодействия определяет геохимию ландшафта.

Таким образом, геохимия ландшафта – это показатель:

а) миграции и накопления химических элементов в определенном элементарном ландшафте или их сообществах;

б) физико-химического состояния ландшафта, выраженного через его химический и минеральный состав и физико-химические характеристики (температура, давление, рН, окислительно-восстановительный потенциал, концентрации).

Обобщая можно сказать, что геохимия ландшафта – это вещественный и физико-химический показатель его состояния.

Под состоянием понимается мера устойчивости-неустойчивости системы, в том числе и природной, определенной как элементарный природный ландшафт. Как писал один из основоположников геохимии ландшафта А.И.Перельман «...с позиций геохимии ландшафт представляет собою часть земной поверхности, в которой за счет солнечной энергии осуществляется миграция химических элементов атмосферы, гидросферы и литосферы» [Перельман, 1966, с.13].

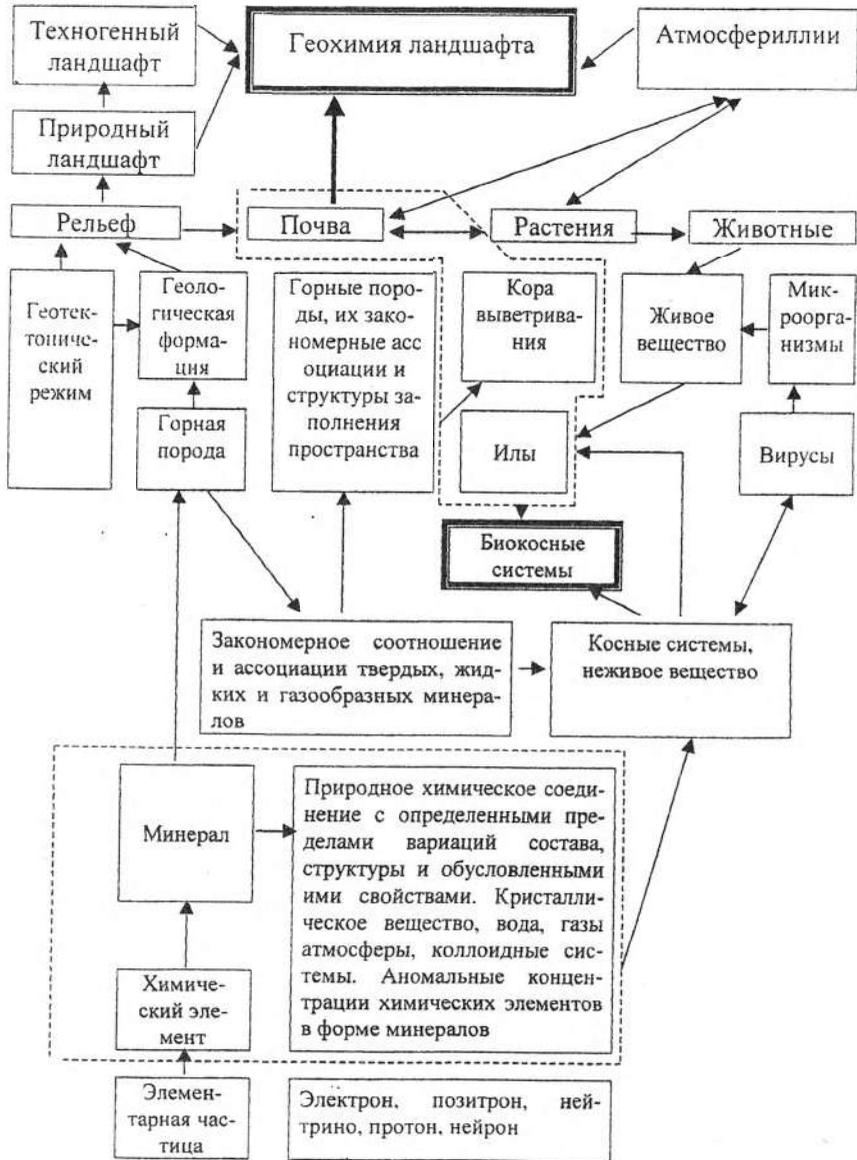


Рис. 1. Взаимосвязи объектов изучения геохимии ландшафта

Геохимия ландшафта – это также и история химических элементов в нем. В ландшафте материя состоит из различных соединений – от элементарных частиц и атомов до таких сложных образований как живые организмы. Основным компонентом, зеркалом ландшафта, как образно выразился Л.О.Крапачевский, являются почвы, в которых отобразены история и современное состояние верхней, характеристической его части. Поэтому ближе всего из всех естественных наук о поверхностной части суши к геохимии ландшафта стоит почвоведение, составной частью которой является изучение химического и минерального состава почв и процессов его изменения. Поскольку почвы возникают и развиваются на корях выветривания, их состав и свойства зависят от таковой коры выветривания. В свою очередь, эти признаки коры выветривания зависят:

- 1) от состава и структуры геологического субстрата;
- 2) от климатической зоны;
- 3) от стадии выветривания.

О стадиях выветривания судят по профилю коры выветривания. Профиль коры выветривания при прочих равных условиях определяет тип почв, следовательно, и тип элементарного ландшафта.

Обобщая все сказанное, определим, что *геохимия ландшафта – это наука о закономерностях и формах размещения и процессах миграции и концентрирования химических элементов в ландшафте.*

Геохимия ландшафта, как особое научное направление, состоит из шести основных разделов.

1. Общая геохимия ландшафта. Здесь рассматриваются геохимические закономерности, характерные для большинства ландшафтов
2. Систематика геохимических ландшафтов и геохимические особенности отдельных их типов
3. География геохимических ландшафтов и законы их размещения в пространстве, принципы районирования и картирования
4. Историческая геохимия ландшафта, в которой рассматриваются геохимические особенности ландшафтов прошлых геологических эпох
5. Геохимия отдельных элементов в ландшафте. Рассматриваются история и законы миграции химических элементов в соответствии со свойствами их атомов
6. Геохимия антропогенных ландшафтов. Геохимия техногенных образований. Культурный ландшафт. Техногенные ландшафты и проблемы экологии.

- ?
1. Почему геохимия ландшафта выделилась в самостоятельную науку?
 2. Уровни организации косного вещества.
 3. Уровни организации биокосного вещества.
 4. Место геохимии ландшафта в системе наук и предмет ее изучения.



Докучаев В.В. Учение о зонах природы. – Географгиз, 1948.
Перельман А.И. Биокосные системы Земли. – М.: Наука, 1977.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1966.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М., 1975. – Введение.
Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.

ГЛАВА 2

ОБЩАЯ ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА

2.1. ПОНЯТИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЛАНДШАФТА

2.1.1. Общие замечания и определения

Понятие геохимического ландшафта соотносится с понятием элементарного ландшафта, который «...представляет собою один определенный элемент сложного рельефа, базирующийся на какой-либо одной горной породе или типе осадка (аллювии, глинисто-глыбовом слое и т.д.) и покрытый в каждый момент своего существования определенным растительным сообществом. Все эти условия создают определенную разность почвы и свидетельствуют об одинаковом на протяжении элементарного ландшафта развитии взаимодействия между горными породами и организмами» [Полынов, 1953]. В понятие «элементарный ландшафт» не закладывается размерность. Границы его определяются распространением условий, в которых он развивается. Элементарным ландшафтом может быть солончак, степная равнина с определенным типом почвы и растительности, лесной массив определенного типа.

2.1.2. Морфология ландшафта

Л.Раменский ввел понятие «площадь выявления ландшафта». Наименьшие площади выявления ландшафта характерны для пустынных ландшафтов, без высшей растительности, развивающихся на определенном геологическом субстрате (шоровые солончаки, такыры). Наибольшие – для лесных равнинных ландшафтов влажных тропиков с их огромным видовым разнообразием в каждой их части. Большое значение имеет мощность элементарного ландшафта – от тропосферы в качестве верхней границы до первого от земной поверхности водоносного горизонта. Общим в строении всех ландшафтов в зависимости от характера миграции химических элементов по вертикали (в разрезе) является неоднородность, выражающаяся в ярусности. Каждый ярус

характеризуется мощностью определенных тел, в частности, – в надземной части (растительность и животный мир), почвы, коры выветривания, горизонта грунтовых вод (рис.2).

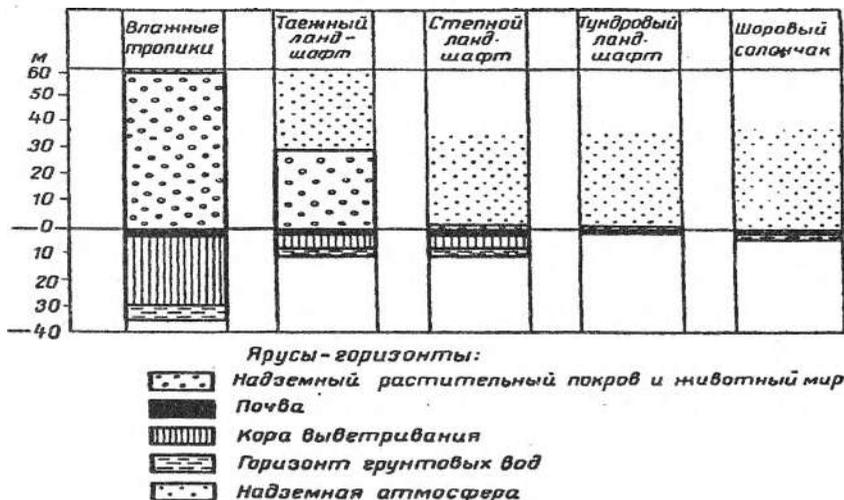


Рис. 2. Вертикальная зональность элементарного ландшафта
(по: А.И. Перельман, 1966)

В свою очередь, горизонты одной и той же почвы могут различаться по вещественному составу и физико-химическим условиям. В верхних частях – кислая реакция, а в нижних – щелочная, в верхних – окислительная, в нижних – восстановительная. В большинстве случаев составные части разреза элементарного ландшафта тесно связаны с миграцией и химическим составом вод. Это ландшафты полного профиля или совершенные. Они типичны для территорий с хорошим увлажнением. В ландшафтах с несовершенной связью (неполного профиля) состав грунтовых вод слабо зависит от почвенных процессов, а почва слабо связана с корой выветривания. Это ландшафты пустынь и сухих степей. Окраска пустынных ландшафтов зависит от окраски окисных форм железа и марганца или выпотев солей на их поверхности.

2.1.3. Типы элементарных ландшафтов по условиям миграции

По условиям миграции химических элементов Б.Б.Полыновым выделено три основные формы земной поверхности:

элювиальные – в сухих водораздельных относительно ровных областях разрушения пород;

супераквальные – надводные;

субаквальные – подводные.

В элювий влага поступает из атмосферы, грунтовые воды залегают глубоко. Здесь в результате вымывания из почв части минеральных веществ опускающейся водой в пределах почвенного слоя образуется иллювий. Тем не менее постепенно из-за общей неровности водоразделов происходит снос почв, и водораздельные почвы, постепенно углубляясь в коренные породы, разъедают водоразделы. В случае длительного процесса формирования ландшафта вынос происходит непрерывно и образуется мощная площадная кора выветривания – латеритная, красnozемная, каолиновая и др. Элювиальный ландшафт и некоторые его разновидности даны на рис.3. Теперь, вслед за М.А.Глазовской, его называют автономным.

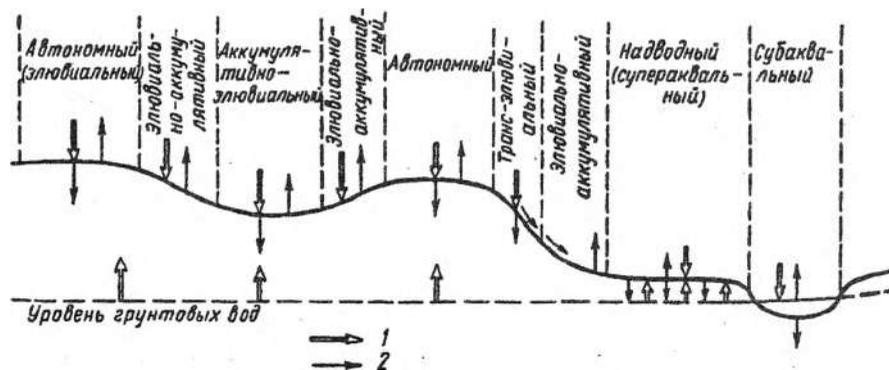


Рис. 3. Основные типы элементарных ландшафтов (по Б.Б.Полынову с дополнениями М.А.Глазовской):

1 - поступление веществ в ландшафт (из атмосферы, грунтовых вод); 2 - удаление веществ из ландшафта в атмосферу, грунтовые и поверхностные воды

В субаквальных (подводных) ландшафтах преобладает привнос материала за счет бокового стока с образованием ила (сапропель, гумус и др.) и особых подводных видов живых существ.

Субаквальные элементарные ландшафты отличаются близким залеганием грунтовых вод (рис.4). Последние приносят различные вещества, вымытые из кор выветривания и почв водоразделов. Эти ландшафты характеризуются накоплением химических элементов, обладающих большой миграционной способностью. Это солончаки с сульфатами, содой, хлоридами, нитратами и другими солями. Такие ландшафты существенно влияют на развитие животных и растений, часто способствуя развитию эндемиков.

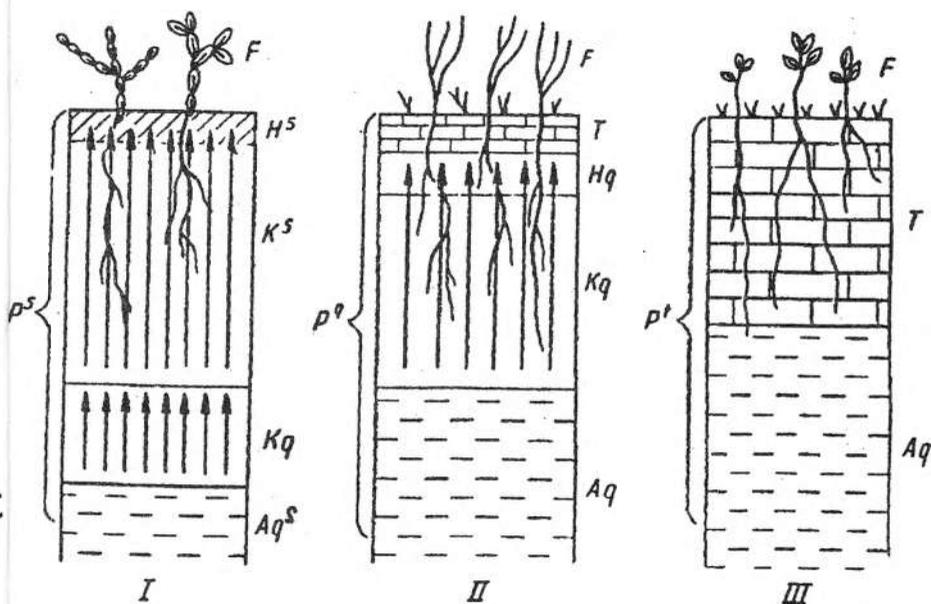


Рис. 4. Строение некоторых супераквальных ландшафтов (по М.А.Глазговской):

I- P^S - солончаковый; II- P^q - глеевый; III - P' - торфяно-глеевый; Т - горизонты торфа: H^S - гумусовый с соленакоплением; Hq - гумусовый с оглеением; K^S - катагенеза с соленакоплением; Kq - катагенеза с оглеением; Aq - грунтовых вод; Aq^S - засоленных грунтовых вод

Кроме рассмотренных выше трех основных элементарных ландшафтов существует множество переходных – трансэлювиальные (верхние части склонов), элювиально-аккумулятивные (нижние части склонов, коллювий) и т.д.

2.1.4. Геохимический ландшафт

Поскольку элементарные ландшафты и их переходные разности связаны взаимопереходами, сопряжены друг с другом и представляют собою части единой территории, единого целого, то они связаны между собою и миграцией элементов. Геохимический ландшафт определяется как парагенетическая ассоциация сопряженных ландшафтов, связанных между собою миграцией элементов. Геохимический ландшафт выделяется на основе общности законов миграции определенных химических элементов и их соединений. Решающую роль в формировании связей между элементарными ландшафтами играет поверхностный и подземный сток, т.е. водная миграция. Каждый геохимический ландшафт характеризуется определенным типом стока.

Примерами геохимического ландшафта могут быть мелкосопочник, сложенный гранитами (автономный или элювиальный ландшафт), с соленым озером в понижении (субаквальный) и солончаком по берегам этого озера (супераквальный) (рис.5).

Геохимическим сопряжением называется присущий каждому геохимическому ландшафту *тип обмена веществ и энергии между автономными, надводными и подводными ландшафтами.*

Сопряжение может быть совершенным и несовершенным.

Совершенное типично для тесно взаимосвязанных геохимических ландшафтов влажного климата с однородным геологическим строением (таежный ландшафт, сложенный суглинками, тропический ландшафт, сложенный материнской корой выветривания).

Различают три вида местного ландшафта:

- а) беспочвенные, представленные обнажениями коренных пород;
- б) с первыми стадиями почвообразования на скалах;
- в) ландшафты со сформированными почвами [Полынов, 1956, с.503].

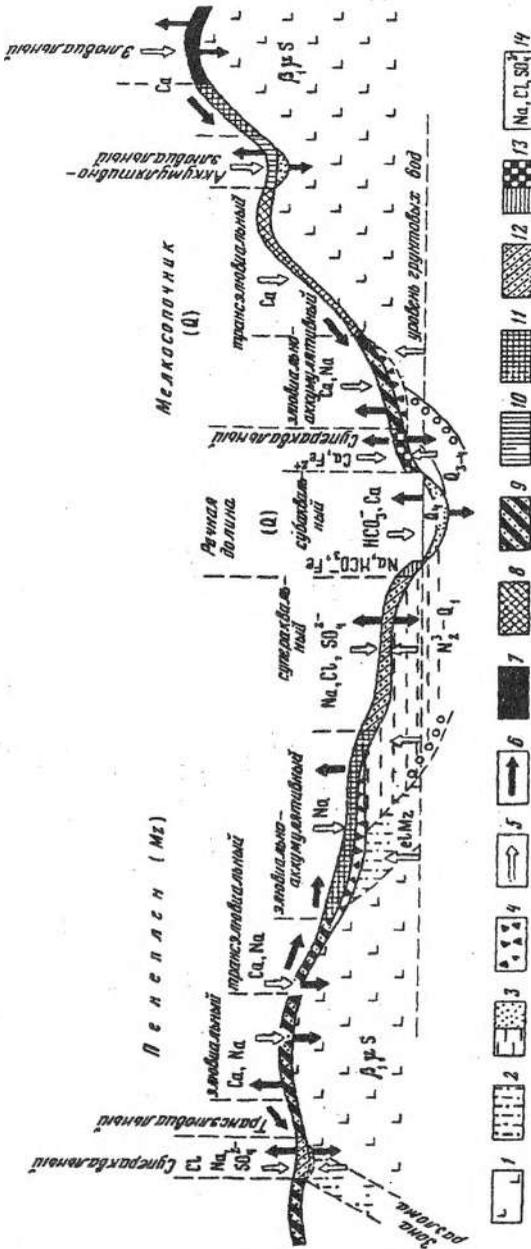


Рис. 5. Ландшафтно-геохимический профиль в сухих степях Южных Уралов [Геохимия ландшафтов..., 1982]:

- 1 - скальные породы; 2 - древняя кора выветривания; 3-4 - аккумулятивные отложения; 3 - речные, озерные и др.,
- 4 - склоны; 5 - поступление вещества в ландшафт из атмосферы и грунтовых вод; 6 - удаление веществ из ландшафта в
- атмосферу, грунтовые и поверхностные воды; 7-13 - почвы: 7 - маломощные каштановые, 8 - каштановые, 9 - каштановые
- солонцеватые, 10 - лугово-каштановые, 11 - солончаки, 12 - солонцы, 13 - солонцы, 14 - типоморфные элементы и ионы

2.2. МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАНДШАФТЕ

2.2.1. Распространенность химических элементов в ландшафте

Поскольку ландшафты развиваются на литосфере, химический состав их познается через распространенность химических элементов в ней.

Концентрации и процентное отношение отдельных химических элементов в литосфере крайне неодинаковы. Выделяются главные и второстепенные элементы. Распространенность всех химических элементов выражается в процентах (табл.1).

Таблица 1

Химический состав земной коры, мас. % [Войткевич, 1983]

Компонент	Континентальная	Океаническая	Земная кора в целом	Компонент	Континентальная	Океаническая	Земная кора в целом
SiO ₂	56,23	48,17	55,24	K ₂ O	1,38	0,33	1,61
TiO ₂	0,71	1,40	0,86	P ₂ O ₅	0,16	0,22	0,17
Al ₂ O ₃	14,46	14,90	14,55	C _{орг}	0,08	0,05	0,07
Fe ₂ O ₃	2,36	2,64	2,42	CO ₂	1,48	1,37	1,44
FeO	5,41	7,37	5,86	SO ₃	0,12	—	0,09
MnO	0,13	0,24	0,15	S _{дир}	0,08	0,05	0,08
MgO	4,77	7,42	5,37	Cl	0,03	0,02	0,03
CaO	0,48	12,19	8,12	F	0,03	0,02	0,03
Na ₂ O	2,40	2,18	2,44	H ₂ O	1,57	1,05	1,46

Из таблицы 1 видно, что основная масса земной коры состоит преимущественно из восьми элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K). В основном это литофильные элементы, то есть те, что слагают большую часть горных пород.

Наиболее распространены крупные четные атомы. Из них кислород составляет 91,77% по объему и 47% по массе. К первой группе распространенных химических элементов относятся O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, C, H, N, S, P, Cl. Ими сложена основная масса ландшафтов. Они и определяют условия миграции. Общие сведения о распространенности и средних их содержаниях даны в прилагаемой таблице Д.И.Менделеева на вклейке.

Основным компонентом земной коры после кислорода является кремний. Он слагает как бы скелет зон тектонической активности. Основная наиболее устойчивая форма существования его в земной коре — кварц. Кварцем залечиваются разрывы сплошности. Он и кали-

натровые полевые шпаты плавятся и соединяются с водой раньше других алюмосиликатов, устремляются к зонам разрывов сплошности и заполняют трещины, образуя кварцевые жилы и их системы. Кремниевые кислоты, как наиболее распространенные и имеющие свободные водородные связи, очень легко присоединяют к себе металлы первой группы Периодической системы, прежде всего щелочные металлы (калий и натрий), халькофильные (медь, свинец, цинк, серебро), частью переходные к восьмой группе (железо, марганец, золото), которые также участвуют в заполнении трещин и кристаллизуются вместе с кварцем. Кремний и его главный минерал – кварц создают наиболее устойчивые части планеты. Кварц – это та частица земной коры, которая, жилами своими скрепляя зоны разломов, препятствует разрушению верхней части планеты и служит ее хранителем и защитой. В этом отношении именно кремнезему принадлежит основная роль в сдерживании процессов выветривания и эрозии и изменении ландшафта.

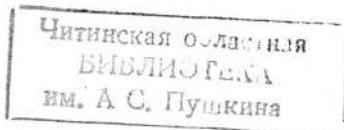
Роль кремния в неживой природе такова, что его можно сопоставить с углеродом в органическом мире.

В начале развития жизни на Земле не сразу определилась главенствующая роль углерода. Большое значение как конструкционный материал живого вещества имел и кремний, ближайший сосед углерода по IV группе Периодической системы. Он может образовывать кремний-органические соединения. Кремний стал главным компонентом скелета многих простейших (радиолярии, диатомеи, возможно, часть синезеленых водорослей и т.д.). Но эволюция жизни на Земле пошла по пути использования углерода.

Недаром В.И.Вернадский заметил, что «... кремний вырисовывается в мироздании как элемент, обладающий исключительным значением». Теперь известны кремний-органические соединения силатроны, обладающие высокой специфической биологической активностью [Воронков, Кузнецов, 1983]. Существует даже ортокремниевый эфир гомолога холестерина $\text{Si}(\text{OC}_{34}\text{H}_{59}\text{O})_4$.

Кремний входит в состав хвощей – древнейших растений планеты. Раковина кальмара на 93% состоит из кремния. На дно океана за год отлагается 190 млн.т биогенного кремнезема с образованием радиоляриевых илов. В этом отношении роль кремния как главной составной части выведенных на земную поверхность метаморфизованных древних морских осадков, преобразованных в прочные яшмы в процессах формирования рельефа и, соответственно, ландшафта трудно переоценить.

с. 730982



Элементы с содержаниями 0,01%-0,1% (S, F, Cl, N, Ba, B, V, Li, Ni, Sr, Cu, Br) относятся к второстепенным, а менее 0,01% – к редким.

В миграционном процессе важную роль играют элементы переменной валентности (S, Fe, P, N), окислители – O, восстановители – H₂S, элементы и соединения, создающие кислую среду – (Cl¹⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻ и т.д.).

На участках рудных месторождений определяющую роль могут играть относительно редкие элементы, в этих условиях образующие высокие концентрации. Это Zn, Pb, As, Hg, Cu, Bi, Li и т.д. Аномально высокие концентрации этих и некоторых других элементов типичны для ландшафтов рудных провинций.

Кроме того, часть химических элементов относится к рассеянным, которые никогда не дают в ландшафте высоких концентраций (Ra, J, Sc, Cd, In, Ga, Hf, Re и др.).

2.2.2. Активные и неактивные мигранты

К активным мигрантам относятся S, Cl, H, K, Na, Mg, Al, Ca, Mn, Fe, Cu, Ni, V, Sr, Ag и др. Они определяют многие важные свойства геохимического ландшафта. Неактивные мигрируют лишь в составе механических взвесей или в ходе механического перемещения водными, воздушными, ледниковыми и др. потоками (атмосферная пыль, тонкие взвеси в воде, морены, осыпи и др.). К неактивным относятся Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Pt, Rh, Pd, Os, Ir.

Воздушные мигранты – H, N, C, O – составляют большую часть живых организмов. Водные – в растворах (ионы, недиссоциированные молекулы, коллоиды): Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Mn, Fe, Co, Ni, V, Sr и др.

2.2.3. Понятие интенсивности миграции

Изучение миграции – одна из главных задач геохимии ландшафта. Об интенсивности миграции можно судить по количеству химического элемента, которое в единицу времени переходит в подвижное состояние. *Интенсивность миграции химического элемента в ландшафте характеризуется той частью атомов данного элемента, которая в единицу времени перешла в подвижное состояние.* Однако решение этой задачи практически невозможно, так как неизвестно количество атомов данного элемента в ландшафте.

2.2.4. Факторы миграции химических элементов

К числу важнейших факторов миграции элементов относится форма их нахождения в ландшафте. Здесь имеются в виду следующие формы:

1) водорастворимые соли (NaCl , KCl , MgSO_4 , CuSO_4 , Na_2CO_3 , NaHCO_3 и т.д.);

2) относительно легко окисляющиеся или гидратирующиеся минералы, например, сульфиды FeS_2 (пирит), FeS (троилит), CuFeS_2 (халькопирит), Cu_5FeS_4 (борнит), MoS_2 (молибденит), Bi_2S_3 (висмутин), FeAsS (арсенопирит), Sb_2S_3 (антимонит) и т.д., или сульфаты $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс), $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (фиброферрит), легко подвергающийся гидролизу;

3) относительно устойчивые минералы, среди которых наиболее распространены алюмосиликаты. К ним относятся наименее устойчивые слоистые (мусковит, биотит, флогопит, лепидолит и другие слюды), каркасные (полевые шпаты, частью цеолиты), ленточные (роговая обманка и другие амфиболы), островные (группа оливина), цепочечные (авгит, энстатит, геденбергит и другие пироксены) алюмосиликаты и силикаты;

4) кроме относительно легко изменяющихся алюмосиликатов и силикатов в ландшафте существует большое число очень плохо изменяющихся силикатных форм, и миграция элементов в них возможна только в твердой фазе. К ним относятся ортосиликаты (SiSiO_4 , кварц; ZrSiO_4 , циркон), кольцевые силикаты ($\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, берилл). Мало-подвижны в растворенном виде в условиях гипергенеза также элементы VIII группы (Pt , Pd , Os , Ir) и близкое к ним золото, дающее минералы класса самородных элементов;

5) к другим важнейшим формам нахождения химических элементов в ландшафте относится их содержание в живых организмах, в виде газов (O_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , NH_3 и т.д.), адсорбированных ионов и т.д.

2.2.5. Понятие о гипергенезе и корах выветривания

Одним из важнейших процессов перевода химических элементов в миграционное состояние в ландшафте является гипергенез. Он происходит в граничной области литосферы, гидросферы и биосферы в приповерхностной части земной коры.

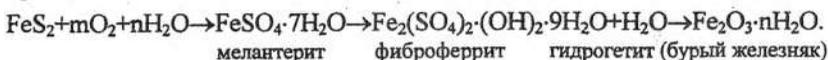
Гипергенез (от греч. гипер – над, сверху) – это минералогический процесс в ландшафте, происходящий под воздействием

температурных изменений при участии воды, воздуха и живых организмов.

Направленность и скорость гипергенных изменений зависят от состава и строения изменяющихся горных пород и минералов, климатических процессов, рельефа местности, состава, свойств и количества омывающих их подземных и поверхностных вод, доступа атмосферного воздуха, видового состава и объема популяций живых организмов. В результате гипергенных процессов образуются коры выветривания, частным случаем которых являются зоны окисления рудных месторождений, почвы, продукты переотложения вещества в процессе водной и воздушной миграции в растворах и механических взвешах различного гранулометрического состава, в том числе илы.

Начальной стадией гипергенеза является выветривание горных пород различного происхождения. Выветривание, как известно, обусловлено взаимодействием физических и химических процессов. Поэтому выделяют физическое и химическое выветривание. Первое обусловлено изменениями температуры и приводит к дезинтеграции горных пород, способствующей адсорбционным процессам. Второе – обусловлено одновременным воздействием воды (гидратация) и кислорода (окисление), а также продуктами жизнедеятельности биоты. Эти процессы, интенсивность которых связана с дезинтеграцией, сводятся к растворению и химическим и биогеохимическим реакциям, приводящим к изменению первичных минералов горных пород.

Окисление интенсивно протекает в минералах, содержащих элементы переменной валентности (Fe, Mn, Mo, Cr, элементы V и VI групп Периодической системы). Например, выветривание пирита можно представить так:



Так же можно расписать и выветривание халькопирита, арсенопирита и других сульфидов. В результате окисления и гидратации в верхней части тел сульфидных руд образуются так называемые «железные шляпы». По их присутствию предполагают нахождение на глубине первичных руд меди, железа, золота и других полезных ископаемых.

Преобразование алюмосиликатов покажем на примере биотита (K, Fe, Mg) {Al₂(OH,F)₂ [AlSi₃O₁₀] или мусковита (K, Mg) {Al₂(OH,F)₂ [(AlSi)₃O₁₀]. Он может проистекать по двум схемам. По первой [Ковалев и др., 1996] весь процесс гидратации в общем виде подразделяется на три стадии, представленные на рис.6 а.

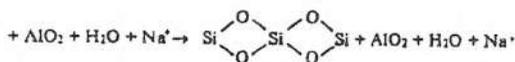
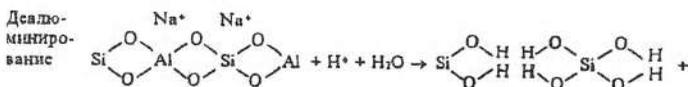
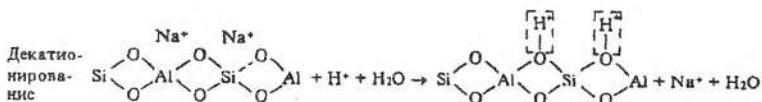
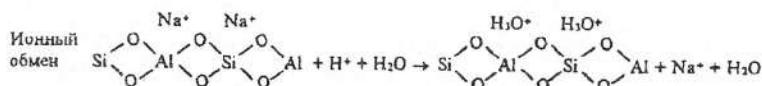


Рис. 6 а). Стадийность изменения алюмосиликатов в связи с воздействием кислот ($\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O}$) [Ковалев и др., 1996]

№№ п/п	Наименование стадий	Химические элементы в значительной степени выщелоченные из элювия	Элементы и соединения накапливающиеся в элювии	Степень гидратации элювия
1	Обломочная	Нет	Нет	
2	Обызвесткованная	Cl	CaCO_3 Глинистые минералы, бейделлит, мусковит, серицит	
3	Кислая сиаллитная (ненасыщенная)	Cl Ca Na Mg K	Глинистые минералы: каолинит, галлузит, нонтроит, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ SiO_2 кварца	
4	Аллитная	Cl Ca Na Mg K SiO_2 силикатов	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Глинистый минерал метагаллузит, SiO_2 кварца	

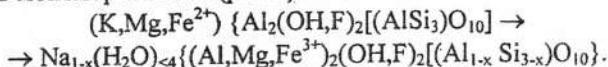
Рис. 6 б). Стадии и профиль коры выветривания изверженных пород (ортоэлювия)

Фазы развития элювия по Б.Б. Польнову	Обломочная	Обызвесткованная (сиаллитная и обломочная)	Кислая сиаллитная (ненасыщенная)	Аллитная
Климатические условия				
Сухой климат степей и пустынь. Испаряемость превышает осадки (промывание коры выветривания слабое)				
Влажный климат умеренного пояса (осадки превышают испарение, промывание коры выветривания сильное)				
Влажный климат тропиков, субтропиков и экваториальных стран (осадки превышают испарение, промывание коры выветривания сильное)				

Рис. 6 в). Стадии развития коры выветривания изверженных пород в зависимости от климатических условий [Перельман, 1989]

Они сводятся к ионному обмену с высвобождением Na^+ , декатионированию с выносом катионов и образованием кислотных центров и деалюминированию с выносом Al и Na с образованием в конечном счете кремнезама, глинозема и Na^+ . Часто они идут параллельно.

По второй схеме (рис. 6 б и в) процесс их изменения в условиях зоны гипергенеза на ранней стадии заключается в замещении K, Mg, Fe катионной части на H_2O с образованием гидрослюд и выносом в водные растворы K, Mg, Li, Na, окислением железа до Fe^{3+} , перенос его или осаждение на геохимических барьерах в форме гидроокислов $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$. На этой стадии еще не высвобождаются Al^{3+} и Fe^{3+} , находящиеся в кремнекислородных тетраэдрах $[(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4\text{O}_{10}]$. На более поздних стадиях выветривания из слюд выходят и эти элементы, превращая гидрослюду в монтмориллонит (рис.7) по схеме:



Здесь подвижными оказываются К, Mg, часть Al (x) из кремнекислородного тетраэдра и такая же часть Si. При дальнейшем преобразовании происходит вынос всех элементов из катионной части, кроме Al и Si из кремнекислородного тетраэдра, по схеме:

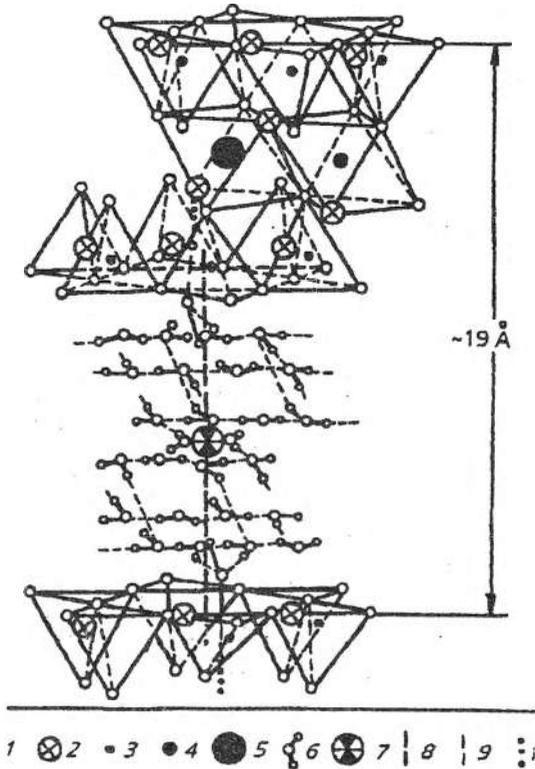
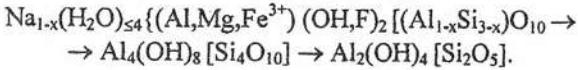


Рис. 7. Схема структуры монтмориллонита:

1 - кислород; 2 - гидроксид; 3 - кремний; 4 - алюминий, Fe^{3+} ; 5 - магний; 6 - молекулы воды; 7 - межслоевые катионы; 8-10 - связь: 8 - электровалентная, 9 - водородная, межмолекулярная, 10 - водородная гидрокатионная (Эйриш и др., 1980, [см.: Ковалев и др., 1996])

В результате образуется каолинит, а все остальные элементы – Na, Mg, F – переходят в миграционное состояние. В дальнейшем в условиях очень высокой влажности каолинит может перейти в $Al(OH)_3$ с образованием бокситов и $SiO_2 \cdot nH_2O$ – в аллофаны или опал, которые оседают в верхней части профиля коры выветривания.

2.2.6 Формы нахождения и миграции химических элементов

Исходя из выше изложенного, выделяют две основных формы нахождения химических элементов в ландшафте – подвижную и инертную. Под первой понимают такое состояние элемента, в котором он свободно мигрирует или легко переходит в подвижную форму. Вторая – это такое состояние, при котором сам элемент в свободном виде не мигрирует и не переходит в подвижную форму. Одна и та же форма нахождения элемента может быть подвижной в одном ландшафте и инертной в другом. Например, гидроокислы железа и марганца подвижны в таежных и инертны в степных и пустынных ландшафтах.

Важнейшим является также внешний фактор, т.е. та обстановка, в которой происходит миграция атомов. Те же железо и кальций по-разному ведут себя в тундре, влажных тропиках, пустынях и т.д. В зоне гипергенеза важнейшим фактором поведения элементов является постоянный приток в ландшафт энергии солнечного излучения. Вследствие этого существует и функционирует ландшафтная система перераспределения вещества.

В ландшафтах выделяют биохимическую (биогенную), физико-химическую (водную и атмосферную или воздушную) и механическую формы миграции вещества.

- ?
1. Что такое геохимический ландшафт?
 2. Типы геохимических ландшафтов по условиям миграции.
 3. Миграционная способность химических элементов в ландшафте. Формы их нахождения.
 4. Гипергенез и коры выветривания.



Вернадский В.И. Очерки геохимии. – М.: Наука, 1983.

Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Наука, 1983.

Воронков М.Г., Кузнецов И.Г. Удивительный элемент жизни. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1983.

Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988.

Ковалев В.П. и др. Предотвращение неуправляемости распространения радионуклидов в окружающую среду / В.П. Ковалев, С.В. Мельгунов, Ю.М. Пузанков, В.П. Раевский – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1966.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972.

Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.

Полынов Б.Б. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.

ГЛАВА 3

БИОХИМИЧЕСКАЯ (БИОГЕННАЯ) ФОРМА МИГРАЦИИ. БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАНДШАФТЕ

3.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Уже в XVIII в. было установлено, что каменные угли, торф, рифовые известняки, мел, диатомиты и многие другие горные породы в основном состоят из остатков живых организмов. Они получили название органогенных. Но лишь в первой половине XX столетия В.И.Вернадский в книгах «Биосфера» (1926) и «Очерки геохимии» (1934) сформулировал основные положения геохимической роли живого вещества. По сути он является основоположником биогеохимии. Биогеохимия рассматривает не только и не столько геохимическую и геологическую деятельность отдельных организмов, так как вклад в эти процессы отдельного индивида чрезвычайно мал, а всю совокупность живого вещества во всех аспектах его деятельности.

Несмотря на то, что общая масса живого вещества невелика по сравнению с массой литосферы, влияние его на геохимические процессы оказывается весьма существенным.

Известный геохимик В.М.Гольдшмидт для показа ничтожной массы живого вещества по сравнению с неживым приводит такое сравнение: если литосфера – каменная чаша массой 10,5 фунта (≈ 4 кг), то гидросфера, помещающаяся в ней, – 1 фунт (0,404 кг), атмосфера соответствует весу медной монеты (≈ 2 г), а живое вещество – весу почтовой марки (< 100 мг). Тем не менее роль живого вещества несопоставимо велика.

А.И.Перельман так определяет ее: «Живое вещество, покрывающее сплошной пеленой поверхность земного шара, представляет собою длительно (более 2-х миллиардов лет) постоянно действующий механизм преобразования энергии солнечных лучей в потенциальную, а за-

тем и в кинетическую энергию геохимических процессов» [Перельман, 1966, с.35].

По А.Г.Жабину, на Земле ежегодно производится $8,3 \cdot 10^{10}$ т живого вещества [Жабин, 1976]. Живые организмы – не только источники значительной части энергии гипергенных процессов. Они играют огромную роль в перераспределении атомов, в изменении химического состава земной коры. Они являются важнейшим звеном круговорота вещества планеты.

Миграция химических элементов в ландшафте определяется главным образом двумя диалектически связанными процессами:

1) образованием живого вещества из элементов окружающей среды как за счет солнечной энергии (растения), так и энергии окислительно-восстановительных процессов в приповерхностной части недр (всевозможные бактерии и вирусы);

2) разрушением органических веществ, в результате которого элементы переходят из органических соединений в минеральные.

Давно известен в учёном мире факт четкого разделения живого и неживого по видам симметрии. Если кристаллические тела минерального происхождения характеризуются наличием осей симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядка, то у живых существ симметрия молекул РНК и ДНК имеет ось симметрии пятого порядка, реже – седьмого и восьмого. При этом вид симметрии проявляется как на молекулярном уровне организации живого вещества, так и надклеточном, например у морских звезд и морских ежей, гологурий, медуз и оболочников (асцидий). Симметрия восьмого порядка встречается у головоногих моллюсков, а у части, например кальмаров, если учесть сегменты, преобразованные в детородные органы, – даже и десятого (дважды пятого) порядка.

Особый интерес у кристаллографов и биологов вызывает пятерная симметрия вирусов. Их головка очень похожа на пентагондодекаэдр или икосаэдр (рис.8), скажем, пирита (FeS_2). Додекаэдр – это двенадцатигранник, каждая грань которого представляет собою пентагон – (пятиугольник), а икосаэдр огранен двадцатью гранями, каждая из которых – треугольник, но собраны треугольники в четыре пятиугольных пятигранных пирамиды. Отличие пентагондодекаэдров и икосаэдров пирита от таких же кристаллов вирусов заключается в том, что для пирита это видимая (внешняя) пятерная симметрия, не совпадающая с внутренней кубической симметрией элементарной ячейки-молекулы, а у вируса – полное совпадение пятерной симметрии молекулы и внешней формы.

Открытия эти были сделаны величайшими кристаллографами-естествоиспытателями Н.В.Беловым и Джоном Берналом.

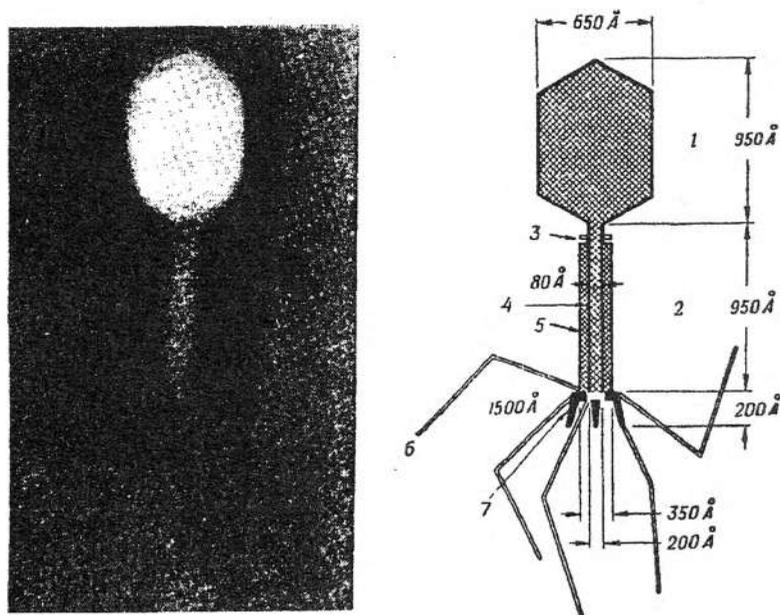


Рис.8. Детальное строение вируса:

1 - головка; 2 - отросток; 3 - воротничек; 4 - стержень; 5 - футляр; 6 - нити; 7 - пластинки с зубцами [Стент, 1965]

Опыт показывает, что типичная для живого вещества и переходного к нему (вирусы, имеющие еще и форму кристаллов) пятерная симметрия запрещена для «царства минералов» [Годовиков, 1983]. Поэтому академик Николай Васильевич Белов в своих знаменитых «Очерках по структурной минералогии» заметил: «Кристаллический запрет пятерной оси, как известно, определяется невозможностью согласования ее (равно как и оси порядка выше шестого) с решеткой, с «решетчатым состоянием» кристаллического вещества. И потому можно думать, что пятерная ось является у мелких организмов своеобразным инструментом борьбы за существование, страховкой против окаменения, против кристаллизации, первым шагом которой была бы их «поймка» решеткой» [Белов, 1976, с.287]. А раз кристалл, значит, определенная элементарная ячейка, невозможность эволюции, стабильный генетический код не на

уровне гибких больших молекул, обеспечивающих возможность изменения отдельных частей под влиянием изменяющейся внешней среды. В этом отношении интересно мнение известного кристаллографа, акад. А.В.Шубникова, посвятившего жизнь изучению механизма роста кристаллов и создавшего у нас в стране индустрию их выращивания. Он писал: «Что касается организмов, то для них мы не имеем такой теории, которая могла бы ответить на вопрос, какие виды симметрии совместимы с существованием живого вещества. Но мы не можем не отметить здесь тот в высшей степени замечательный факт, что среди представителей живой природы, пожалуй, чаще всего встречаются как раз простейшие из невозможных для затвердевшего, окристаллизованного «мертвого» вещества виды симметрии» [Шубников, 1951, с.54].

Эволюция живого вещества Земли свидетельствует о том, что те группы животных, которые пошли по пути сохранения соответствия симметрии на молекулярном и надклеточном уровнях строения их тел, не отличаются разнообразием видов и сохранились практически в неизменном виде до наших дней (морские звезды, ежи, лилии, медузы, головоногие и др.). Для них типично простое, малоуровневое строение, у них нет скелета (оболочники), либо имеется единая внутренняя раковина (осьминоги, кальмары). Все остальные представители животного мира шли по пути усложнения и специализации промежуточных уровней организма. У них лишь матричные молекулы РНК и ДНК имеют инверсионную пятерную симметрию. Все органы, за исключением коммуникационных систем, имеющих круговое сечение (кровеносные сосуды, желудочно-кишечный тракт, мочеполовая система), не имеют выраженной симметрии. Парные органы, обеспечивающие обмен информацией с окружающей средой (глаза, уши, ноздри, полушария головного мозга), системы обмена (легкие, почки) и генитальные органы, обеспечивающие продолжение вида, имеют плоскость симметрии и внешне выраженные оси второго порядка. И само сердце, как вывел Г.Вейль, по сути представляет собою разросшийся и обросший мышечной тканью винтообразно закрученный сосуд, для которого типична винтовая шаговая симметрия. А у высших животных, в частности приматов, к коим принадлежим и мы, в самом общем виде отголоски пятерной симметрии матричных молекул выражены в пяти пальцах на ногах и руках. Но ведь именно с их помощью и через их посредство мы буквально соприкасаемся с матерью нашей - Землей и со всем тем, что есть на ней. Опираясь ногами, пятью пальцами на них, на землю, поверхность земной коры, сложенную минералами и их производным - почвой, мы берем в руки все сущее на ней и ощущаем через кожу кон-

чиков пальцев. А пращуры наши, ходившие на четвереньках, имели связи с землею еще более тесные.

3.2. ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

Важнейшим процессом превращения косного вещества в живое является фотосинтез. Сущность его широко освещена в литературе и здесь не рассматривается. Отметим лишь, что растения в процессе формирования биомассы создают не только углеводороды и аминокислоты, состоящие из O, C, H, N, S, но и нуклеопротеиды с фосфором, различные жизненноважные соединения – алкалоиды, витамины, инулины, содержащие Na, K, Ca, Mg, Mn, Zn, V, Li, Au, Cu, F и многие другие. Только во второй половине XX в. выявлена огромная роль хемосинтеза простейшими организмами, в частности бактериями, хотя хемосинтез как явление был открыт в 1890 г. С.Н.Виноградским (1856-1953). Бесхлорофильный синтез живого вещества осуществляет огромное число грибов. Специфический, еще далеко не познанный процесс образования вирусов, число и видовой состав которых вследствие успехов вирусологии постоянно возрастает, также играет большую роль в круговороте биомассы. Специфика вирусов заключается в том, что они сами, не обладая способностью к обмену веществ и размножению, используют продукты жизнедеятельности бактерий, внедряя в них фрагменты своих ДНК, которые размножаются за счет АТФ бактерий или клеток многоклеточных животных.

Роль вирусов в эволюции живого вещества еще плохо изучена, хотя процессы взаимодействия их с микроорганизмами и клетками многоклеточных животных и растений уже более века находятся в центре внимания ученых-вирусологов, специалистов в области молекулярной биологии и медицины. Чтобы понять взаимодействие бактерии и вируса надо отчетливо представлять себе устройство последнего, которое достаточно сложно и исключительно рационально. Оно изображено на рис.8. Принципиальное строение вируса было расшифровано в результате работ Р.С.Вильямса и Д.Фрезера (1956), Е.Келленберга и Ю.Сехауда (1957) и С.Бреннера с соавторами (1959). Они установили, что он состоит из головки, размеры которой могут достигать 1000 Å, и отростка. Головка сложена белковыми молекулами, содержащими серу и кремний, имеет форму многогранника. Кристаллическая структура этого белка характеризуется симметрией, кратной двум и трем. Внутри головки под давлением находится молекула ДНК, имеющая пятерную

симметрию. Отросток состоит из четырех белковых компонентов: наружного футляра, внутреннего стержня, базальной пластинки и шести нитей, или ножек. Характерно, что отростки и базальные пластинки, как и головка, тоже имеют гексагональную структуру. Это сближает вирусы с минералами. Главным инструментом связи вируса с оболочкой бактерии являются нити. Их шесть, но их структура должна быть пятерной, чтобы быть принятой бактерией за родственную.

Когда нити реагируют с изолированными оболочками бактериальных клеток, отросток вируса, являющийся сократительным органом, сокращается, обнажая острие стержня. Вот как описывает последовательность событий Г. Стент: «После того, как нити отростка устойчиво соединятся с рецепторными участками клеточной оболочки, взаимодействие отростка с поверхностью клетки вызывает сокращение его футляра, который как-бы вонзает стержень отростка внутрь клетки хозяина. Таким образом, по своему способу действия отросток ... напоминает шприц для подкожных инъекций» (Стент, 1965, с. 116). С помощью этого тончайшего стержня, как инъекционной иглой, в бактериальную клетку впрыскивается молекула ДНК вируса, приступающая к размножению за счет использования питательного вещества, находящегося внутри клетки. Херши и Чейз однозначно установили, что именно ДНК вируса является носителем его генетической информации и началом массового преобразования живой клетки в мертвое органическое вещество.

В заключение отметим, что белок головки вируса резко обогащен серой. После внедрения ДНК в тело клетки, серусодержащая оболочка головки вируса может быть вовлечена в последующий биогеохимический круговорот.

Уникальная особенность вирусов, заключающаяся в сочетании неживых белковых структур с кристаллическим строением, соответствующим симметрии, кратной двум и трем, и живой структуры ДНК пятерной симметрии, обеспечивает им возможность быть связующим звеном мироздания между неживым и живым. Но еще однозначно не определен вектор перетока вещества. Происходит он от живого к неживому, способствуя смерти и минерализации живого, или от неживого к живому, управляя его эволюцией с участием вирусов в преобразовании неживого в живое?

Если учесть, что процесс кристаллизации сопровождается в конечном счете возрастанием работы и упорядоченности систем на уровне ионов и уменьшением их внутренней энергии и энтропии, то возрастание доли живого вещества ведет к возрастанию энтропии и упорядо-

ченности на надмолекулярном уровне. Вирусы, выполняющие роль минерализаторов живого вещества, вероятно, способствуют поддержанию энергетического баланса между неживым и живым и сдерживанию влияния живого вещества на минеральную составляющую планеты.

В целом, с одной стороны, вирусы способствуют эволюции и совершенствованию живого вещества, а с другой – сдерживают возрастание биомассы и регулируют межгеосферные взаимодействия. Поэтому, несмотря на еще слабую изученность взаимодействия «неживое → вирус → живое или неживое → живое → вирус → неживое», роль их в биогеохимическом круговороте вещества в ландшафте трудно переоценить.

3.3. ВЕЛИЧИНА БИОМАССЫ И ЕЕ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Общая масса живого вещества является важной геохимической характеристикой ландшафта. Масса его широко варьирует от первых десятков кг/га такыров и скал до десятков тыс.т на 1 га для влажных тропиков.

3.3.1. Средний химический состав живого вещества

Главную массу живого вещества составляют воздушные мигранты (O, C, H и N). Второстепенное по массе, но не по значению имеют водные мигранты, среди которых наиболее подвижны Ca, Fe, Al, K, Si и т.д. Средний элементарный состав живого вещества дан в табл.2.

Обнаружены в организмах, но нет данных о среднем содержании:

He, Be, Ne, Ar, Sc, Ga, Kr, Zr, Nb, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sb, Te, J, Xe, Ta, W, Au, Tl, Bi, Ru, Th.

Не обнаружены с достоверностью в организмах:

Ru, Hf, Re, Os, Ir, Po, Ac, Pa, Tc, At, Fr. Последние три не обнаружены в земной коре.

Все элементы, как следует из табл.2, разделены на 3 группы (в %):

- 1) макроэлементы $n \cdot 10^1$ - $n \cdot 10^2$;
- 2) микроэлементы ($n \cdot 10^{-3}$ - $n \cdot 10^{-5}$);
- 3) ультрамикроэлементы ($< 10^{-5}$).

Среди макроэлементов выделены:

А. Воздушные.

Б. Водные.

Таблица 2

Распространенность химических элементов в живом веществе

Макроэлементы ($n \cdot 10^1 - 10^2$)

А. Воздушные мигранты (98,8%):

0-70; С - 18; Н - 10,5; N - $3 \cdot 10^{-1}$

Б. Водные мигранты (1,21%):

Ca - $5 \cdot 10^{-1}$	Mg - $4 \cdot 10^{-2}$	Na - $2 \cdot 10^{-2}$
K - $3 \cdot 10^{-1}$	P - $7 \cdot 10^{-2}$	Cl - $2 \cdot 10^{-2}$
Si - $2 \cdot 10^{-1}$	S - $5 \cdot 10^{-2}$	Fe - $1 \cdot 10^{-2}$
Микроэлементы - водные мигранты ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-5}$)		
Al - $5 \cdot 10^{-3}$	Zn - $5 \cdot 10^{-4}$	Pb - $5 \cdot 10^{-5}$
Ba - $3 \cdot 10^{-3}$	Rb - $5 \cdot 10^{-4}$	Sn - $5 \cdot 10^{-5}$
Sr - $2 \cdot 10^{-3}$	Cu - $2 \cdot 10^{-4}$	As - $3 \cdot 10^{-5}$
Mn - $1 \cdot 10^{-3}$	V - $n \cdot 10^{-4}$	Co - $2 \cdot 10^{-5}$
B - $1 \cdot 10^{-3}$	Cr - $n \cdot 10^{-4}$	Li - $1 \cdot 10^{-5}$
TR* - $n \cdot 10^{-3}$	Br - $1,5 \cdot 10^{-4}$	Mo - $1 \cdot 10^{-5}$
Ti - $8 \cdot 10^{-4}$	Ge - $n \cdot 10^{-4}$	Y - $1 \cdot 10^{-5}$
F - $5 \cdot 10^{-4}$	Ni - $5 \cdot 10^{-5}$	Cs - ок. $1 \cdot 10^{-5}$
Ультрамикроэлементы (<10 ⁻⁵):		
Se - $< 10^{-6}$	Hg - $n \cdot 10^{-7}$	
U - $< 10^{-6}$	Ra - $n \cdot 10^{-12}$	

3.3.2. Интенсивность и избирательность биологического поглощения водных мигрантов

Б.Б.Полынов предложил оценивать интенсивность биологического поглощения. А.И.Перельман этот показатель предложил определять как коэффициент биологического поглощения

$$A_x = \frac{L_x}{n_x}, \text{ где}$$

L_x - содержание элемента в золе растений;

n_x - содержание его в горной породе или почве, на которой произрастает растение. Зная A_x и общее содержание золы в ландшафте, которое обозначают M (в т/га) и общее количество питающих растения горных пород и почв (R) в данном ландшафте, можно определить интенсивность биологического поглощения P_x данного элемента в данном ландшафте.

$$P_x = \frac{M}{R} \times \frac{L_x}{n_x} = \frac{M}{R} \times A_x, \text{ где}$$

$\frac{M}{R}$ - постоянная величина для данного ландшафта.

Следовательно, можно сказать, что интенсивность биологического поглощения P_x элементов в данном ландшафте прямо пропорциональна коэффициенту биологического поглощения A_x . Элементы, A_x которых >1 , называют элементами биологического накопления. Все элементы разделены на 5 групп (табл.3).

Таблица 3

Классификация химических элементов по коэффициенту биологического поглощения

A_x		Наименование группы	Элементы
I	> 1	Энергично накапливаемые	P, S, Cl, Br, J
II	$\leq 1,0$	Сильно накапливаемые	Ca, K, Mg, Na, Sr, B, Zn, Ge
III	$\leq 0,п$	Слабо накапливаемые	Mn, Ba, Cu, Ni, Co, Mo, As, F, Ga, Pb, Sn, Hg, Ag, Se
IV	$< 0,п$	Слабого захвата	Fe, Si, V, Li, Al, Ti, Cr (Fe и Si не отражают истины, т.к. кларки их велики)
V	$< 0,п-0,0п$	Слабого и очень слабого захвата	Ti, Al, U, Zr, Rb, Y, Cs, TR, Ta, Nb, Hf, Cd, Sc, W и др.

A_x для Fe и Si не отражают истинного их значения, что связано с высокими их кларками. Некоторые из слабонакопляемых элементов тем не менее имеют важные жизненные функции, например Co, Cu, Ni, Se, т.к. входят в состав ферментов, витаминов или жизненноважных органов. В целом, по А.И.Перельману, интенсивность поглощения организмами сильных анионов (Cl, S, P) в десятки раз больше, чем интенсивность поглощения сильных катионов (Ca, Mg, Na, K). По нашим данным, интенсивность поглощения элементов не зависит от их миграционной способности в ландшафте. Она связана с биологическими функциями жизнеобеспечения как всех живых существ, так и отдельных их видов в зависимости от филогенеза и исторической экологии. Об этом однозначно свидетельствует избирательная поглощаемость некоторых элементов отдельными семействами или видами тех или иных живых существ (табл.4).

Установлено предпочтительное накопление мхами Fe, хвощами Si, грибами P и Se, лебедовыми Cl и Na. Полагают, что это связано с особенностями ландшафтов. Тем не менее, как исключение, по А.П.Виноградову, существуют два типа концентрирования химических элементов организмами.

Таблица 4

Избирательное поглощение углерода и натрия

Углерод		Натрий	
Вид	Содержание, %	Вид	Содержание, %
Ряска малая	2,5	Клевер	0,04
Белая мышь	12,5	Низшие животные	0,02-0,5
Бабочка-капустница	20,5	Солянка	1,5-2,0 и более
Лишайник Каледония	21,8		

1. Все организмы в данном регионе обладают повышенным содержанием какого-либо элемента. Известны особые эндемичные виды флоры - «цинковая», «литиевая», «селеновая» и др. Концентрации химических элементов в организмах не могут быть беспредельными и выживают только приспособившиеся особи.

2. Все особи определенного вида содержат повышенные концентрации того или иного элемента независимо от места обитания.

В целом, химический состав организмов в конкретном ландшафте зависит от природы данного организма (его систематического положения) и от геохимических особенностей ландшафта. *Ведущее значение имеет систематическая принадлежность.* Средний химический состав живого вещества ландшафта является его важным систематическим признаком.

3.4. БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ В ЛАНДШАФТЕ

Процесс жизнедеятельности живых организмов неизбежно приводит к смене поколений и отмиранию индивидов, выполнивших свои функции. Основным процессом преобразования живого вещества является его минерализация, т.е. разложение сложных органических соединений на простые.

Наиболее активный фактор этих преобразований – микроорганизмы и другие существа, в частности черви или гусеницы насекомых.

Этот процесс приводит к образованию органического компонента почв, которые в свою очередь, являются субстратом развития новых поколений растений. В ландшафте постоянно протекают два диалектически связанных процесса:

- 1) синтез и аккумуляция органического вещества;
- 2) его разрушение, обеспечивающее круговорот вещества в нем.

Этим достигается *функционирование ландшафта*. В самом общем виде биологический круговорот представлен на рис.9.

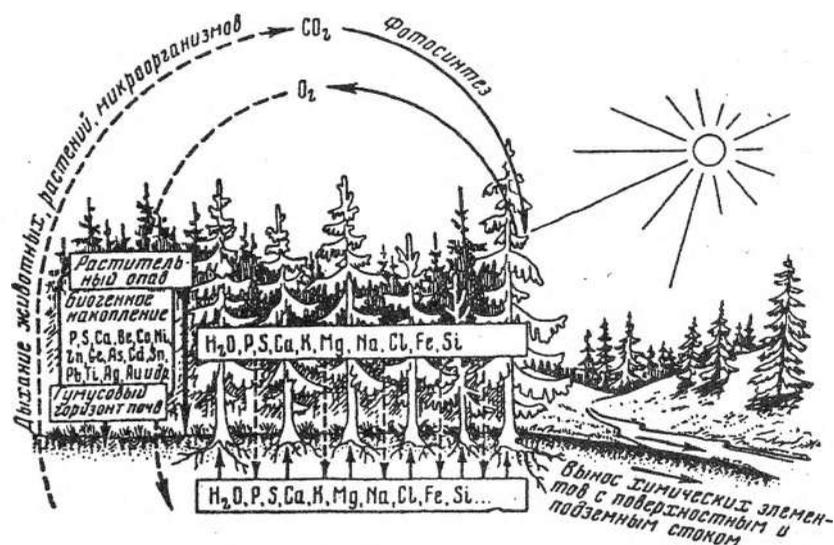


Рис. 9. Биологический круговорот в ландшафте [Перельман, 1966]

Круговорот элементов происходит на разных уровнях организации живого вещества – от клетки до биоценоза. Биологический круговорот на самом деле не является круговоротом. Фактически весь комплекс преобразований приводит к эволюции ландшафта и в принципе они развиваются по спирали. Однако в связи с изменением климата, рельефа, образованием или смывом кор выветривания, развитие круговорота может деградировать и, например, горно-таежный ландшафт может преобразоваться в горно-пустынный. Эти и другие особенности обратимых-необратимых процессов миграции и преобразования живого вещества в ландшафте позволяют определить их как закон биологиче-

ского круговорота элементов в ландшафте, сформулированный А.И.Перельманом (1966).

В анализе биологического круговорота выделяют два важнейших показателя:

1. Емкость, включающую два параметра:

а) количество химических элементов одновременно находящихся в круговороте в составе живого вещества ландшафта, его биомасса (в ц/га);

б) структуру биомассы (соотношение зеленой части, многолетней наземной части, корней, животных, микроорганизмов и т.д.).

2. Скорость биологического круговорота – количество вещества, образующегося и разлагающегося в единицу времени. Она включает:

а) ежегодный абсолютный прирост биомассы (в ц/га) и его структуру;

б) ежегодный относительный прирост (в % от биомассы);

в) ежегодный абсолютный опад;

г) ежегодный относительный опад (в % от биомассы).

Важен анализ соотношения дефицитных (O, N, P, K, Ca, Mg, Cu, Co, J, Mo, Zn, Mn и др.) и избыточных (Cl, S, Na, Cu, Ni, Fe, F) элементов. Дефицитные – это те, прибавление которых ускоряет процесс, избыточные – те, удаление которых ускоряет процесс.

Почва представляет собою верхний горизонт литосферы, вовлеченный в биологический круговорот, связанный с деятельностью растений. Из всей массы почвы, а часто и надпочвенных горизонтов, углубляясь в коренные породы по трещинам, корневая система растений привлекает комплекс разных жизненнонеобходимых, а также сопутствующих химических элементов. После отмирания растений все эти элементы аккумулируются в верхних горизонтах почв (рис. 10). Преимущественно это те из них, A_x которых более 1: P, S, Ca, K, Mn и т.д.

В.М.Гольдшмидт еще в первой половине XX в. обнаружил в гумусовых горизонтах некоторых лесных почв Bi, Co, Ni, Zn, Ge, As, Cd, Sn, Pb, Ti, Ag, Au. Наибольшие их концентрации типичны для рудоносных провинций.



Рис. 10. Схема биогенной аккумуляции В.М. Гольдшмидта элементов в гумусов горизонте почв [Перельман, 1966]

3.5. БИОГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Значительная часть избыточных химических элементов, а также тех, что строят скелет, панцирь, раковину, а в тканях растений и животных находится в виде минеральных форм, нередко инкрустируя и замещая клетки или органы, образует так называемые биолиты. Эти образования освобождаются после отмирания тканей организма, захораниваются и разрушаются. К биолитам относятся кальцит и арагонит, опал, карбонат-апатит и т.д. Фрагменты этих минеральных тел, вступая во взаимодействие с ионами, находящимися в воде, могут давать новые разнообразные формы – гидраты окислов железа, аллофан, опал, пирит, марказит, франколит, вивианит и т.д. Н.П.Ремезовым установлено, что даже такие относительно устойчивые минеральные формы как полевые шпаты разлагаются в дерново-подзолистых почвах при участии бактерий.

3.6. ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД ЛАНДШАФТА

Часть химических элементов (CO_2) поступает в воду непосредственно в процессе дыхания, часть (гумус, органические кислоты, минеральные соединения серы, фосфора, азота, Cl, Ca и др.) – за счет разложения отмерших организмов, часть – за счет перехода в раствор биогенных и небιοгенных минералов. При этом в условиях бурного развития водорослей, цветении воды последняя резко обогащается кислородом, и среда становится щелочной. В застойных водах разложение организмов приводит к обогащению H_2S , что создает восстановительные условия.

В биогеохимических природных процессах, идущих в подземных и поверхностных водах, действуют аэробные и анаэробные, автотрофные и гетеротрофные бактерии, грибы и низшие водоросли. Вероятно, широкое участие в них принимают и вирусы, представляющие собою структуры, переходные от неживой материи к биоте, но роль их в природных процессах, как указывалось выше, изучена очень недостаточно.

Микроорганизмы относятся к важнейшим катализаторам многостадийных процессов синтеза и деструкции органического вещества, синтеза вторичных метаболитов и преобразования продуктов антропогенеза, включая техногенные. Микроорганизмы в значительной мере участвуют в газообмене приповерхностных геосфер. Велика их роль в гипергенной трансформации горных пород, руд и минералов, являющихся геологическим субстратом ландшафтов.

Поверхностные и подземные воды, являющиеся главной средой миграции химических элементов в ландшафтах, одновременно представляют собою и естественную среду обитания и длительного хранения вирусов, бактерий и низших водорослей, в том числе и патогенных. Устойчивость и мутагенность патогенных микроорганизмов возрастает в условиях техногенного воздействия на водные экосистемы. Нормальное функционирование микробных сообществ водных экосистем поддерживает естественный баланс органических, минеральных и газовых компонентов природных вод ландшафтов.

Нарушение трофических связей в естественных микробных биоценозах приводит к изменениям соотношений органических и минеральных компонентов в природных водах. Это, в свою очередь, обуславливает изменения форм переноса химических элементов в водах, приводит к снижению их способности к самоочищению, изменению видового состава микроорганизмов, возрастанию опасности распро-

странения и активизации патогенных видов. Микроорганизмы принимают участие не только в биогеохимических процессах, протекающих в водах озер и болот, но также и в горячих термальных источниках. Например, в минеральном источнике Алла, как указывает Б.Б. Намсараев (1999), при температуре 50°C функционируют сульфатредуцирующие бактерии. При снижении температуры всего на 1°C – при 49°C образуется цианобактериальный мат, четко выделяющийся по ярко-зеленой и зелено-желтой окраске. «При 35°C в виде длинных нитей, прикрепляющихся к камням, развивается *Thiotrix* sp.»* и цианобактерия *Phormidium* sp. [Намсараев, 1999, с.132]. А при температуре 79-45°C бактериальные сообщества вообще в данном виде минеральных источников не наблюдались, хотя в других, например в вулканических областях, микроорганизмы живут при температурах более 100°C. В настоящее время установлено, что для функционирования микроорганизмов должны выдерживаться величины следующих факторов – температуры, pH, концентрации и химического состава воды.

3.7. ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОННЫХ ОСАДКАХ И ИЛАХ

Микроорганизмы играют существенную роль в преобразовании отмерших животных и растений в процессе накопления илов. Микроорганизмы илов разнообразны. В илах болот дельт крупных рек развиты колонии целлюлозоразлагающих бактерий (до $13,0 \times 10^5$ кл/мл* почвы аэробных и до $6,0 \times 10^4$ кл/мл анаэробных в болотах р.Селенги при впадении ее в оз. Байкал). Численность микроорганизмов, разлагающих пептон составляет $6,0 \times 10^5$ - $2,5 \times 10^7$ кл/мл почвы [Бурюхаев, Намсараев, 1999]. Кроме того, широко развиты цианобактерии. Они фиксируют азот, переводят его в усваиваемую другими организмами форму и могут выделять в окружающую среду стимуляторы и ингибиторы роста. Продукты их жизнедеятельности вызывают цветение водоемов.

В воде и донных осадках пресных и содовых озер постоянно продуцируются органические вещества, во многом определяющие интенсивность и химизм процесса седиментации и диагенеза. Органическое вещество продуцируется с участием алкалофильных, зу- и цианобактерий. Д.Д. Бархутова и др. (1998) установили, что в мелководных участках содовых озер и лагунах с высокими минерализацией и соленостью

* серная бактерия. – Примеч. автора

* кл/мл - клеток в 1 миллилитре. – Примеч. авт.

бактерии образуют многослойные микробные маты толщиной до 1-3 см. Нередко продукты жизнедеятельности микробной флоры настолько велики, что могут покрывать дно водоемов. Микробный мат, например, на небольшом оз. Хилганта (Восточное Забайкалье) имеет следующую вертикальную зональность: в нижнем слое развиваются пурпурные и зеленые фитобактерии, а в верхнем – цианобактерии [Намсараев, 1999].

Синтезированное этими бактериями органическое вещество, в свою очередь, подвергается деструкции аэробных и анаэробных бактерий – деструкторов. В микробных матах происходят интенсивные процессы разложения и синтеза минералов и образования биогенных газов. Это, прежде всего, метан, сероводород и углекислота. Скорости образования бактериогенного метана в осадках пресных озер составляют 0,01-534,6 мкл $\text{CH}_4/\text{кг сут}$, а содовых - 0,1-6,1 мкл $\text{CH}_4/\text{кг сут}$ (табл.5).

Таблица 5

Скорости образования бактериогенных веществ в донных осадках пресных и содовых озер. Составлено по данным Б.Б.Намсараева (1999)

Бактериогенное вещество	Ед. изм.	Скорость и условия			
		Пресные озера		Содовые озера	Минеральные источники
		Байкал	Прочие		
CH_4	мкл $\text{CH}_4/\text{кг сут}$	–	0,01-534,6	0,1-6,1	–
S	мгS/кг сут	0,00001-0,03	–	0,15-67,9	0,11-4,89

Сравнительное изучение микробиологами концентраций бактериальной флоры на территории горнотаежных и лесостепных областей Байкальского региона показало, что в поверхностных водах находится (в тысячах кл на 1 мл воды) до 300, в грунтах – 960-7500 и в микробных матах – до 1200-8000. Спектр бактерий очень широк: микробиологи идентифицировали среди них аэробные и анаэробные, автотрофные и гетеротрофные, психрофильные и термофильные, ацидофильные и алкалофильные архе-циано- и эубактерии [Намсараев, 1999]. Деятельность бактериальной флоры играет существенную роль в процессах преобразования живого и неживого вещества в ландшафтах, попадая в водные стоки.

3.8. КРЕМНИЙ И ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО ЛАНДШАФТА

Огромное значение в биосфере имеют микроорганизмы, использующие в своей жизнедеятельности кремний. Среди них выделяются силикатные или кремниевые бактерии, простейшие водоросли и простейшие, принадлежащие к радиоляриям и др. Большинство из них принадлежит к древнейшим классам простейших организмов, обитающих главным образом в морской воде, хотя диатомеи широко развиты и в континентальных водных бассейнах (озерах).

В донных осадках океанов, морей и озер наиболее распространены оболочки диатомей. Диатомовые илы преимущественно образуются в холодных частях океана, на северных широтах. В илах тропических и субтропических областей океанов преобладают скелеты радиолярий. Вместе с диатомеями они слагают 98-99% всех кремнеземистых осадков океана и лишь 1-2% приходится на спикулы кремнистых губок, а в донных отложениях оз. Байкал последние составляют существенную часть. В течение лишь одного года на дно океанов отлагается 190 млн.т кремнезема, объем которого составляет сотни тысяч кубических километров. Отложения, состоящие из кремниевых скелетов радиолярий, диатомей и спикул губок, занимают 20,4% площади Индийского, 14,7% — Тихого и 6,7% — Атлантического океанов [Воронков, Кузнецов, 1983]. Диатомовые водоросли интенсивно участвуют в геохимических процессах ландшафта. Наряду с ними в планктоне озер существенную роль играют и кремниевые бактерии.

Диатомовые водоросли регулируют содержание кремнезема в водоеме. Их размножение прекращается, когда оно падает до 0,5 мг/л. Почему диатомовым водорослям необходим кремниевый панцирь? Дело в том, что, будучи очень прочным и теплоизолирующим материалом, кремнезем, кроме того, еще пропускает и солнечный свет, необходимый для фотосинтеза. Более того, он пропускает и мягкую часть ультрафиолета, что тоже, возможно, играет какую-то жизненно необходимую роль. В древности панцирь защищал от чрезмерно высокой температуры пра-океана, а теперь — от холода в морях и озерах высоких широт.

Установлено, что диатомеи и кремниевые бактерии, как и сине-зеленые водоросли, содержащие кремнезем, обитают и в горячих минерализованных водах гейзеров при температурах 83-85°C.

Есть и еще одна особенность жизнедеятельности диатомей. Она заключается в том, что при резком уменьшении концентраций SiO_2 в воде они вместо кремниевого панциря образуют оболочку из пектиноподобного органического вещества. По мнению М.Г.Воронкова, «...это

указывает на наличие у диатомей тонкого адаптационного механизма, по-видимому, весьма древнего происхождения, просто решающего в необходимых случаях проблему "кремний или углерод". Формирование такого механизма в весьма далекие от нас эпохи могло явиться одним из узловых пунктов эволюции» [Воронков, Кузнецов, 1983, с.35-36]. Кремний находится не только в панцире, но концентрируется в их жизненно важных органеллах – митохондриях, хлоропластах, пузырьках и микросомах. Это же в последствии было обнаружено и у крыс.

На рис. 11 представлена модель образования стенок клетки диатомей.

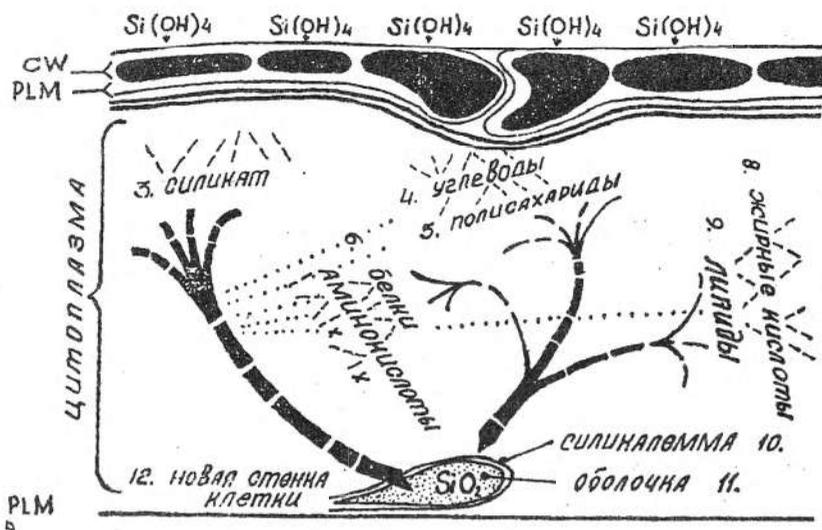


Рис. 11. Предполагаемая модель формирования клеточных стенок диатомовых водорослей [Воронков, Кузнецов, 1983].

По-видимому, кремнийсодержащие гранулы находятся в клетках тех органов высших животных, которые выполняют функции защиты, т.е. легко приспособляются.

Кремний типичен также и для еще одной группы древних живых организмов – грибов. В них он был обнаружен в 1796 г. Веструбом. В грибе *Tuler cibarium* может накапливаться до 24,9% SiO_2 на сухую массу. Грибы извлекают кремний из природных силикатов, способствуя

выветриванию горных пород и корообразованию. Лишайники (симбиоз водорослей и грибов) также интенсивно извлекают из горных пород кремний наряду с другими химическими элементами. Содержание кремния в золе лишайников достигает 17%.

К уникальным простейшим относятся силикатные бактерии. Они используют для своего питания углерод, азот, фосфор и кремний. Если первые два элемента они ассимилируют прямо из воздуха, то вторые — непосредственно из минералов. Полагают, что кремний является источником энергии в их жизненном цикле. Однако природа этого предположения не ясна, т.к. разрушение $[(AlSi_3)O_8]$ или $[Al_4Si_4O_{10}]$ должно идти с поглощением энергии. Вероятно, источником энергии могут быть экзотермические окислительные процессы, связанные с усвоением азота в присутствии кислорода и синтезе аминокислот. Возможно, стартовая порция энергии образуется при окислении сульфидов и магнетита. Возможно влияние ферментов, способствующих разрушению алюмосиликатов с высвобождением энергии.

Силикатные бактерии живут в очень широком температурном диапазоне ($-196 \div +150-160^\circ C$) и широко распространены как в холодных полярных областях, так и в вулканических зонах Земли, особенно в примитивно-пустынных ландшафтах.

Устойчивость силикатных бактерий можно объяснить особенностями их строения. Профессор В.Г.Александров установил, что взрослые вегетативные палочки силикатных бактерий достигают 4-7 мк в длину и 1,2-1,4 мк в поперечнике. Бактерии-палочки покрыты капсулой. Они образуют споры. Капсулы содержат 2-4 палочки. Достигнув возраста 10-14 суток, эти палочки делятся на мелкие клетки. Распадаясь на множество фильтрующихся клеток, силикатные бактерии способны перемещаться на огромные расстояния водными и воздушными потоками.

В строении силикатных бактерий (капсула и клетки с ДНК и РНК) можно усмотреть аналогию с вирусом. Она усиливается тем, что молодые фильтрующиеся палочки соразмерны с ним, а также сочетанием минерального (SiO_2) и живого вещества в одном одноклеточном организме. С другой стороны, *если время жизни силикатной бактерии соотнести со временем сосуществования мелких молодых клеток в одной капсуле, то какое-то время это сообщество может быть прообразом многоклеточного живого организма.*

Приспособившись к экстремальным температурным условиям, кремниевые бактерии интенсивно участвуют в биогеохимическом круговороте этого элемента в ландшафтах. Установлено, что кремниевые бактерии интенсивно разлагают силикаты, участвуя в образовании кор

выветривания и почв. При этом они сначала разлагают силикаты и алюмосиликаты, а затем активные коллоидные кремнеземные формы продуктов их жизнедеятельности участвуют в синтезе смешанно-слоистых силикатов и опала. *Возможно, силикатные бактерии представляют собою особую форму материи, переходную от неживой к живой. В этом отношении интересно сопоставление их с вирусами. Вирусы, например, содержат 0,2-0,6% кремнезема в протейновой матрице.*

Какова структура вещества силикатных бактерий? Полагают, что силикатные бактерии, появившиеся на земле 3,5 млрд. лет тому назад, породили жизнь на ее безжизненной минеральной поверхности. Они разрушили ее силикатный покров и создали почву для жизни более высокоорганизованным существам, углеводородное вещество которых оказалось менее жестким и более приспособленным к эволюции [Воронков, Кузнецов, 1983]. Именно в этом отношении чрезвычайно важна их способность усваивать азот и углерод из воздуха, а кремний и фосфор — непосредственно из минералов. Голландским химиком Хайненом установлено, что почвенная бактерия *Proteus mirabilis* вместо фосфора встраивает в клетки кремний. Эти бактерии синтезируют кремнийорганические соединения, содержащие Si-O-C, Si-N-C и Si-C! М.Г.Воронков в 1974 г. выдвинул гипотезу о том, что кремнекислота может вытеснять фосфор из нуклеиновых кислот, которые играют главную роль в биосинтезе белка и передаче генетической информации. Он предположил также, что у силикатных бактерий наследственная информация записывается и передается с помощью кремниевых аналогов ДНК и РНК. Кроме того, эти данные Хайнена позволили М.Г.Воронкову выдвинуть гипотезу «бесфосфорной жизни».

Еще раз подчеркнем, что диатомеи, губки, радиолярии, являющиеся древнейшими микроорганизмами, живут за счет кремнезема, а в телах древнейших растений — хвощей, папоротников, мхов — содержится самое большое количество кремнезема (в сухом остатке хвоща — 9%, а в золе — до 96%). «Нет сомнений, что соединения кремния сыграли огромную роль в зарождении и сохранении жизни на нашей планете» [Воронков, Кузнецов, 1983, с.26]. Даже в настоящее время в круговороте живой материи вовлечено более 9 млрд.т кремния.

О важнейшей роли кремния в истории развития жизни свидетельствуют данные об уменьшении содержания кремния в организмах в процессе их эволюции. В абиогенный этап развития Земли в земной коре соотношение кремний/углерод по массе составляло 276:1. В гему-

совой современной почве оно составляет 15:1, а в планктоне 1:1. В папоротниках уже преобладает углерод (соотношение 1:100). В организмах позвоночных – Si:C = 1:5000. При этом в скелетах морских организмов с уменьшением доли Si возрастает доля Ca и связанного с ним углерода. В ходе эволюции соотношение Si:Ca только за 300 с лишним млн. лет (от ордовика до перми) уменьшилось на 16,1 абсолютных процента, т.е. в 23 раза, а кальция возросло в 1,4 раза. Затем темпы уменьшения доли кремния замедлились и на протяжении палеогена и антропогена почти не изменялись. Но и в наши дни кремнеорганизмы составляют огромную часть всей живой материи. В сообществах с силикатными бактериями постоянно находятся другие микроорганизмы, питающиеся их биомассой. Это свидетельствует о том, что *силикатные бактерии находятся на границе взаимодействия литосферы и биосферы.*

Заканчивая обсуждение вопроса о важности простейших, в жизнедеятельности которых существенную роль играет кремний, отметим, что они обладают огромной скоростью размножения. Например, при благоприятных условиях диатомеи могли бы заполнить всю поверхность Земли менее, чем за 17 суток. В 1 м³ холодных вод Арктики и Антарктики содержится до 1 млрд. их клеток. Они создают почти четверть всей мировой продукции живого вещества. Велик вклад диатомей в круговорот кремния в озерных ландшафтах, особенно умеренных и резкоконтинентальных климатических зон северных территорий Америки и Евразии. Еще недостаточно изучен вклад силикатных микроорганизмов в зонах криоминералогенеза. Но с учетом их устойчивости при низких температурах он должен быть существенен.

Таким образом, газовый и ионный состав вод ландшафта во многом определяется деятельностью организмов. *«Основные геохимические особенности большинства ландшафтов определяются деятельностью живого вещества – совокупности живых организмов»* [Перельман, 1966, с.63].

3.9. БИОКОСНЫЕ СИСТЕМЫ

Весь приведенный выше материал о роли живого вещества в формировании химического состава ландшафта свидетельствует о том, что важнейшее значение в геохимической истории планеты, в формировании ее современного облика имели процессы, протекающие в почве, где взаимодействуют живое и минеральное вещество. При этом сама почва и кора выветривания, на которой она развивается, представляет

собой специфическое геологическое тело, в котором активно проявлены процессы жизнедеятельности различных уровней организации живого вещества. Еще В.В.Докучаев и В.И.Вернадский выделили их в особый класс естественных тел и назвали биокосными, подчеркивая взаимопроникновение и тесную связь между живой (био) и неживой (косной) материей.

К биокосным системам относят почву, кору выветривания, водонесные горизонты, ил водоемов (см. рис. 1). Как разновидность или как часть коры выветривания, к биокосным системам следует относить зону окисления сульфидных месторождений.

До недавнего времени считалось, что процессы гипергенеза не протекают в условиях криолитозоны и здесь развито только физическое выветривание. Однако проведенные нами совместно с Ю.П.Безродных в 1964-1965 гг. натурные эксперименты в подземных горных выработках Удоканского месторождения меди показали, что в криолитозоне идут процессы растворения, миграции и переотложения Са, Fe, Cu, S с образованием новых минеральных фаз. В результате исследований сотрудников ЧИПР СО РАН [Рудные элементы..., 1989] в талых водах Чинейского месторождения были установлены бактерии нескольких видов. Дополнительные исследования, проведенные нами на многих месторождениях Сибири и Северо-Востока в таежно-мерзлотных и гольцово-мерзлотных ландшафтах страны в течение 1966-1996 гг., показали, что процессы гипергенеза протекают в криозоне и, вероятно, не без участия микроорганизмов. Миграция растворов меди сквозь лед в лабораторных экспериментах установлена А.Б.Птицыным [Птицын, Сысоева, 1985]. В результате обобщения результатов изучения зон окисления в криозоне многими исследователями, мы пришли к выводу о существовании особого процесса минералообразования – криоминералогенеза, протекающего в мерзлотных ландшафтах с участием микроорганизмов. Источником энергии здесь является не только энергия Солнца, но также экзотермический характер реакций окисления сульфидов и энергия, выделяемая в процессе жизнедеятельности микроорганизмов. Конечным результатом их деятельности является формирование первого тонкого слоя почв.

- ?
1. Биологический круговорот химических элементов в ландшафте.
 2. Средний химический состав живого вещества.
 3. Интенсивность и избирательность биологического поглощения водных мигрантов.

4. Сущность и диалектика биологического круговорота.
 5. Роль микроорганизмов в геохимических процессах в ландшафте.
 6. Особенности силикатных микроорганизмов и их роль в биогенной миграции вещества в ландшафте.
 7. Понятие о биокосных системах.
- 📖 Афанасьева Т.В. и др. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
- Бархутова Д.Д., Данилова Э.В., Намсараев Б.Б. Микробиологическая характеристика водных экосистем Забайкалья // Химия биологически активных веществ. – Улан-Удэ, ВСТГУ, 1988. – Вып.4. – С.92-98.
- Белов Н.В. Очерки структурной минералогии. – М.: Недра, 1976.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. – М.: Наука, 1983.
- Воронков М.Г., Кузнецов И.Г. Удивительный элемент жизни. – Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1983.
- Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983.
- Намсараев Б.Б. Геохимическая деятельность микроорганизмов в водных экосистемах Байкальского региона // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С. 132-135.
- Перельман А.И. Биокосные системы Земли. – М.: Наука, 1977.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1966. – Главы 1-4.
- Птицын А.Б., Сысоева Е.И. Криогенный механизм образования зоны окисления Удокана // Геология и геофизика. – 1995. – № 3. – С.90-97.
- Рудные элементы в водах зоны гипергенеза месторождений Забайкалья / Ю.Ф.Погребняк, Л.А.Кондратенко, Т.Г.Лапердина и др. - Новосибирск: Наука, 1989.
- Стент Г. Молекулярная биология вирусов бактерий. – М.: Мир, 1965.
- Шубников А.В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. – М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Юргенсон Г.А., Безродных Ю.П. О зоне окисления Удоканского месторождения меди и ее роль в формировании температурного поля многолетнемерзлых пород // Геокриологические условия Забайкальского Севера. – М.: Наука, 1966. – С. 53-55.
- Юргенсон Г.А. Особенности минералогии и формирования зоны окисления в условиях многолетнемерзлых пород // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. – Новосибирск. – Изд-во СОРАН, 1966. – С. 127-160.

ГЛАВА 4

МЕХАНИЧЕСКАЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ФОРМЫ МИГРАЦИИ И КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАНДШАФТЕ

4.1. МЕХАНИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ

4.1.1. Общие замечания

Выше мы рассмотрели миграцию химических элементов в водной среде в растворенном виде. Но в раствор способна переходить лишь незначительная часть химических элементов. Огромные их количества перемещаются в составе различной размерности обломков и других продуктов дезинтеграции горных пород, минералов, вулканического пепла и т.д.

Процесс образования способного к перемещению обломочного материала А.Е.Ферсман назвал *механогенезом*. Основным фактором перемещения и концентрации обломочных частиц является сила тяжести.

Механическая миграция обусловлена работой тектонических сил, вулканов, ледников, ветра, рек, морских и океанических течений и другими факторами. Непосредственно выветривание и перемещение обломочных частиц изучается в тектонике, динамической геологии, геоморфологии, вулканологии, океанологии и других науках о Земле.

4.1.2. Геохимический аспект механогенеза

Геохимический аспект механической миграции заключается в том, что в составе обломков перемещаются и аккумулируются огромные массы химических элементов. *Изучение механизмов, закономерностей и объемов перемещаемых веществ в ландшафтах составляет одну из важнейших проблем геохимии ландшафта.*

Главным условием механической миграции вещества является механогенез, представляющий собою раздробление горных пород и

минералов. Последнее приводит к возрастанию дисперсности, способствующей гипергенному преобразованию, сорбции, растворимости и других поверхностных явлений. Диспергирование приводит к резкому увеличению общей поверхности частиц и их поверхностной энергии. А.И.Перельман указывает на то, что «...при раздроблении песчинки объемом в 1 мм^3 с суммарной поверхностью 6 мм^2 до коллоидных размеров количество частиц возрастет до 10^{12} , а их суммарная поверхность до 6^{10} мм^2 » [Перельман, 1989, с.72].

В результате диспергирования повышается растворимость минералов. Установлено [Перельман, 1989], что вследствие уменьшения кристаллов гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) или их обломков от 0,5 до 0,1 мкм растворимость их возрастает с 4 до 12%, а сульфата бария (барита BaSO_4) — до 80%. Вероятно, эти растворы BaSO_4 состоят из диссоциированных молекул, так как необходимая для этого энергия диссоциации поглощается веществом вследствие сильного механического воздействия, вызывающего *механохимические* превращения веществ. Например, при диспергировании, вероятно, происходят разрывы связей. Об этом свидетельствуют факты разложения сульфидов при истирании на металл и серу, дегидратация и т.д. Такие механохимические процессы должны протекать при трении под сильным давлением, возникающим в условиях тектонических подвижек в зонах взбросов, надвигов, движения ледников с спаянными глыбами горных пород. При этом могут возникать неотсортированные песчано-глинистые рыхлые продукты механических воздействий, которые после перебива их водными потоками дают перигляциальные пески и ленточные глины. Эти осадки могут содержать и очень прочные или тяжелые минералы, накапливающиеся в виде россыпей.

4.1.3. Основные факторы и следствия механической миграции

Дальность перемещения минералов зависит от их твердости, спайности, податливости к выветриванию. В зависимости от величины сохраняющиеся обломки твердых минералов (циркон, касситерит, шпинель, гранаты, алмаз) переносятся на разные расстояния. Например, мягкие и тяжелые (киноварь, золото, арсенопирит, галенит, сфалерит) далеко не переносятся, а твердые и относительно легкие (ильменит, шпинели, алмаз) могут переносить длинные миграции.

Одним из важных процессов механогенеза является *механическая денудация*, сопровождающаяся сносом взвешенных частиц. Ее показателем является *годовой расход взвешенных частиц в створе реки в т/км^2 площади бассейна*. Он зависит от климата, времени года, геоло-

гического строения и рельефа территории. Механическая денудация на гумидных равнинах, где преобладает химическое выветривание, мала и резко возрастает в аридных горах с широким развитием мощных рыхлых отложений. Ее показатель может здесь достигать 1000 т/км^2 и более. В зонах развития скальных пород он также невелик, составляя $100-120 \text{ т/км}^2$.

В различные геологические эпохи в зависимости от интенсивности орогенных процессов показатель денудации варьирует. Так же во времени варьирует и соотношение химической и механической денудации, связанных с процессами физического и физико-химического выветривания. Механическая денудация преобладает над химической в эпохи интенсификации орогенеза. В современную эпоху преобладает механическая денудация и суммарное снижение суши за счет химической и механической денудации, по Г.А.Максимовичу, составляет 90 км/год .

Огромное значение в механической миграции имеет перенос ветром в форме песка, пыли, аэрозолей, пепла и др.

При механической миграции различают зоны выноса и механические барьеры, на которых происходит накопление твердых минеральных частиц. Важное значение имеют механическая суффозия и солифлюкционные процессы.

Наиболее важна механическая форма миграции для Si, Ti, Zr, Hf, Ta, Se и мала для Ni, Co, Mg, Cl, Na и т.д.

Механические формы миграции являются определяющими при образовании россыпных месторождений Au, Hg, Sn, W, Zr, Pt, Ti, Ta, Nb и др.

4.2. ВОДНАЯ (ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ) МИГРАЦИЯ. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Воду можно рассматривать как кровь ландшафта. Природные воды – основные носители химических элементов в ландшафте. Они находятся в сложных обратимых взаимосвязях с горными породами, атмосферой, живым и биокосным веществом. Вода – один из главных компонентов живого вещества. Содержание ее в отдельных группах живых организмов дано в табл.6.

Содержание воды в некоторых группах живых организмов, %

Водные организмы	более 90
Отдельные водные животные (оболочники)	99,7
Травы	85
Крупные млекопитающие	60
Семена и споры	15

Химическое выветривание происходит главным образом при участии воды. Начальные стадии выветривания заключаются в гидратации, т.е. замещении в минерале компонентов катионной части водой. Это относится к гидратации слюды, гидролизу минералов – железа, алюминия, марганца с образованием гидроокислов, превращения ангидрита (CaSO_4) в гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и т.д. Природные воды – важная составная часть ландшафта, являющаяся средой протекания значительной части химических реакций и носителем химических элементов.

4.2.1. Химический состав вод ландшафта

В воде содержатся и мигрируют растворенные газы (O_2 , CO_2 , H_2S), оказывающие существенное влияние на ее свойства. Значительная часть растворенных веществ находится в ионной форме. Для большинства ландшафтов характерно преобладание шести ионов: среди катионов $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$, среди анионов – $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$. Кроме того, в воде растворены H^+ и OH^- , которые даже при низких содержаниях (10^{-6} - 10^{-8} г/л) оказывают большое влияние на геохимические процессы. Содержание K, P, Si, Al, Fe, Ti невелико, т.к. они быстро выводятся из круговорота. Ni, Ca, Cu, Mo, Zn, U содержатся в количествах 10^{-5} - 10^{-7} г/л. В целом минерализация грунтовых вод широко варьирует. Кроме истинных растворов присутствуют коллоидные. По общей концентрации растворенных в воде химических элементов, называемой общей минерализацией воды, выделяют:

- пресные воды – до 1 г/л;
- солончатые – 1-10 г/л;
- соленые 10-50 г/л;
- рассолы > 50 г/л.

4.2.2. Коэффициент водной миграции, ряды миграции

Установлено, что содержание химического элемента в природных водах не дает основания для определения интенсивности его водной

миграции. А.И.Перельман предложил для оценки миграционной способности и выноса какого-либо химического элемента природными водами из системы ландшафта коэффициент водной миграции K_x , равный отношению содержания данного элемента x в минеральном остатке воды и его содержанию в горных породах, дренируемых этими водами. Вывод формулы коэффициента в связи с тем, что строго нельзя определить, каких и сколько в данной воде содержится элементов, извлеченных именно из этого массива горных пород, так как не известны их первичные концентрации в нем, мы не приводим. Примем только то, что для данного ландшафта коэффициенты водной миграции элементов относятся друг к другу как интенсивности их миграции. Для оценки интенсивности водной миграции используются четыре градации:

Интенсивность миграции	Величина K_x
I. Очень подвижные	$n \cdot 10 - n \cdot 100$
II. Легко подвижные	$n - n \cdot 10 (n < 2)$
III. Подвижные	$0, n - n (n < 5)$
IV. Слабоподвижные и инертные	$0, 0n - \text{и менее}$

Миграционная способность зависит от физико-химических характеристик среды. На рис. 12 приведены ряды миграции химических элементов в окислительной и резко восстановительной обстановках. Элементы даны сообществами, так как это так и происходит в природных процессах: галогены, щелочноземельные с Zn и U и т.д. Коэффициент контрастности миграции $K_x = \frac{K_x^a}{K_x^b}$ равен отношению K_x разных процессов.

Ряды выноса химических элементов из коры выветривания, установленные для конкретного ландшафта, являются его важной геохимической характеристикой. Они отражают сущность геохимических процессов.

4.2.3. Растворимость и миграционная способность

В связи со сложностью геохимических процессов в ландшафтах к ним не применимы результаты изучения элементарных систем, а методы экстраполяции довольно приблизительны. Поэтому пользуются исключительно эмпирическими данными, присущими данному хемотипу ландшафта. «Под хемотипом ландшафта понимают установленную непосредственными измерениями или при помощи различных индикаторов качественно и количественно различимую химическую специфику среды» [Ковалев и др., 1996].

I ОКИСЛИТЕЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА		II РЕЗКОВОССТАНОВИТЕЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА (H ₂ S)			
ИНТЕНСИВНОСТЬ МИГРАЦИИ	Кх	КОНТРАСТНОСТЬ МИГРАЦИИ			
		слабая	сильная	слабая	сильная
	100	10	1	0,1	0,01
ОЧЕНЬ СИЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ	S, Cl, Br, I		Cl, Br, I	Ca, Na, Mg, F, Sr	Ca, Na, Mg, F, Sr
СИЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ	Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se, Au		Ca, Na, Mg, F, Sr	Zn, U	Ca, Na, Mg, F, Sr
СРЕДНЯЯ МИГРАЦИЯ	Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra		Si, K, P	Ni, Cu, Co	Si, K, P, Rb, Li, Ca, Tl, Ra
СЛАБАЯ ИЛИ ОЧЕНЬ СЛАБАЯ МИГРАЦИЯ	Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt		Al, Ti, Zr, Nb, Ta, Sn, Hf		Al, Ti, Zr, V, Zr, Ni, Cu, TR, Nb, Co, Sc, Be, Ta, Sn, U, Mo, Hf, Se, Pd, Ru, Rh, Os

Рис. 12. Ряды миграции элементов в окислительной и восстановительной сероводородной обстановках [Перельман, 1989]

Установлено, что аридные и гумидные ландшафтные зоны соответствуют разным группам хемотипов, а зоны проявления среди них преимущественно окислительных и восстановительных обстановок также относят к разным хемотипам, в ландшафтных системах которых протекание геохимических и биохимических процессов имеет свою специфику. Ландшафты, как указывалось выше, представляют собою гипергенные системы с зонами кислотного и щелочного, окислительного и восстановительного выщелачивания, переноса и отложения вещества из почвенно-элювиальных разрезов и горных пород водоносных горизонтов. Участвующие в этих процессах проточные воды в зависимости от многих факторов изменяют состав растворенных в них элементов.

Установлено, что миграционная способность элементов определяется величиной ионных потенциалов Картледжа [Эйтель, 1928]:

$$\eta = \frac{Z}{r},$$

где Z – ионный заряд, а r – ионный радиус элемента. Эти характеристики устанавливают механизмы сортировки атомов при растворении и осаждении. Ионный потенциал определяет кислотно-основные свойства ионов, т.е. вероятность образования ими кислот или оснований. Основные свойства максимальны у элементов с минимальными зарядами и максимальными размерами ионов. С уменьшением ионного радиуса и возрастанием заряда растет способность к образованию сложных кислородных кислот. По величине ионного потенциала выделяется три группы элементов (табл. 7).

Таблица 7

Классификация химических элементов по миграционной способности, определенной величиной ионного потенциала. Составлена по данным В.П. Ковалева и др. (1996)

Потенциал ионизации	Номер группы	Характеристика группы	Элемент
< 3	1	Легко растворяются в воде, удерживаются в ней при низких pH	K, Na, Cs, Rb, Li, Cu, Ba, Pb, Sr, Ca, Mn ²⁺ , Fe ²⁺ , Zn, Co, Ni, La
3-10	2	Осаждаемые в поверхностных водах гидролитически, как гидроксиды	Ni ³⁺ , Mg, Be, Y, Sc, Fe ³⁺ , Ga, Al, Ce, Pb ⁴⁺ , Zr, Ti, Ge, Mn ³⁺ , Si, V, Nb, Mo
> 10 (менее 50)	3	Образующие при поглощении кислорода анионные комплексы сильных легко-растворимых кислот	B, C, As, P, N, Cr, Se, S

Элементы 1-й группы делятся на 4 подгруппы [Ковалев и др., 1996]:

а) щелочные элементы легко переходят в раствор (хлориды, сульфаты, карбонаты); в гумидных областях легко и далеко переносятся в морские бассейны; только калий остается на суше, входя в гидрогели элементов 2-й группы (глины); в аридных областях щелочи концентрируются в бессточных бассейнах;

б) щелочноземельные элементы легко выходят из растворов в виде сульфатов и карбонатов, во всех зонах осаждаются карбонаты, но сульфаты только в засушливых (благодаря испарению);

в) Cu и Zn дают легко растворимые хлориды и сульфаты, бикарбонаты их трудно растворимы и выносятся лишь частично в моря и континентальные бассейны; Cu и Zn могут осаждаться на барьерах в виде сульфидов; в зонах окисления появляется самородная медь;

г) Fe^{2+} и Mn^{2+} остаются в растворах в форме хлоридов, сульфатов и бикарбонатов; при избытке кислорода становятся трех- и четырехвалентными (обретают высокий ионный потенциал) и переходят во вторую группу, оседая в форме гидроксидов.

Элементы второй группы оседают в виде гидроксидов. Осаждаемость определяется концентрацией водородных ионов; Mg^{2+} (pH=10) и Mn^{4+} (pH=8) оседают в щелочных средах, Al^{3+} (pH=5) – в болотных кислых водах. То же и Fe^{3+} (pH=3). Fe и Mn высокочувствительны к Eh среды. Fe при pH=7 растворимо в восстановительной среде. Эти элементы в форме гидроксидов, как и Ti, Zn, Th – эффективные селективные сорбенты. То же типично и для Si и Al, образующих слоистые решетки их гидроксидов. Они образуют золи, коагулирующие в гидрогели. Все остаются на суше. Выносятся в морские бассейны лишь в виде твердых взвесей.

Элементы 3-й группы - C, P, N, S, а также более редкие – B, As, Cr, Se. Они образуют с гидроксильными ионами сильные легкорастворимые анионные комплексы. Действуя подобно азотной, фосфорной и серной кислотам, сильно разрушают и растворяют все минералы. Они же образуют в результате труднорастворимые и нерастворимые сульфаты и фосфаты. Угольная кислота и HCO_3^- ведут себя по иному, связывая различные элементы в растворимые или нерастворимые формы. Часть химических элементов вообще не растворяется в воде и относится к так называемым остаточным.

4.2.4. Геохимическая классификация вод

Как сказано выше, миграция всех элементов зависит от кислотно-основных свойств условий миграции, которые определяются кислотно-основными и окислительно-восстановительными свойствами вод. По кислотно-основным свойствам выделяется четыре типа вод (табл.8): сильно-кислые ($\text{pH} < 3$), кислые и слабокислые ($\text{pH} 3-6,5$), нейтральные и слабощелочные ($\text{pH} 6,6-8,5$), сильно-щелочные содовые ($\text{pH} > 8,5$). Каждый из этих типов вод по разному ведет себя в разных окислительно-восстановительных условиях в зависимости принадлежности к одному из трех типов вод: кислородных (верхних частей профиля ландшафта), глеевых (восстановительных без сероводорода) и сероводородных (нижних горизонтов).

Таблица 8

Основные геохимические классы вод по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям [Перельман, 1977]

Щелочно-кислотные условия	Окислительно-восстановительные условия		
	Кислородные воды	Глеевые воды	Сероводородные воды
Сильнокислые ($\text{pH} < 3$)	Сильнокислые	Сильнокислые	Сильнокислые
Кислые и слабокислые ($\text{pH}=3-6,5$)	Кислые	Кислые	Кислые
Нейтральные и слабощелочные ($\text{pH}=6,5-8,5$)	Нейтральные и слабощелочные	Нейтральные и слабощелочные	Нейтральные и слабощелочные
Сильнощелочные содовые ($\text{pH} > 8,5$)	Содовые	Содовые	Содовые

Все типы вод в ландшафтах и в зоне гипергенеза могут сменять друг друга в пределах одной и той же биокосной системы.

4.2.4.1. Группировка вод по окислительно-восстановительным параметрам. В окислительных кислородных водах Fe, Mn, Cu, V, S и другие элементы находятся в высоких степенях окисления. Типоморфный (типохимический) элемент здесь – кислород. Породы и почвы в этих условиях имеют красную (гетит), бурую (гидрогетит + псиломелан) и желтую (гидрогетит) окраску.

В восстановительных глеевых условиях воды не содержат кислорода и других сильных окислителей. Fe, Mn в Fe^{2+} , Mn^{2+} легко мигрируют и ведут себя как щелочноземельные металлы (Ca, Mg). Глеевые воды содержат обычно CO_2 и растворимые органические соединения. Окраска пород – сизая, зеленая, голубоватая, белесая, пятнистая.

Восстановительная сероводородная обстановка характерна для солончаков, илов соленых озер. Сероводородная обстановка не благоприятствует миграции элементов, особенно тех, что дают сульфиды.

Хотя глеевая и сероводородная обстановки не содержат свободного кислорода и являются восстановительными, в геохимическом отношении они противоположны друг другу: глеевая среда благоприятна для миграции многих элементов, а сероводородная – неблагоприятна вследствие осаждения их в форме сульфидов. Величины Eh могут при этом быть одинаковыми. Глеевая обстановка отличается тем, что в ней мало кислорода и много микроорганизмов, которые окисляют органические вещества за счет кислорода органических и неорганических соединений. В этих водах появляются CH_4 , Fe^{2+} , H_2 , Mn^{2+} и другие. Воды слабо минерализованы, содержат мало SO_4 и H_2S почти не образуется. Высока подвижность Fe, Mn ($K_x > 1$). Развиваются процессы оглеения в почвах и подстилающих корках выветривания. Этот тип обстановки характерен для влажнотропической, тундровой, таежной и лесостепной зоны (Eh $< +0,4\text{В}$).

Восстановительная обстановка с H_2S создается в богатых им водах. Здесь микробиологические процессы ослаблены и микробиологическое окисление органических веществ осуществляется частично за счет восстановления сульфатов. Происходит десульфуризация с появлением H_2S (до 2 г/л). Это приводит к осаждению металлов в виде сульфидов – Fe, Pb, Zn, Cu, Ag, W, Ah и др. ($K_x < 0,0n$). Оглеение не развивается.

Этот тип восстановительной обстановки характерен для солончаков и илов соленых озер степей и пустынь, для глубоких горизонтов подземных вод некоторых, в частности, нефтеносных районов. Условия миграции большинства рудных элементов в большой мере зависят от конкретной (актуальной) реакции природных вод. Так, катионогенные элементы легко мигрируют в кислых водах и слабее – в щелочных. К этой группе относятся преимущественно металлы: Fe, Cu, Ni, Co и др. Анионогенные элементы лучше мигрируют в щелочных водах – это неметаллы и часть металлов. Некоторые элементы в зависимости от степени окисления и pH могут быть как в катионной, так и в анионной форме (Al, U, Mo и т.д.). Некоторые элементы мигрируют в водорастворимых формах в водах любого состава (Na, Cl, Br и др.).

4.2.4.2. Группы вод по кислотнo-щелoчным свойствам. По кислотнo-щелoчным условиям, как видно из той же табл.8, воды разделяются на 4 основные группы: 1) сильно кислые; 2) кислые и слабо кис-

лые; 3) нейтральные и слабощелочные; 4) сильно щелочные. Кроме того, они подразделяются еще и по минерализации.

К сильноокислым относятся воды с $\text{pH} < 3$. Их кислотность связана с окислением серы пирита и других дисульфидов, приводящим к появлению свободной H_2SO_4 . В этих водах легко мигрирует большинство металлов, в том числе Fe, Cu, Al, Zn, Ca и т.д. Сильнокислые воды встречаются часто, но локально и связаны в основном с рудными провинциями в зонах их окисления. В вулканических ландшафтах встречаются и солянокислые воды. Фтористоводородные кислые воды встречаются исключительно в полях развития месторождений флюорита и в зонах действующих вулканических систем. Для этих вод типоморфен H^+ . Кислые и слабокислые воды характеризуются $\text{pH} = 3-6,5$. Их кислотность обусловлена процессами разложения органических веществ и наличием H_2CO_3 , поступлением фульвокислот, других органических кислот. Кислая среда может быть обусловлена также низкими концентрациями катионов, которые обеспечивают нейтрализацию кислот. В таких водах металлы легко мигрируют в форме бикарбонатов (MeHCO_3) или (и) комплексных соединений с органическими кислотами. Эти воды широко распространены во влажных лесных и тундровых ландшафтах. Типоморфен H^+ , местами также Fe^{2+} .

Нейтральные и слабо щелочные воды имеют $\text{pH} 6,5-8,5$. Их реакция определяется соотношением $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2/\text{CaCO}_3$ или HCO_3/CO_2 . Эта обстановка малоблагоприятна для миграции большинства металлов, и они осаждаются в форме нерастворимых гидроокислов, карбонатов и других солей (CaCO_3 , BaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Cu}(\text{OH})_2$, CuCO_3 и т.д.). Анионогенные элементы (Mo, Si, W, U, Se, Ge, V, As и др.) в этих условиях мигрируют сравнительно легко. Такие воды типичны для лесостепей, степей, пустынь, т.е. аридных условий, а также подземных вод в ландшафтах на известняках и некоторых изверженных породах во влажном климате. При разложении органических веществ в этих водах и, соответственно, - ландшафтах, образуются угольная и органические кислоты, почти полностью нейтрализующиеся за счет взаимодействия с CaCO_3 и другими минералами Ca, Mg, Na, K. Типохимические элементы здесь Ca, Na, Cl, S.

Сильнощелочные воды с $\text{pH} > 8,5$ обязаны своей реакцией присутствию соды (NaHCO_3 , реже Na_2CO_3). Они характерны для некоторых лесостепных ландшафтов, саванн, распространены в некоторых артезианских бассейнах, развитых в щелочных породах. Распространены, например, в районе Торейских озер и других содовых озер Забайкалья. Известны в ландшафтах Барабинских и Кулундинских озерных степей.

Многие металлы в этих водах и ландшафтах почти не мигрируют (Ca, Sr, Ba, Fe). А Si, Ge, Ga, Sn и другие анионогенные элементы, подвижные в щелочных условиях, интенсивно мигрируют. С этим связано развитие в содовых озерах простейших, водорослей с кремниевым скелетом. В содовых водах многие катионогены ведут себя как анионогены, образуя подвижные анионные комплексы, например, Cu дает $[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]^{2-}$. Sc, Y, Zr и другие элементы-гидролизаты, малоподвижные в слабокислых и слабощелочных водах, образуют здесь растворимые карбонатные комплексы [Ковалев и др., 1996]. Типохимическими являются Na, OH, местами – Si.

Между третьим и четвертым типами вод выделяют по степени и характеру минерализации нейтральные и щелочные, соленые и солоноватые воды с $\text{pH} = 7-8,5$. Они характеризуются в кислородной обстановке соленосностью за счет Na^+ , Cl, SO_4^{2-} , в глеевых – соленосностью за счет Na^+ , Fe^{2+} , Cl, SO_4^{2-} . В сероводородной обстановке для этих вод типичен соленосный ландшафт с сульфидами ($\text{Na}^+ - \text{H}_2\text{S}$) (табл.9).

Таблица 9

Основные геохимические классы почв, илов, коры выветривания, водоносных горизонтов, ландшафтов [А.И.Перельман, 1977]

Щелочно-кислотные условия вод	Окислительно-восстановительные условия вод		
	Кислородные воды	Глеевые воды	Сероводородные воды
Сильнокислые ($\text{pH} < 3$)	Сернокислый (H^+ , Fe^{2+} , Al^{3+} и др.)	Сернокислый глеевый (H^+ , Fe^{2+})	Сернокислый сульфидный (H^+ , H_2S)
Кислые и слабокислые ($\text{pH}=3-6,5$)	Кислый (H^+)	Кислый глеевый (H^+ , Fe^{2+})	Кислый сульфидный (H^+ , H_2S)
Нейтральные и щелочные слабоминерализованные ($\text{pH}=6,5-8,5$)	Кальциевый (Ca^{2+})	Карбонатный глеевый (Ca^{2+} , Fe^{2+})	Нейтральный карбонатный сульфидный (Ca^{2+} , H_2S)
Нейтральные и щелочные, соленые и солоноватые ($\text{pH}=7-8,5$)	Соленосный (Na^+ , Cl, SO_4^{2-})	Соленосный глеевый (Na^+ , Fe^{2+} , Cl, SO_4^{2-})	Соленосный сульфидный ($\text{Na}^+ - \text{H}_2\text{S}$)
Сильнощелочные (содовые) $\text{pH} > 8,5$	Содовый (Na^+ , OH)	Содовый глеевый (Na^+ , OH)	Содовый сероводородный (Na^+ , OH, H_2S)

Всего по параметрам, определяющим щелочно-кислотные (5 групп) и окислительно-восстановительные (3 типа), выделяется 15 (5×3) основных геохимических обстановок миграции, определяю-

щих 15 классов геохимических ландшафтов, представленных в табл.9. Прежде чем перейти к классификации геохимических ландшафтов, рассмотрим специфику зоны выщелачивания и геохимические барьеры.

4.2.5. Зоны выщелачивания

Зоны выщелачивания формируются в результате воздействия вод на горные породы и почвы. Мощность их очень сильно варьирует – в почвах она измеряется сантиметрами, в корках выветривания – многими метрами, иногда десятками метров, в водоносных горизонтах – сотнями метров и километрами. Для формирования зон выщелачивания ведущее значение имеют окислительно-восстановительные условия вод. Выделяют три главных типа зон выщелачивания:

- 1 – окислительные;
- 2 – глеевые;
- 3 – сероводородные.

В каждом типе выделяются зоны: 1 – сильнокислого; 2 – кислого и слабокислого; 3 – нейтрального и слабощелочного; 4 – нейтрального и щелочного; 5 – щелочного или содового выщелачивания. Все это – в соответствии с типами и группами воздействующих вод.

4.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

В ландшафтах выявлены *естественные границы типов миграции, называемые геохимическими барьерами. Это участки верхней части литосферы, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие – их концентрирование.* В зоне гипергенеза, в частности в ландшафтах, барьеры образуются повсеместно в речных долинах, в корках выветривания (особенно линейных), в почвах, на дне водоемов, в глубоких горизонтах подземных вод и т.д. (рис.13). Выделяют три основных типа природных барьеров – механические, или гравитационные, физико-химические и биохимические. В настоящее время выделены и начинают изучаться техногенные барьеры, также подразделяющиеся на 3 типа. Лучшее всего изучены и практически очень важны физико-химические барьеры. Физико-химические барьеры классифицируются по агенту, приводящему к концентрации вещества. Они проявляются, когда вследствие резкого нарушения окислительно-восстановительных и щелочно-

кислотных режимов идет отложение минерального вещества. Наиболее характерные примеры геохимических барьеров даны на рис.14.

Физико-химические барьеры подразделяются на ряд классов. Каждый из классов обозначается буквой латинского алфавита. Например, в местах, где восстановительная обстановка (глеевая или сероводородная) сменяется окислительной, формируется кислородный барьер (А). При смене окислительной обстановки на восстановительную – сероводородный (В) или глеевый (С). При резком увеличении рН возникают щелочные барьеры (Д), при уменьшении – кислые (Е). Барьеры, как видим, классифицируются по агенту, приводящему к концентрации (осаждению за счет окисления или восстановления и т.д.). Выделяются также испарительные (F), сорбционные (G), термодинамические (H) и др. Концентрации элементов на физико-химических барьерах зависят от класса барьера и от состава вод, поступающих к нему (табл.10).

На сочетании этих двух факторов построена классификация типов концентраций элементов. Каждый тип концентрации обозначается индексом, включающим символ барьера и класс вод, поступающих к нему (например, А5, Е4). В табл.11. выделены десятки типов концентраций. Здесь есть те, что установлены в природе, и те, что еще не известны.

Различаются латеральные барьеры, образующиеся при движении вод в субгоризонтальном направлении, например, на границах сопряженных элементарных ландшафтов, и радиальные, формирующиеся при субвертикальном движении вод в ландшафте.

Сорбционные барьеры проявляют себя в природе очень эффективно. Ими служат неорганические коллоиды и глинистые минералы, слагающие коры выветривания. Воды кислородной, глеевой и сероводородных зон легко освобождаются от своего груза на этих барьерах. Ниже приведены группы химических элементов, осаждающихся на сорбционных барьерах из различных классов вод [Ковалев и др., 1996].

Сильнокислые воды (рН < 3) - Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As.

Кислые и слабокислые (рН 3-6,5) - Cl, Br, J, F, S, P.

Нейтральные и слабощелочные (рН 6,5-8,5) - Cl, Br, J, F, B, S, P, Li, Na, K, Rb и Cs, U.

Сильнощелочные, содовые (рН > 8,5) - Cl, Br, J, F, B и щелочные металлы.

Сорбентами являются также гидроксиды и оксиды Fe^{3+} , Mn^{4+} и Ti^{4+} . Они собирают Pb, As, V, Sb, Se и т.д.

ОКЕАН

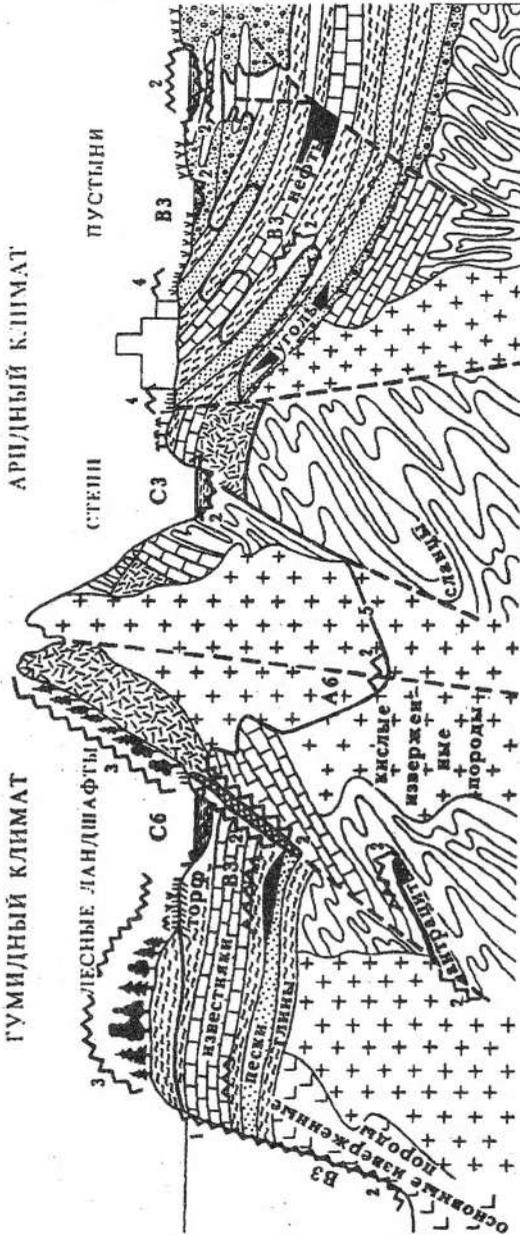


Рис. 13. Геохимические барьеры в земной коре:

1 - механические, 2 - физико-химические, 3 - биогеохимические, 4 - техногенные, 5 - глубина проникновения кислородных вод в литосферу, зависящая от климата и геологического строения, А - кислородные, В, С - восстановительные барьеры, приуроченные к границе проникновения кислородных вод в литосферу [Перельман, 1989]

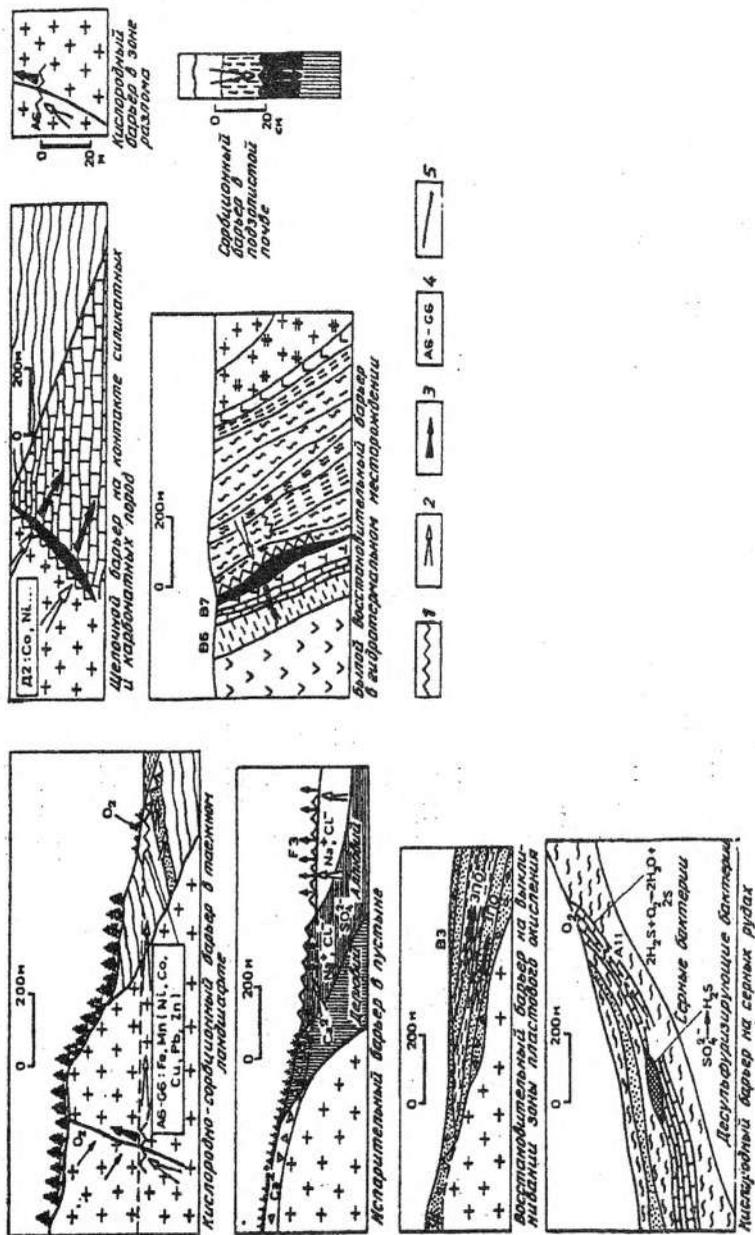


Рис. 14. Виды геохимических барьеров: 2 - движение химических элементов к барьеру, 3 - движение химических элементов от барьера, 4 - символ барьера, 5 - разломы [Перельман, 1989]

Виды концентраций на геохимических барьерах [Шерельман, 1989]

Окислительно-восстановительные характеристики вод	Состав вод, поступающих к геохимическому барьеру								сероводородные и сульфидные							
	воды с окислительной обстановкой (кислородные и др.)				бессероводородные воды (в зоне гипергенеза — глеевые)				сероводородные и сульфидные							
Классы вод	сильно-кислые	кислые и слабокислые	нейтральные и щелочные	сильно-щелочные	сильно-кислые	кислые и слабощелочные	нейтральные и щелочные	сильно-щелочные	сильно-кислые	кислые и слабощелочные	нейтральные и щелочные	кислые и слабощелочные	кислые и слабощелочные	кислые и слабощелочные	нейтральные и щелочные	сильно-щелочные
в гипергенных системах в том числе бнокосных в гидротермальных системах	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
окислительный (кислородный и др.) А ∨	A1 A1	A2 A1	A3 A1	A4 A1	A5 AV	A6 AVI	A7 AVII	A8 AVIII	A9 AIX	A10 AX	A11 AXI	A12 AXII				
сульфидный (сероводородный и др.) В	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8								
восстановительный без H ₂ S (в зоне гипергенеза глеевый) С	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12				
щелочной D ∨	D1	D2	D3		D5	D6	D7		D9	D10	D11					
Кислый E ∨		E2	E3	E4		E6	E7	E8		E10	E11	E12				
Испарительный ∨	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11					
Сорбционный ∨	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12				
Термодинамический Н	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12				
Сульфатный I	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12				
Карбонатный К		K2	K3			K6	K7			K10	K11					
		K1	K11			KVI	KVII			KX	KXI					

Класс геохимического барьера

Типы геохимических барьеров и соответствующих им концентраций химических элементов [Перельман, 1989]

Физико-химические условия	Кислородные воды				Глиевые воды				Сероводородные воды				
	1. Сильно кислые	2. Кислые и слабокислые	3. Нейтральные и слабощелочные	4. Щелочные и слабощелочные (содовые)	5. Сильно кислые	6. Кислые и слабокислые	7. Нейтральные и слабощелочные	8. Щелочные дождевые	9. Сильнокислые	10. Кислые и слабощелочные	11. Нейтральные и слабощелочные	12. Сильнощелочные (содовые)	
Граничные значения	<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	
Кислородный А	A1 Fe	A2 Fe, Mn, Co	A3 Mn	A4 Mn	A5 Fe	A6 Fe, Mn, Co	F7 (Fe), Mn, Co	A8 (Mn)	A9 S, Se, (Fe)	A10 S, Se	A11 S, Se	A12 S, Se	
Сульфидный (сероводородный и др.) В	B1 Ti, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, U	B2 Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Cr, Mo, U	B3 Ti, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	B5 Ti, Pb, Cd, Bi, Sn	B6 Ti, Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg, U	B7 Ti, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo), (U)	B8 Ti, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, Fe, Co, Ni, U					
Глиевый С	C1 Cu, U, Mo	C2 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 Mo, U	C8 Mo, U	C9	C10	C11	C12	
Щелочной D	D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Cu, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, U	D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, 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	D8	D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As	D10 Mg, Ca, Sr, Ba	D11		

Геохимический барьер

Физико-химические условия	Кислородные воды				Глиевые воды				Сероводородные воды				
	1. Сильно кислые	2. Кислые и слабокислые	3. Нейтральные и слабощелочные	4. Щелочные и слабощелочные (содовые)	5. Сильно кислые	6. Кислые и слабокислые	7. Нейтральные и слабощелочные	8. Щелочные дождевые	9. Сильнокислые	10. Кислые и слабощелочные	11. Нейтральные и слабощелочные	12. Сильнощелочные (содовые)	
Граничные значения	<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	
Кислородный А	A1 Fe	A2 Fe, Mn, Co	A3 Mn	A4 Mn	A5 Fe	A6 Fe, Mn, Co	F7 (Fe), Mn, Co	A8 (Mn)	A9 S, Se, (Fe)	A10 S, Se	A11 S, Se	A12 S, Se	
Сульфидный (сероводородный и др.) В	B1 Ti, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, U	B2 Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Cr, Mo, U	B3 Ti, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	B5 Ti, Pb, Cd, Bi, Sn	B6 Ti, Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg, U	B7 Ti, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo), (U)	B8 Ti, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, Fe, Co, Ni, U					
Глиевый С	C1 Cu, U, Mo	C2 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 Mo, U	C8 Mo, U	C9	C10	C11	C12	
Щелочной D	D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Cu, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, U	D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, 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	D8	D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As	D10 Mg, Ca, Sr, Ba	D11		

Геохимический барьер

4.4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В ЗОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТАХ

Типы геохимических барьеров изменяются в соответствии с зональностью ландшафтов. Характер смены геохимических барьеров между зонами и внутри них показан на рис. 15. Отчетливо видна закономерная смена кислых ландшафтов геохимических барьеров щелочными при переходе от тундровых к лесным, степным и пустынным.

Зональности	Тундры и лесотундры			Хвойные и смешанные леса			Степи			Полупустыни и пустыни		
	автономные		гетерономные	автономные		гетерономные	автономные		гетерономные	автономные		гетерономные
	Э ^а	ТЭ ^г	С ^г	Э ^а	ТЭ ^г	С ^г	Э ^а	ТЭ ^г	С ^г	Э ^а	ТЭ ^г	С ^г
Ландшафты - геохимические барьеры	кислые окислительные	[штрихованная форма]		[штрихованная форма]								
	кислые восстановительные - глеевые	[штрихованная форма]		[штрихованная форма]								
	щелочные окислительные			[штрихованная форма]			[штрихованная форма]			[штрихованная форма]		
	щелочные восстановительные - глеевые			[штрихованная форма]			[штрихованная форма]			[штрихованная форма]		
	щелочные сульфатные						[штрихованная форма]			[штрихованная форма]		
	щелочные сульфидные (восстановительные)						[штрихованная форма]			[штрихованная форма]		
	испарительные						[штрихованная форма]			[штрихованная форма]		

Рис. 15. Основные типы геохимических барьеров в зональных ландшафтах: ландшафты - Э^а - автономные элювиальные, ТЭ^г - гетерономные трансэлювиальные, С^г - гетерономные суперэлювиальные [Глазовская, 1988]

- ?
1. Основные виды миграции вещества в ландшафте.
 2. Механическая форма миграции.
 3. Химический состава вод ландшафтов.
 4. Понятие о коэффициенте водной миграции и интенсивности водной миграции. Классификация вод по величине K_x .
 5. Растворимость химических элементов и их миграционная способность.
 6. Классификация химических элементов по миграционной способности.
 7. Элементы 1-й группы и особенности их миграционной способности.

8. Элементы 2-й группы и особенности их миграционной способности.
9. Элементы 3-й группы и особенности их миграционной способности.
10. Геохимическая классификация вод.
11. Окислительные воды.
12. Глеевые воды.
13. Восстановительные сероводородные воды.
14. Анионогенные и катионогенные элементы.
15. Классификация вод по кислотно-щелочным свойствам.
16. Кислые воды.
17. Нейтральные и слабощелочные воды.
18. Щелочные и сильнощелочные воды.
19. Основные геохимические обстановки вод и зон выщелачивания.
20. Понятие о геохимических барьерах и их типы.



Алексеев В.А. Экологическая геохимия. - М.: Логос, 2000.

Геохимия ландшафтов рудных провинций // Ред. А.И.Перельман. - М.: Наука, 1982.

Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. - М.: Высшая школа, 1988.

Ковалев В.П. и др. Предотвращение неуправляемости распространения радионуклидов в окружающую среду. Геохимические барьеры на смектитовой основе / В.П. Ковалев, С.В. Мельгунов, Ю.М. Пузанков, В.П. Раевский. - Новосибирск: Изд-во СО РАН ИИЦ ОИГТ, 1966.

Перельман А.И. Биокосные системы Земли. - М.: Недра, 1977.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1966.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1975.

Перельман А.И. Геохимия. - М.: Высшая школа, 1989.

ГЛАВА 5

СИСТЕМАТИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ ИХ ТИПОВ

5.1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Среди ландшафтов по степени развития биогенного фактора миграции выделяют два ряда:

- 1) биогенные;
- 2) абиогенные.

В биогенных ландшафтах выделяют 4 группы в соответствии с типами биологического круговорота воздушных мигрантов: 1) лесные; 2) луговые и степные; 3) тундровые; 4) примитивно-пустынные. Их выделение основано на соотношении П/Б (годовая продуктивность к общей биомассе). Рассмотрим некоторые группы ландшафтов.

I группа – лесные ландшафты, биомасса сотни т/га (С, О, Н, N). Биомасса намного превышает годовую продуктивность ($\text{П/Б} \ll 0,1$).

II группа – степные и луговые ландшафты. $\text{Б} = 30-40$ т/га, $\text{П/Б} < 1$.

III группа – тундровые. Биомасса $n \cdot 10$ ц/га и низкая годовая продуктивность $\text{П/Б} < 1$, но скорость очень низкая. Это ландшафты тундр, моховых болот и др.

IV группа – примитивно-пустынные $\text{П/Б} > 1$. Скорость обновления здесь велика. Преобладают исключительно низшие растения – водоросли, бактерии, лишайники. Это ландшафты такыров, шоровых солончаков, скал, покрытых загаром или лишайником, вулканических построек.

В каждой группе ландшафтов по особенностям биологического круговорота воздушных мигрантов и соотношению $\lg \text{П}/\lg \text{Б}$ выделяются их типы (таежные, влажные тропические и т.д.). В типах выделяют семейства (например северной, средней и южной тайги). Геохимическая классификация ландшафтов по особенностям поведения воздуш-

ных мигрантов во многом совпадает с геоботанической. Поэтому в принципе совпадают и названия типов геохимических и геоботанических ландшафтов. Это же относится и к семействам ландшафтов.

В пределах семейств по геохимическим классам вод выделяются геохимические классы ландшафта (серноокислые, кислые, содовые, глеевые и др.). В основу выделения геохимических классов ландшафтов положен принцип различий по водным мигрантам. Поэтому деление геохимических ландшафтов на классы производится по типохимическим элементам и ионам водной миграции. Классификация проводится по 3-м главным признакам: щелочно-кислотным реакциям, окислительно-восстановительным условиям и минерализации вод. Классы обозначают по типохимическим элементам. Всего, как показано в 4.2.4.2, выделяется 15 геохимических классов ландшафтов и соответствующих им почв, илов, кор выветривания, водоносных горизонтов (табл.9).

В каждом конкретном ландшафте в разрезе почвенного слоя и подстилающей коры выветривания может быть сочетание классов миграции и поэтому они могут иметь сложное обозначение. В простых ландшафтах сильноокислый класс в кислородных водах обозначается как серноокислый Н-класс, в глеевых – серноокислый глеевый Н-Fe-класс, в нейтральных и щелочных слабоминерализованных кислородных водах – кальциевый Са-класс (см. табл.9) и т.д.

Род выделяют по соотношению механической и водной физико-химической миграции. Виды – по литолого-петрографическому и химическому составу горных пород, на которых формируются геохимические ландшафты.

5.2. ЛЕСНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

По всем указанным признакам и критериям в группе лесных ландшафтов выделяются типы, представленные в табл.12.

Таблица 12

Типы лесных ландшафтов

Символ	Лесной ландшафт	Биомасса, т/га
А	Влажные тропики	650
Б	Широколиственные леса	400
В	Таежные ландшафты	300

5.2.1. Таежные ландшафты умеренных климатических зон

Для таежных ландшафтов характерны следующие основные признаки. Количество осадков превышает испарение. Биомасса составляет 100-360 т/га, в среднем 300 т/га. По интенсивности биологического поглощения A_x химические элементы подразделяются на три группы (табл.13).

Таблица 13

Классификация химических элементов в таежном ландшафте по интенсивности биологического поглощения

Химические элементы и их группы	Группы		
	S, P, Cl, J	Ca, Mg, K, Mn, Ba, Zn, B, Se	Na, Al, Fe, Si, Li, As
A_x	10n - 100n	n	0.n - 0,0n

Как показал А.И.Перельман (1989), $K = \lg\Pi/\lg B$ для каждой из групп ландшафтов величина постоянная и, например для тайги, варьирует в пределах 0,54-0,55. Отдельные части растений тайги Забайкалья, по данным А.Л.Ковалевского, различаются по поглощению некоторых химических элементов. В золе листьев и хвои больше Mg, K, P и S и меньше Ca, Sr, Ba и Ra по сравнению с золой ветвей. А это значит, что в биологическом круговороте элементы первой группы мигрируют интенсивнее второй. При этом элементы второй (Ca, Sr, Ba и Ra) в больших объемах поступают в почву только после гибели растений.

Почвы в таежных ландшафтах преимущественно кислые, подзолистые, дерново-подзолистые, а также дерново-карбонатные – в полях развития карбонатных пород. Почвенные воды также преимущественно кислые ($pH = 3,5-4,5$).

Для всех почв характерна окислительно-восстановительная зональность.

Во всех семействах преобладают геохимические классы ландшафтов с кислой (H^+), кислой, особо бедной водными мигрантами (H^+) и кислой глеевой ($H^+ - Fe^{2+}$) водной миграцией, менее распространены ландшафты кальциевого класса (Ca^{2+}) и еще менее – сернокислого (H^+, SO_4^{2-}).

5.2.2. Таежно-мерзлотные ландшафты

К особым классам геохимических ландшафтов в условиях Забайкалья относятся таежно-мерзлотные. Впервые современную классификацию мерзлотных ландшафтов в соответствии с представлениями А.И.Перельмана произвел Т.Т.Тайсаев (1981). Она выполнена на основе

изучения геохимических ландшафтов Витимского плоскогорья, Джиндинской и Курбинской горных стран Забайкалья.

Среди семейства таежно-мерзлотных ландшафтов Т.Т.Тайсаевым выделены следующие мерзлотные классы: кислые (H^+), кислые глеевые (H^+ , Fe^{2+}), кальциевые (Ca^{2+}). Классы, как и в умеренном климате, делятся на роды и виды. Родовая дифференциация обусловлена вариациями рельефа, определяющего соотношение механической и водной миграции, глубину промерзания и оттаивания почв и кор выветривания, интенсивность развития и движения курумов, солифлюкционных процессов.

Для таежно-мерзлотных условий выделяют ландшафты кислого класса средних и низких гор и кислого глеевого класса древних денудационных равнин (пенепленов).

5.2.2.1. Таежно-мерзлотные ландшафты кислого класса. Они развиваются на сводовых и блоковых горах, образовавшихся в результате преимущественно умеренных неотектонических (неоген-четвертичных и четвертичных) поднятий и распространены в пределах хребтов Цаган-Хуртэй, Икатский, Черского, Станового нагорья, Зачинойской горной страны и др. К этим ландшафтам относятся водоразделы Заза-Кыджимитский, Заза-Еравненский, Чита-Ингода-Арахлейский и другие; также ландшафты островных гор и горнодолинного рельефа вдоль врезанных долин Витима, Олекмы, Кыджимита, Кинды, Хилка, Читы и т.д. Абсолютные отметки рельефа варьируют от 1100 до 1700 м, а относительные – от 350 до 500 м. Ландшафты средних и низких гор распространены на обширных пространствах в Прибайкалье, Забайкалье, Юго-Восточном обрамлении Сибирской платформы и т.д.

Таежно-мерзлотные ландшафты кислого класса образуются на древних метаморфических, преимущественно гнейсовых и песчано-сланцевых толщах, палеозойских и мезозойских гранитоидах, фанерозойских осадочно-вулканогенных породах. Здесь хорошо выражен промывной режим почв, кор выветривания и склоновых отложений. Заболачивание развито слабо. Границы мерзлоты к концу лета находится ниже почвенного слоя (до 1,0-1,5 м, реже - более). Все это обеспечивает устойчивый доступ атмосфериллий и сочетание физического и физико-химического выветривания в окислительной обстановке (рис.16).

Растительность – горные редкостойные лиственничные леса с редколесьем и подлеском с преимущественным развитием рододендрона даурского, а в предгорьях горно-долинных ландшафтов – различные кустарники, береза и лиственница. На южных склонах гор и водораз-

дельных хребтах преобладают сосновые, сосново-лиственничные леса с фрагментарно распространенными кедровниками.

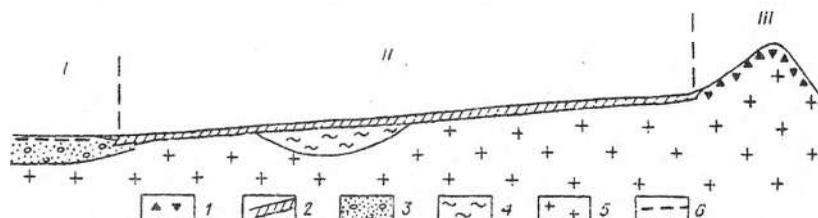


Рис. 16. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов и рыхлых отложений таежных ландшафтов Витимского плоскогорья. Северный склон горы Шиина на междуречье Холой - Дымшикта [Тайсаев, 1981]:

1 - курумы (глыбы, щебень); 2 - солифлюкционные и делювиально-солифлюкционные оглеенные отложения (щебенистые суглинки, дресва с погребенными почвами); 3 - пролювиально-аллювиальные отложения (галечники, пески, суглинки); 4 - палеогеновая (?) каолининовая кора выветривания; 5 - граниты палеозоя; 6 - кислородно-сорбционный барьер - железистые осадки. Геохимические ландшафты: I - низинное болото с кислым глеевым классом (дно долины); II - мерзлотная тайга с кислым глеевым классом (выположенный склон-педимент); III - мерзлотная тайга с кислым классом (останцевая гора)

Значительно преобладает автономный ландшафт кислого класса с подзолистыми и мерзлотно-таежными почвами. Подзолистые почвы развиты незначительно. Они вкраплены среди мерзлотно-таежных на участках склоновых отложений и представлены аллювиально-железистыми разновидностями, кислыми (рН 5,5-6,0) по всему профилю [Тайсаев, 1981]. Для этих почв характерны хлорит, вермикулит, реже встречаются гидрослюда, гидроокислы железа, еще реже - каолинит, скрытокристаллический кремнезем, что свидетельствует о ранних стадиях физико-химического выветривания.

Особенностью таежно-мерзлотных почв является яркая охристая окраска верхнего железистого горизонта, мощность которого составляет 20-30 см. Н.А.Ногина в 1964 г. установила, что относительно высокие содержания Fe в верхних горизонтах в результате его накопления в атмосферной гидроксидной фазе, высокоподвижные формы гумуса с преобладанием фульвокислот, обилие коллоидных форм отличают эти почвы от подзолистых. По Т.Т.Тайсаеву (1981), весь профиль почв имеет рН 5,0-5,5.

Особенностью таежно-мерзлотных ландшафтов среднегорья является ожелезнение почв, выражающееся в широком развитии подвиж-

ного железа, которое мигрирует в железо-органических соединениях или в форме бикарбонатов и сульфатов. Этот процесс наблюдается не только в районах Центрального и Северного Забайкалья, но также в арктической тайге Севера и Северо-Востока страны. Верхние части почвенного слоя почв содержат в 2,5-4 раза больше подвижного Fe, чем нижние [Макеев и др., 1968].

Миграционная способность подвижных форм железа при отрицательных температурах, особенно в осенне-зимнее время резко уменьшается вследствие вымораживания воды из почвогрунтов, дегидратации соединений железа и осаждения его в виде гидроксидов в почвах. По данным Т.Т.Тайсаева (1981), подвижное железо выносятся из почв надмерзлотными водами в заболоченные пади и осаждается в виде гидрооксидов. Их скопления создают сорбционные барьеры, на которых осаждаются такие элементы, как золото, медь, серебро и другие.

Кроме того, в почвах таежно-мерзлотных ландшафтов происходит кислое выщелачивание. Атмосферные воды, просачиваясь через почвы, обогащаются органическими и слабыми минеральными кислотами, выносят химические элементы, переходящие в подвижные формы при разложении органических веществ и минералов из гумусового и подзолистого горизонтов в иллювий. В нем, как на гидроксидном барьере, накапливаются железо, марганец, алюминий, магний, натрий, калий, сера, фосфор. При этом происходит смена сильноокислой реакции (рН 4,2-5,0) на слабоокислую (рН 5,0-6,5). Этот процесс хорошо иллюстрируют геохимические данные Т.Т.Тайсаева о том, «...что верхние горизонты подзолистых почв Витимского плоскогорья резко обеднены марганцем, медью, цинком, молибденом и никелем. Накапливаются эти элементы в иллювиальном горизонте на глубине 35-50 см» [Тайсаев, 1981, с.58].

Минерализация речных и ключевых вод таежно-мерзлотных ландшафтов кислого класса составляет лишь 30-80 мг/л, что позволяет относить их к ультрапресным. По составу они гидрокарбонатно-кальциевые слабокислые (рН 6,0-6,4) с низким содержанием органических соединений и слабой окисляемостью (1-2 до 7-10 мл O_2 /л). Надмерзлотные воды водоразделов, склонов и долин различаются по минерализации, главным типохимическим элементам и окислительно-восстановительным условиям (табл.14).

Надмерзлотные воды имеют преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый состав, иногда гидрокарбонатно-натриевый. Они содержат мало органики при окисляемости 2-5 мг/л O_2 . Железо нехарактерно.

Особенности вод среднегорных таежно-мерзлотных ландшафтов

Воды	Класс, типохимические элементы	Минерализация, г/л	pH	Особенность состава, мг/л
Речные	Гидрокарбонатно-кальциевые Ca^{2+} - HCO_3^-	30-80	6,0-6,4	$\text{Fe} < 0,1$; SiO_2 - 8-12; Mn - 0,02
Надмерзлотные на водоразделах на склонах	Ca^{2+} - HCO_3^- , Na^+ - HCO_3^- Na^+ - Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+	20-25 40-60	6,0-6,5	CO_2 - 15-20; SiO_2 - 14
в днищах падей и речек	Глеевые кислоты, H^+ Fe^{2+}		4,2-5,0	Много органики
Трещинно-жильные	Ca^{2+} , Na^+ - HCO_3^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} - HCO_3^{2-}	40-200	5,6-7,6	F - 0,2-1,2; Rn - 15-20 эман

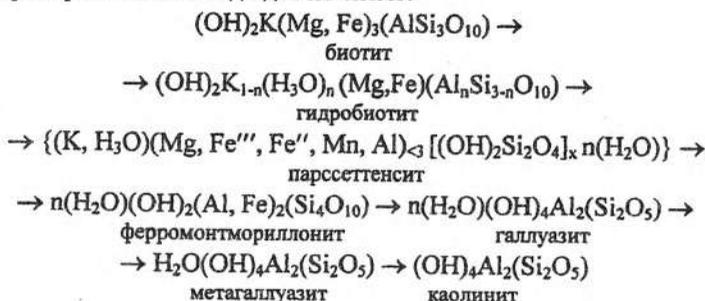
Сопряженные с элементарным элювиальным ландшафтом водоразделов и склонов ландшафты днищ долин характеризуются водами кислого глеевого класса.

Существенно различаются автономные ландшафты на карбонатных (доломиты, известняки) и гранитных породах. В первых развиты ландшафты кальциевого или кальций-магниевого класса. Почвы здесь дерново-карбонатные с pH 6,9-7,5. Они содержат свободную углекислоту. Биологическая активность их высока в связи с более мощным, чем на кислых почвах, гумусовым горизонтом. Развитый на карбонатных почвах окислительный барьер препятствует выносу органических соединений и слабоподвижных мигрантов, которые осаждаются на охристом иллювиальном горизонте. В рудных провинциях он обогащен медью, цинком, свинцом, оловом и барием. В этих условиях надмерзлотные воды днищ падей и речек сильнее минерализованы (140-160 мг/л) и имеют гидрокарбонатно-кальциевый или кальциево-магниевый состав при pH 7,2 [Тайсаев, 1981]. В подчиненных ландшафтах на карбонатных породах воды относятся к кальциевому глеевому классу. Здесь нередко развиваются горизонты торфов, играющие роль восстановительных барьеров, на которых высаживаются железо, марганец, мышьяк, медь, цинк, серебро, золото и др.

На гранитах и терригенных породах формируются геохимические ландшафты Са-На кислого класса (Ca , Na - Cl , HCO_3^-) и переходные к слабощелочным (pH 7,2) почвенным растворам с CO_2 в виде HCO_3^- . Надмерзлотные воды ультрапресные (30-50 мг/л) и содержат органику, железо (до 9,1-0,5 мг/л).

Для среднегорных таежно-мерзлотных ландшафтов обычна вертикальная зональность. Она отображает сопряженность элементарных ландшафтов и генетических типов склоновых отложений. Здесь тесно связаны особенностями миграции склоновые, гольцовые, подгольцовые, таежные и долинные ландшафты (табл.15).

Особенностью среднегорных таежно-мерзлотных ландшафтов рудных провинций является широкое развитие двухуровневой зоны окисления. К древней относится повсеместная лимонитизация. Лимониты (смесь гидроксидов железа – гетита $FeOOH$, гидрогетита $FeOOH \cdot nH_2O$, лепидокрокита $FeOOH$) содержат примеси гидроксидов марганца (псиломелана $(Ba(Mn^{2+}Mn^{4+})_5O_{10}(H_2O)_{-2})$, вада и др.) и тесно связанные с ними карбонаты свинца (церуссит $PbCO_3$) и цинка (смитсонит $ZnCO_3$), меди (малахит $[CuCO_3 \cdot 2Cu(OH)_2]$) и азурит $[2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2]$, а также золото и серебро, барит ($BaSO_4$) и т.д. Она тесно связана с процессами образования древней коры выветривания, которая характеризуется широким развитием окисленных и гидратированных слюд, превращенных в гидрослюды, вермикулит и монтмориллонит. Преобразование слюд идет по схеме:



Периодизация формирования зоны окисления, синхронной с корой выветривания на примере Удоканского месторождения меди, находящегося в гольцовой зоне с абсолютными отметками 1200-2180 м, дана в табл.16.

Таблица 15

Зональность сопряженных элементарных гольцово-таежных ландшафтов

Элементарные ландшафты	Ландшафтные зоны	Отложения	Части сопряженного рельефа	Геохимические особенности
Автономные	Гольцовые	Курумы	Плосковершинные водоразделы	Механическая суффозия, вымывание меди, молибдена, марганца и др.
- элювиальные	Подгольцовые	- « -	Верхние части склонов	Вынос в растворенном состоянии и в виде суспензий
- трансэлювиальные	Таежные	Курумово-солифлюкционные Солифлюкционные	Склон	В рыхлых отложениях преобладают глинистые минералы. В деятельном слое выщелачивание Mo, Cu, Zn, U, F. Почвы ожелезненные, торфянисто-глебевые. Воды ультрапресные, минерализация - 25-35 мг/л, гидрокарбонатно-натриевые, pH 6,0-6,2
Подчиненные	Таежно-болотные	Продукты аккумуляции склоновых отложений	Днища долин и падей	Почвы торфяно-железистые. Воды гидрокарбонатно-натриевые, 250-300 мг/л, Fe 2-3 мг/л. Совмещенные био- и кислородно-сорбционные барьеры с гидроксидами Fe, сорбирующими Pb, Zn, Cu, Ba, Mn.

Таблица 16

Периодизация формирования зоны окисления
Удоканского месторождения

Геологическое время	Процессы	Тип зон гипергенеза
Начало верхнего плиоцена	Завершение формирования поверхностей выравнивания	Древняя монтмориллонитовая кора выветривания с зоной окисления нормального профиля
Конец верхнего плиоцена – средний плейстоцен	Орогенная активизация, эрозионные процессы	Эрозия древней коры выветривания, формирование сульфатов, карбонатов, окислов и гидроокислов
Верхний плейстоцен - голоцен	Уменьшение орогенной активизации и эрозионных процессов. Развитие горнодолинного зырянковского оледенения и формирование криозоны	Формирование существенно сульфатной зоны гипергенеза с основными сульфатами, содержащими кристаллогидратную воду

В современной зоне криоминералогенеза в пределах площадей распространения рудных месторождений надмерзлотные воды находятся на глубинах 1-1,5 м. Они чаще всего имеют гидрокарбонатно-кальциевый, реже – гидрокарбонатно-натриевый состав и довольно высокую минерализацию 230-900 мг/л при содержании железа 2-3 мг/л, с рН 7,2-7,4 или сульфатные с широко варьирующим содержанием иона SO_4 . Для надмерзлотных вод Ульдзутуевского полиметаллического месторождения Т.Т.Тайсаев (1981) приводит концентрацию SO_4 в пределах 60-150 мг/л. Для жилы Юрасовской Ирокиндинского месторождения золота Н.В.Нестеров (1985) приводит содержание SO_4 в пределах 2,4 - 300 мг/л, но в отдельных местах оно чрезвычайно высокое и достигает 190,4 г/л. Эти растворы нередко даже при отрицательных температурах не замерзают и просачиваются по трещинам в толще многолетнемерзлых пород, образуя на геохимических барьерах скопления сульфатов, таких как фиброферрит, в отличие от лимонитов, содержащий как трех-, так и двухвалентное железо. В этих условиях мигрируют переохлажденные рассолы с температурой до $-10^{\circ}C$ и минерализацией до 35-140 г/л.

В этих условиях активно переносятся многие химические элементы (табл.17). Это прежде всего цинк, свинец, медь, никель, ванадий, сурьма, серебро.

Фоновые и аномальные концентрации рудных элементов
в надмерзлотных водах Ульдзутуйского месторождения, мкг/л [Тайсаев, 1981]

Элемент	$C_{\text{ф}}$	$C_{\text{а}}$	C_{max}
Zn	8,5	30	300
Pb	0,5	3,0	30
Cu	0,15	1,5	5,0
Ni	0,25	8	300
V	0,55	10	100
Sb	1,0	15	20
Ag	0,03	0,4	10

Примечание: $C_{\text{ф}}$, $C_{\text{а}}$, C_{max} – содержание соответственно фоновое, аномальное, максимальное.

Почвы в пределах рудных полей относятся к горно-мерзлотно-таежному типу. Чаще всего – это поверхностно-ожезненные и красные железистые их разновидности. Они редко образуют сплошной покров. В их профиле хорошо выделяется иллювиальный ожезненный охристо-бурый слой. В таких почвах аномальные содержания свинца составляют (в мас.%) 0,01, цинка – 0,05 и марганца – до 1, молибдена – 0,0003-0,003, меди – 0,002-0,07. При этом для всех элементов преобладают подвижные формы, развитые преимущественно в верхних горизонтах почв. Щебнисто-глинистая кора выветривания также содержит подвижные формы элементов, которые активизируются в теплое время года. В июне-августе наблюдаются тонкоигольчатые, мелкокристаллические белые, желтые, серые, голубоватые налеты гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), квасцов $[\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}]$, халькантита ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), мелантерита ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). В периоды дождей они легко размываются и исчезают. Вследствие этого грунтовые воды периодически обогащаются цинком, медью, молибденом, железом и выносят их, образуя вторичные ореолы рассеяния. В пределах развития рудных месторождений гольцовых, подгольцовых и склоновых таежно-мерзлотных ландшафтов растения содержат повышенные концентрации меди, цинка, свинца, марганца и других элементов. По данным ряда исследователей коэффициенты биологического поглощения свинца и цинка составляют соответственно 5-6 и 40-60 [Тайсаев, 1981]. В золе лиственницы содержания свинца достигают 0,1-0,3%, цинка – 0,5%, меди – 0,05%. Это позволило использовать аномалии в накоплении рудных элементов растениями для разработки критериев и методов поисков рудных месторождений. Нередко в подпочвенном слое, а также на поверхности трещин в подстилающих его рыхлых породах летом наблюдаются выпоты, тонкие корочки, натечи

различных сульфатов, представленных чаще всего гипсом, квасцами ($KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$) и белыми сульфатами железа, например роценитом ($FeSO_4 \cdot 4H_2O$). Эти явления характерны для среднегорных таежно-мерзлотных ландшафтов долин крупных рек (Витим) и их притоков на территории рудных провинций, где месторождения, богатые сульфидами, перекрыты рыхлыми отложениями, дренирующимися водными потоками. Примером такой ситуации является интенсивное сульфатообразование в надпочвенном слое косослоистых неогеновых песков со стволами кедра, в левом борту долины р.Холой в 700 м выше его впадения в Витим. Здесь на протяжении около 200 м в светло-серых песках в верхней их части, особенно в ореолах стволов окаменевших кедров, встречаются обильные выпоты и натеки белых и светло-желтых сульфатов, устойчивых в сухое время года. Образование их связано с выходом на дневную поверхность обогащенных сульфат-ионом, Ca^{2+} и Fe^{2+} трещинных вод, омывающих содержащих пирит зоны окварцевания и пояса даек гибридных лампрофиров. Интересно, что в квасцах обнаружены аномально высокие примеси цинка и серебра. Если учесть, что минералы группы квасцов и алуниита широко развиты в надрудных частях малоглубинных месторождений золота и серебра (Белогорское в Амурской области, Зодское в Армении и др.), следует предположить, что мерзлотные ландшафты с сульфатами железа и алюминия в подпочвенном горизонте могут быть прямыми признаками скрытого на глубине оруденения.

5.2.2.2. Таежно-мерзлотные ландшафты кислого глеевого класса. Рассматриваемые ландшафты развиты преимущественно на территориях со слабо проявленными неотектоническими движениями. Они относятся к областям древних денудационных равнин – пенепленов. Наиболее типичным их примером является Витимское плоскогорье в Забайкалье. Для них характерен слабо расчлененный холмистовувалистый низкогорный рельеф с абсолютными отметками 950-1200 м и относительными превышениями от первых десятков метров до 2000 м [Тайсаев, 1981]. Развиты они также на плоских водораздельных пространствах в Байкальской горной области, в Джидинской горной стране, в Восточном Саяне и других горных сооружениях с широкими пенепленезированными водоразделами. Нередко они бронированы покровами базальтов миоценового возраста.

В пределах этих плоских водораздельных равнин, рыхлые осадочные отложения в которых имеют мощности от 2-3 до 70 м, находятся реликты гидрослюдистых, монтмориллонитовых, монтмориллонит-

каолинитовых древних кор выветривания и зон окисления сульфидных месторождений. Мощность их 10-50 м, редко – более. Древние доледниковые зоны окисления развиты на колчеданно-полиметаллических, золоторудных и молибденовых месторождениях.

Многолетняя мерзлота образует над коренными породами неглубокозалегающий (0,5-1,5 м) водоупор, обеспечивающий вследствие слаборасчлененного рельефа условия длительного воздействия надмерзлотных вод, переувлажнение и глубокую гидратацию с интенсивным накоплением органического вещества в болотных водах. Почвы преимущественно мерзлотно-таежные торфянисто глеевые, оглеенные обычные и поверхностно-ожелезненные с мощным торфянистым горизонтом [Тайсаев, 1981]. На таких почвах развиты листовничные заболоченные леса с ерником и рододендром даурским в подлеске и с ерниковыми и травяно-моховыми болотами.

Воды таежного кислого глеевого класса содержат многие химические элементы при относительно низких их концентрациях. Химическое выветривание происходит при существенной роли биогеохимических процессов. Последние характеризуются существенной ролью фульвокислот, концентрации которых в 5-10 раз превышают гуминовые кислоты. Общее содержание гуминовых кислот достигает 25-40 мг/л. В связи с низкой (2-4°C) температурой надмерзлотных вод окислительные процессы несмотря на высокие содержания растворенного кислорода, замедлены.

Фульвокислоты, образуя комплексы с металлами, растворимыми в воде, способствуют их активной миграции. По данным Т.Т.Тайсаева (1981), коэффициенты водной миграции элементов в таежных ландшафтах с кислым глеевым классом варьируются в следующих пределах (табл.18).

Таблица 18

Коэффициенты водной миграции элементов в водах кислого глеевого класса, Витимское плоскогорье. Составлена по данным Т.Т.Тайсаева (1981)

Группа по интенсивности миграции	Элемент	K_x
Сильная миграция	As, F, Mo, Zn, Ca, Mg	20,0-2,0
Средняя миграция	Mn, Si, Fe, Cu, Pb	1,0-0,3
Слабая миграция	Ga, Be	$\leq 0,1$

Как видно из табл.18, наиболее подвижны в таежно-мерзлотных ландшафтах кислого глеевого класса мышьяк, фтор, молибден, цинк, кальций и магний. Железо подвижно только в двухвалентной форме. Воды этих ландшафтов характеризуются относительно низкой минера-

лизацией (25-200 мг/л). При этом она минимальна для подвижных вод рек и надмерзлотных, развитых на увлажненных склонах, но относительно высока в озерных водах, особенно в полях развития покровов базальтов (до 150-710 мг/л) (табл.19).

Воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевым, гидрокарбонатно-магниево-кальциевым, гидрокарбонатно-натриево-кальциевым с содержанием кремнезема в пределах 1-20 мг/л и железа 0,1-1,5 мг/л (табл.19). Окисляемость вод, как видно из табл.19, преимущественно находится в пределах 8-20 мг O_2 /л, уменьшаясь до 1-2 мг O_2 /л в водах рек, долины которых врезаются в платобазальты (Джилинда, Бол.Амалат, Монгой и др.) и повышаясь до 64 мг O_2 /л в водах таежных озер на плоских водоразделах. На склоновых и низинных болотах развиты совмещенные био- и кислородно-сорбционные барьеры, на которых выпадают гидроокислы железа.

Вследствие сильной увлажненности и оглеения почв и рыхлых отложений в автономных и подчиненных ландшафтах, геохимические сопряжения элементарных ландшафтов тайги древних денудационных равнин, несмотря на явные различия в составе вод, характеризуются слабой контрастностью. Большинство ландшафтов относятся к одному – кислому глеевому – классу. В этих условиях наиболее контрастны геохимические ландшафты, различающиеся составом геологического субстрата, историей его развития и геохимической специализацией рудоносных территорий.

Большое значение для перемещения возникающих в этих условиях отдельных фрагментов геохимических аномалий имеет солифлюкция. В сочетании с другими типами склоновых процессов она во многом определяет структуру геохимических сопряжений элементарных ландшафтов. Значительную роль в обеспечении солифлюкционных процессов играет высокая глинистость грунтов, являющихся фрагментами древних кор выветривания. Наиболее характерный пример геохимических сопряжений в таежных ландшафтах приведен на рис.16. Для них типично сочетание низких останцовых гор и широких пологонаклоненных поверхностей-педиментов. На останцовых горах редкие выступы коренных пород окружены курумами и дресвяниками. Древние склоновые отложения (коры выветривания, делювий и др.) перекрыты солифлюкционными образованиями. Здесь геохимически сопряжены автономные ландшафты с кислым классом курумов останцовых гор, древние трансэлювиальные и подчиненные ландшафты с кислым глеевым классом на солифлюкционных склонах и заболоченных днищах долин [Тайсаев, 1981].

Особенности состава вод тунечно-мерзлотных ландшафтов кислого глеевого класса.
Составлена по данным Т.Т. Гайсаева (1981)

Воды	Класс	Состав вод					pH	Окисляемость, мг O ₂ /л
		Элемент и его содержание, мг/л						
		SiO ₂	Fe	Прочие	Органика	Минерализация, мг/л		
Речные - тасжые	Гидрокарбонатно-натриево-кальциевые	10-13	0,3-1,5	-	Заметное количество	25-55	6,0-7,0	8-20
- на плато базальтах	Гидрокарбонатно-магниевые-кальциевые	1-2	> 0,3	-	Мало	160-200	7,1	1-2
Озерные - тасжые	Гидрокарбонатно-кальциевые	-	-	-	Много	70-200	7,2	11-64
- на плато базальтах	Гидрокарбонатно-магниевые-кальциевые, натриево-магниевые	12-20		Св. Zr, Ni	Много	150-710	7,1-7,5	8-10
Надмерзлотные - увлажненных склонов	Гидрокарбонатно-натриево-кальциевые		0,1-0,3	-	--	30-50	-	-
- болотные	Гидрокарбонатно-натриево-кальциевые	13,0	Много	-	Много	100-120	7,6	8-12

На участках относительно глубоко врезаемых в денудационные равнины речных долин сохраняются фрагменты более древнего аллювия, в присклоновых участках перекрытого солифлюкционными отложениями. На межгорных уплощенных водоразделах под ними залегают песчано-гравелитовые водоносные толщи, бронированные платобазальтами. В этих условиях развиваются сопряженные ландшафты с кислым и кислым глеевым классом вод (рис.17).

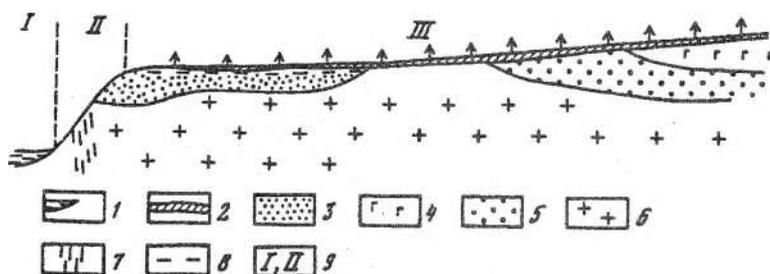


Рис.17. Геохимические ландшафты на участках врез речных долин [Тайсаев, 1981]:

1 - верхнеплейстоценовый аллювий - оглеенные пески, глины; 2 - верхнеплейстоценовые солифлюкционные отложения - оглеенные суглинки со щебнем; 3 - сероцветные миоценовые пески; 4 - миоценовые платобазальты; 5 - нижнемеловые конгломераты и песчаники; 6 - сильно каолинизированные граниты палеозоя; 7 - зоны ожелезнения и омарганцевания с аномалиями свинца, цинка, мышьяка, молибдена; 8 - горизонт ожелезнения.

Геохимические ландшафты: I - болото с кислым глеевым классом; II - убур с кальциевым классом; III - мерзлотная тайга с кислым глеевым классом.

5.3. СТЕПНЫЕ И ПУСТЫННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Как считает А.И.Перельман (1989), в почвах аридных ландшафтов, особенно сухих степей, полупустынь и пустынь, господствует окислительная обстановка с зональным изменением Eh в пределах окислительной среды. В таких ландшафтах окислительно-восстановительная зональность проявляется в смене резкоокислительной обстановки вверху на слабоокислительную внизу. Особенно ярко это выражено в ландшафтах на линейных корях выветривания.

Среди ландшафтов аридных областей широко распространены экосистемы с солеными озерами. Соленые озера подразделяются на со-

довые, сульфатные и хлоридные. В каждом типе существует определенная парагенная ассоциация макро- и микроэлементов. Процесс образования концентраций растворимых солей в результате испарения воды А.Е.Ферсман предложил называть галогенезом. Продукты галогенеза В.М.Гольдшмидт назвал эвапоритами. Они распространены на 1/3 поверхности материков.

Важнейшими галогенными системами на континентах являются соленые озера и засоленные почвы (солончаки и солонцы). Они распространены в различных широтах – от лесостепей (в том числе в зоне развития многолетнемерзлых пород, например, в Якутии, Забайкалье, Западной Сибири, Канаде), степей (Северный и Центральный Казахстан, Забайкалье и др.) до пустынь.

Изменение окислительно-восстановительной обстановки может быть связано с сезонными изменениями температуры, аэрации и обводненности. Например, в черноземах большую часть года преобладает окислительная обстановка по всему профилю, но в отдельные периоды, особенно в застойных условиях, разложение органических веществ идет в восстановительных или в менее окислительных условиях в зависимости от аэрации. Для каштановых почв характерна более окислительная среда, чем в черноземах, но и в них в отдельные периоды возможна смена на менее окислительные, а иногда и восстановительные условия.

В целом, для рассматриваемых ландшафтов характерно преобладание окислительных щелочных условий, которые в полях развития содовых озер и солончаков могут меняться на слабовосстановительные (глеевые) и сероводородные, а в рудоносных провинциях – на окислительные сернокислотные.

5.3.1. Степные ландшафты

Биологический круговорот в степях отличается небольшой емкостью (3,5 т/га), но большой скоростью (прирост и опад составляет 35-55% от биомассы). В почвах накапливается много гумуса.

5.3.1.1. Сухие степи. В сухих степях преобладает ландшафт Са-На-класса. Для растительности и почв степей характерно повышенное содержание серы в виде сульфоорганических небелковых соединений, или алиливых (горчичных, чесночных) масел, генерируемых широко распространенными дикими формами чеснока и лука.

В степных травах содержится много водных мигрантов: в злаках и бобовых – 7-10%, в полынях и сухих солянках – до 20%. Зола бобо-

вых содержит до 15-40% K_2O и 12-30% CaO , злаков – 50-60% SiO_2 , солянок – Cl, Na, S.

Луговые степи характеризуются кальциевым классом водной миграции. Ряд биологического поглощения здесь следующий:

A_x	10n	n	n-0,n	0,n-0,0n
Элементы	Cl, S, P	K, Mg, Ca	Si, Mn	Al, Fe, Na

5.3.1.2. Луговые степи с содовым классом водной миграции.

Луговые степи с содовым классом водной миграции (содово-солонцовые ландшафты) типичны для степей юго-восточного Забайкалья, Кулундинской, Барабинской и Прикаспийской депрессионных зон. Формирование таких ландшафтов связано с засолением и рассолением. Эти условия развиваются в поймах степных рек, по берегам соленых озер, для которых характерно сезонное и другие ритмичные колебания уровня грунтовых вод в связи с паводками (весенними и летними) и засушливым сезоном. Имеет значение также и водная миграция на пологих склонах, промываемых слабо минерализованными водами бокового стока.

При подъеме даже сравнительно слабоминерализованных сульфатно-натриевых вод по капиллярам в почву обеспечивается вхождение некоторого количества Na в поглощающий комплекс (П):

$П = Ca^{2+} + 2Na^{+} + 2SO_4^{2-} \rightleftharpoons П = 2Na^{+} + Ca^{2+} + SO_4^{2-}$ [Перельман, 1966].

Последующее промывание во время паводка или сезона дождей приведет к рассолению и выносу части сульфатов натрия и кальция. Однако часть Na останется в поглощающем комплексе. Следующие этапы засоления приведут к поглощению новых порций Na^{+} или Ca^{2+} в поглощающий комплекс. В результате значительная часть почвенного поглощающего комплекса будет засолена с образованием солонцов.

При снижении уровня грунтовых вод происходит вымывание солей и рассоление солончаков с образованием почв и ландшафтов сухих степей. Соли Na вымываются интенсивнее, чем Ca. Особенно это касается гипса. Он нередко сохраняется в нижних горизонтах степных ландшафтов. Присутствие его в этом случае не оказывает вредного воздействия на биологический круговорот.

Для степных ландшафтов с содовым классом миграции типичны бессточные озера, аккумулярующие соли, вынесенные из окружающих автономных ландшафтов. Их геохимический тип определяется пятью важнейшими факторами:

1) геологическим строением, определяющим поступление в озеро химических элементов, вымываемых из горных пород бассейна его питания;

2) климатическими условиями, определяющими испарительный процесс;

3) возрастом озера и его геохимической эволюцией;

4) поступлением химических элементов из эндогенных источников;

5) процессами деятельности живого вещества.

Содовые озера относятся к экстремальным экосистемам, и в них биота представлена эндемиками, среди которых преобладают микроорганизмы. Они активно участвуют в различных процессах трансформации веществ, в том числе редукции сульфатов. Активная деятельность сульфатредуцирующих бактерий в содовых озерах отмечалась еще в 1932 г. Исаченко и другими. Широкое распространение сульфатовосстанавливающих бактерий установлено и в содовых озерах Забайкалья. Соленость их достигает 0,3-10 г/л при pH 8,5-10,34. Основная масса бактерий функционирует в илах. Концентрации их достигают 10 тыс. клеток в 1 мл [Е.Ю.Абидуева, Б.Б.Намсараев, 1999].

Как видно из табл.20 состав и свойства воды типичных гужирных (содовых) озер сухих степей Забайкалья широко варьируют при относительном постоянстве pH (9,7-10,1), обусловленной преимущественным сульфатно-бикарбонатно-натриевым составом растворенных солей. Для микробиоты этих озер характерно широкое развитие не только и не столько сульфатредуцирующих бактерий, сколько резко преобладающих аминолитиков и сапрофитов. Развитие сульфатредуцирующих бактерий определяется растворенным кислородом, сдерживающим их популяцию, и концентрацией сульфат-иона. При низких его содержаниях в присутствии кислорода деятельность их будет сдерживаться.

Вода степных озер имеет нейтральную или щелочную реакцию, насыщена CaCO_3 , и поэтому тонкие механические частицы карбоната кальция, приносимые поверхностным стоком, не растворяются и осаждаются на дно. Для озерного ландшафта характерна его высокая контрастность и гидрокарбонатно-кальциевые воды.

Таблица 20

Характеристика воды и сапрофитных микроорганизмов в гужирных озерах Забайкалья. Составлено по данным Т.Г.Банзаровой, Д.Д.Бархутовой и Е.Б.Матюгиной (1999)

Озеро	Характеристики воды				Биота	
	Eh, мВ	pH	минерализация, мг/л	растворенный кислород, мг/л	физиологическая группа	концентрация, кл/мл
Малое Гужирное	180	10,1	400	6,4	Сапрофиты	5000000
					Амилוליтики	8240000
					Сульфатредуцирующие	1000
Большое Гужирное	226	9,7	2400	4,1	Сапрофиты	70000
					Амилוליтики	8680000
					Сульфатредуцирующие	1000

Для содовых озер типичны высокие концентрации растворенного Na, а в осадках – Na_2CO_3 , NaHCO_3 , NaCl , Na_2SO_4 . Ионы этих солей находятся и в грунтовых водах. В сухое время эти соли осаждаются на поверхности почв в виде белых корок. В XVIII-XIX вв. и в первой половине XX в. осадки содовых озер интенсивно обрабатывались. Добывалась поваренная соль, сода и сульфат натрия на Доронинском, Борзинском и других озерах. Коллоиды в почвах содержат много обменного натрия. Растения также содержат значительное количество солей натрия, реже – калия. Осадки, обогащенные Na, S, Cl, развеваются ветром, обогащая ими воздух. Все это дает основание считать эти элементы типохимическими не только собственно озерных ландшафтов, но и в соподчиненных с ними. Щелочная среда обуславливает легкую окисляемость многих элементов с образованием их подвижных кислородных анионов SeO_4 , TeO_4 , CrO_4 . Поэтому в степях Se, Cr, Te мигрируют в грунтовых водах более энергично, чем в ландшафтах влажного климата [Перельман, 1966].

Определенный вклад в развитие геохимических процессов в степных ландшафтах Забайкалья вносит островная мерзлота.

5.3.1.3. Степные ландшафты с сернокислым классом водной миграции. Некоторыми особенностями обладают степные ландшафты с сернокислым классом водной миграции. Они характерны для рудноносных провинций. В степях в связи с глубоким проникновением кислорода и высокими летними температурами создаются благоприятные условия для формирования мощных зон окисления. Ранние этапы фор-

мирования зоны окисления характеризуются широким развитием сульфатов. Воды верхних горизонтов таких ландшафтов вблизи рудных тел вследствие образования серной кислоты при окислении сульфидов имеют кислую реакцию. Но по мере образования сульфатов и смешения с грунтовыми водами они усредняются. Значительная часть металлов на глубоких горизонтах, где господствуют сульфиды при дефиците кислорода, осаждается в зоне гипергенных сульфидов или самородных форм металлов. В зависимости от геохимической специализации рудных районов развиваются руды и виды ландшафтов с преобладанием тех или иных элементов – меди, свинца и цинка, марганца, железа и т.д. Особенно интенсивна деятельность сернокислотных вод на разрабатываемых сульфидных месторождениях (рис.18).

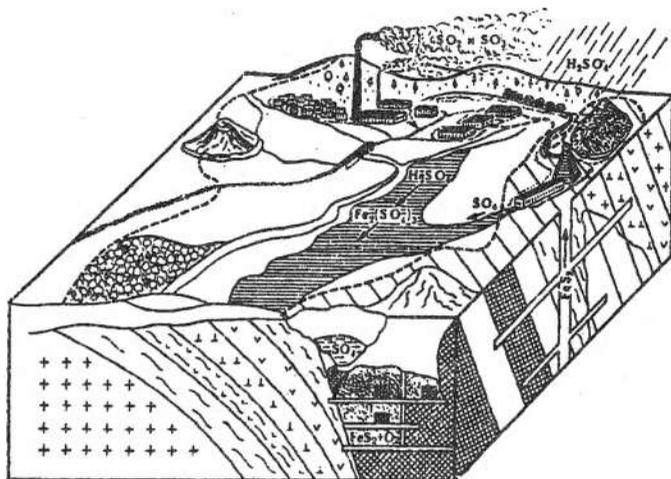


Рис.18. Сернокислый ландшафт (по В.Г.Прохорову [см.: Перельман, 1989])

5.3.1.4. Мерзлотные степи. Степные ландшафты зоны развития многолетней мерзлоты подразделяются на два семейства: *убуры – сухие степи на горных склонах* и *луговые степи межгорных впадин* [Тайсаев, 1981]. Они относятся в основном к кальциевому классу водной миграции.

Лугово-черноземные степи распространены в широких межгорных впадинах. Рельеф обычно равнинный, слабо всхолмленный, холмисто-увалистый. Эти степи развиты на разновозрастных вулканогенно-осадочных, метаморфических породах и гранитоидах, перекрытых ме-

зо-кайнозойскими отложениями и на древних корках выветривания. Для лугово-черноземных степей характерны мерзлотные одноименные почвы, верхние горизонты которых обогащены кальцием, магнием, фосфором, серой. Под гумусовым горизонтом развит иллювиальный мучнисто-карбонатный слой, постепенно переходящий к карбонат-содержащей коре выветривания. Повышенные содержания кальция и магния обуславливают слабощелочную или нейтральную реакцию почвенных вод, неподвижность гумуса и способствуют его накоплению в почве.

Растительность лугово-черноземных степей относится к разнотравно-злаковым и злаковым сообществам с участием полыни и карликовой караганы. Рудные элементы в нейтральных и слабощелочных условиях в присутствии гумуса слабоподвижны. Поэтому происходит их накопление с образованием вторичных ореолов меди, свинца, стронция, иногда — мышьяка, цинка, молибдена. Наиболее контрастны они в зонах милонитизации, на остаточных корках выветривания в рудоносных провинциях.

На низких пойменных террасах, в мелких котловинах и других пониженных местах, представляющих собою подчиненные субаквальные ландшафты, концентрируются приносимые боковыми стоками легкорастворимые соли. Среди них наиболее распространены хлориды и сульфаты натрия и магния. Здесь развиваются луговые солончаки — хужиры с выпотами гипса, эпсомита ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), поваренной соли. На испарительных геохимических барьерах образуются тонкодисперсные концентрации солей стронция, молибдена, лития, фториды и иодиды. Концентрации вышеперечисленных элементов в почвах, хужирах и водах образуют положительные геохимические ландшафтные аномалии.

В связи с ветрами в весенний период, когда снега уже нет, в результате ветровой эрозии на большие расстояния развевается песок, а с ним и тончайшая пыль гипергенных минералов натрия, кальция, магния, включая галогениды, сульфаты, карбонаты.

Как и в южных степях с островной мерзлотою, где широко развиты содовые озера, в зонах развития мерзлотных степей межгорных котловин, трассируя зоны разломов, преимущественно на слабо приподнятых всхолмленных равнинах, выделяются системы относительно крупных озер. Особенно характерны они для площадей водосбора в истоках крупных рек в Забайкалье. Примерами их являются системы Еравненских и, частью, Арахлейских озер. Однако их нельзя рассматривать как чисто степные, так как берега их, особенно Арахлейских озер, представляют собою субравнинные зоны редколесной смешанной тайги.

Наибольшая ширина достигает не более 20 км. В основном – это пресные озера с минерализацией 0,1-0,2 г/л, а в мелководных – до 1,0 г/л. Воды их гидрокарбонатно-кальциево-натриевые, натриево-магниевые. Озера периодически мелеют, частью засыхают.

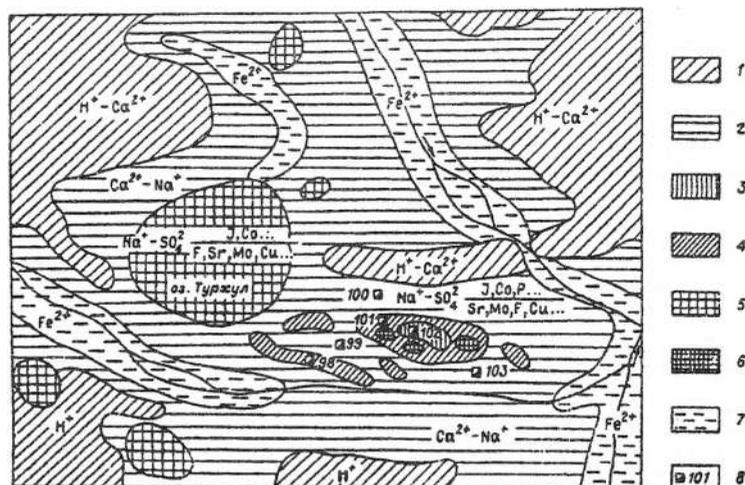


Рис. 19. Карта геохимических ландшафтов мерзлотной степи и лесостепи [Тайсаев, 1981]:

1 - лиственнично-березовые колки: кислого (H^+) и переходного от кислого к кальциевому ($H^+ - Ca^{2+}$) классу на нижнемеловых аргиллитах и сланцах; 2 - лугово-черноземные солонцеватые степи кальциево-натриевого ($Ca^{2+} - Na^+$) класса на нижнемеловых аргиллитах и сланцах; 3 - луговые солонцы сульфатно-натриевого ($Na^+ - SO_4^{2-}$) класса на верхнечетвертичных делювиально-пролювиальных суглинках; 4 - соровые солончаки (солонцы?) соленосного ($Na^+ - Ca^{2+} - SO_4^{2-} - Cl^-$) класса на верхнечетвертичных делювиально-пролювиальных суглинках, глинах; 5 - сульфатно-натриевые озера; 6 - сульфатно-натриевые озера в бессточной котловине урочища Турхул; 7 - долинные осоковые болота с кислым глеевым ($H^+ - Fe^{2+}$) классом на современных аллювиально-пролювиальных суглинках, песках; 8 - ландшафтно-геохимический разрез и его номер

В рудных провинциях наблюдаются содовые озера с минерализацией 3,0-4,0 г/л. Воды некоторых из них богаты йодом (например содовое оз.Аршан в системе Еравнинских озер с минерализацией 3,0-3,5 г/л, 120 мкг/л йода, с метровым слоем черного ила, который местными жителями используется для лечения различных болезней) [Тайсаев, 1981]. Подобное озеро Угдан известно и к западу от Читы. В советское время здесь действовал всесоюзный курорт.

В мерзлотных степях, где развиты гумусовые почвы, препятствующие миграции многих химических элементов, а также в силу процессов высаливания и летнего испарения возникают ландшафты с резко контрастными содержаниями токсических элементов. Для таких ореолов характерны высокие содержания молибдена, фтора, стронция, лития и дефицит йода, кобальта, фосфора (рис.19). Это усугубляет развитие специфических заболеваний домашних животных зобом, флюорозом, артрозами, алиментарной остеодистрофией и др.

Сухие горные степи кальциевого класса, или убуры, относятся к особым степным ландшафтам. Они выделены и описаны М.Н.Мельхеевым (1969). К убурам или убурым урочищам относят безлесные южные солнечные склоны гор или безлесные поляны на крутых сухих безлесных или редколесных склонах субширотных речных долин в пределах древних денудационных равнин (рис.20). Убуры широко развиты в долинах крупных рек Забайкалья и Прибайкалья. Они имеют много общего со степями межгорных впадин Центрального и Восточного Забайкалья. Н.А.Ногина (1964) пришла к выводу о том, что горные степи-убуры являются реликтами обширных степей широких поверхностей выравнивания, покрытых степной растительностью. В результате неотектонических процессов, приведших к омоложению рельефа, приподнятые части степи постепенно замещались тайгой.

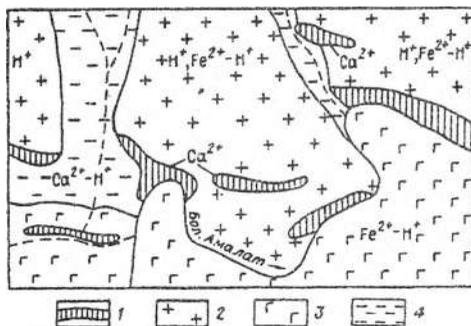


Рис.20. Убуры среди таежных ландшафтов в долине р.Бол. Амалат [Тайсаев, 1981]:

1 - убуры кальциевого класса на гранитах и базальтах; 2 - таежные горно-долинные ландшафты кислого (H^+) и кислого глеевого ($Fe^{2+} - H^+$) класса на гранитах; 3 - лугово-болотные ландшафты кислого глеевого ($Fe^{2+} - H^+$) класса на долинных базальтах; 4 - луговые ландшафты переходного от кислого к кальциевому ($H^+ - Ca^{2+}$) классу на подпрудных пролювиально-делювиальных отложениях падей

Убуры развиты на дресвяно-щербнистой коре выветривания и склоновых отложениях, мощность которых составляет 0,3-0,7 м. Коренные породы представлены вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями, гранитоидами, кристаллическими сланцами. Из-под неоген-четвертичных рыхлых отложений в полях развития убуров в эрозионных врезках и плащевидных оползнях нередко обнажаются древние коры выветривания, линейные зоны окисления, омарганцевания и ожелезнения. В профиле почв и коры выветривания на убурах мерзлота отсутствует вследствие их прогревания солнцем. Поэтому убуры резко отграничены от таежных и болотных ландшафтов. По данным Н.А.Ногиной (1964), в разрезах почв повсеместно устанавливается два горизонта – *нижний степной* и *верхний таежный*. В них относительно большая мощность гумусового горизонта, карбонатные натёки с железосодержащими пленками с нижней стороны и другие признаки степных почв. Карбонатные натёки наблюдаются в подстилающей почве коре выветривания на глубине 1,5-2,5 м. В поверхностных горизонтах большое количество гумуса (6,5-7,0%). Поглощающий комплекс почв насыщен в основном кальцием. Карбонатизация начинается с глубины 0,35 и образует горизонт мощностью до 60 см (от 0,35 до 0,95 м). рН водной вытяжки 6,5-7,5, что свидетельствует о слабокислой и близнеутральной реакции почв. Все эти признаки дали основание исследователям соотнести почвы убуров с горным черноземом. Вследствие большой крутизны южных склонов здесь преобладает механическая миграция с образованием вторичных ореолов рассеяния марганца, молибдена, цинка, свинца, бария [Тайсаев, 1981], иногда меди, висмута и золота. На участках зон трещиноватости в породах геологического субстрата возникают линейные ореолы рудных элементов, связанные с нисходящей водной миграцией.

5.4. ТУНДРОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Тундровые ландшафты развиты в северных широтах, а также на высокогорных гольцах севера Забайкалья и других регионах Восточной Сибири. Длительность процесса активизации биохимических процессов для Восточной Сибири составляет всего 80 дней при средней температуре не выше +10°C. Осадков бывает не более 300 мм, но в связи с низкими температурами влажность высока (80%), испарение низкое, до 50 мм в год, CO₂ в воздухе мало (летом около 0,016% против среднего 0,03% для других ландшафтов). Биомасса значительна – до 280 ц/га.

Основная ее часть – корни (>70%). Значительная часть живого вещества представлена мхами и лишайниками. В них – низкое содержание водных мигрантов. Зольность – до 1%. Биохимические процессы протекают медленно. Выделяются тундровые ландшафты с кислым глеевым (H^+ - Fe^{2+} (Al^{3+}); кислым, развивающимся на скальных бескарбонатных породах, где преимущественно развито физическое выветривание; сернокислым в зонах окисления рудных месторождений, где, как считалось ранее, геохимические процессы крайне ограничены; с кальциевым и соленосно-сульфидным классами водной миграции. В настоящее время представления об ограниченности биогеохимических процессов в тундровых, как и других мерзлотных ландшафтах, претерпели существенные изменения.

5.5. ЛАНДШАФТЫ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ

Ландшафты верховых болот наиболее развиты в таежной зоне. Они не связаны с минеральным грунтом и находятся вне зоны грунтовых вод. Они питаются атмосферными осадками и залегают на водораздельных площадях. Растительность – белые сфагновые мхи, кустарничковые, травы и угнетенные хвойные (даурская лиственница или сосна). Биомасса составляет до 370 ц/га, из которой 50% – многолетние подземные части, 40% – зеленые и 10% – корни. рН 4-4,5, иногда 3,2-4. Это сдерживает процессы биологического круговорота. Содержание золы – 2-3,5% в мхах и 3,5-5% в верховом торфе. Здесь развиты насекомоядные растения – росянка и другие, обеспечивающие себя N, P, K и др. жизненно-важными элементами за счет насекомых. По содержанию минеральных веществ воды этих болот приближаются к дистиллированной воде с минерализацией 0,004-0,01 г/л. Источниками Cl, SO₄, Si, Al, Fe являются атмосферные осадки. В водах рек, берущих начало из этих болот, много гумусовых веществ (рН - 6-6,8, до 5,0). Эти воды благоприятны для миграции Fe, Mn. Для геохимического ландшафта характерна очень слабая контрастность H^+ .

5.6. ПРИМИТИВНО-ПУСТЫННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Примитивно-пустынные ландшафты характеризуются, в отличие от типичных жарких пустынь, развитием в полярных областях, пустынях и высокогорьях. Примитивность их заключается в том, что здесь

развиты преимущественно водоросли, микроорганизмы, частично лишайники и грибы. Примитивно-пустынные ландшафты высокогорных пустынь рассматривают как результат деградации обычных пустынных ландшафтов вследствие ухудшения климатической обстановки и засоления вод. Вследствие этого исчезают высшие растения и остаются лишь их эвригалинные формы, а также низшие водоросли. Здесь распространены ландшафты скал, покрытых лишайниками и водорослями. Этот ландшафт представляет собою раннюю стадию его развития на изверженных породах. Первыми развиваются микроорганизмы, лишайники и водоросли. Эти биологические объекты оказывают существенное влияние на процесс выветривания. Выделяют примитивные пустыни:

а) с сернокислой миграцией на выходах сульфидных руд и месторождений серы, где накапливаются халькантит $[\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$, брошантит $[\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2]$, мелантерит $[\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$, хлориды меди, свинца, серебра, минералы группы ярозита, идут процессы окремнения пород вследствие разложения силикатов серной кислотой;

б) с хлоридно-сульфатным классом водной миграции, который развивается на соленосных породах в пустынях и сухих степях, где почвы и коры выветривания пропитаны солью, а типоморфные элементы представлены Na , Cl , S (SO_4); эти ландшафты неустойчивы;

в) соляные озера и шоровые солончаки, среди которых к соляным относятся озера с содержанием солей более 3,5%, а к солоноватым 0,1-3,5%, а по составу солей выделяют 3 типа галогенеза: карбонатный (содовый), сульфатный и хлоридный, с накоплением Na , Cl , SO_4 , HCO_3 , Sr , B , Br , F , Li , Rb , Cs . Высшие растения, как правило, слабо развиты, преобладают низшие растения, рачки, некоторые гастроподы. Отмирая, они скапливаются на дне озер и подвергаются анаэробному разложению. Это способствует образованию H_2S . Содержания органики 1-5%, коллоидов — до 20%. Гидротроилит образует основу черной целебной грязи. При испарении образуются самосадочные соли;

г) вулканические ландшафты с солянокислой миграцией, с длительным периодом выделения H_2O , HCl , H_2S , CO_2 , SO_2 , F . Развиты кислые термальные источники (рН 0,2-1,0) и солянокислого состава (Cl- до 45 г/л - 99 мг-экв.%) (рис. 21). Воды агрессивны и извлекают из вмещающих пород Fe , Al , Ti , Ca , Mg , Na , K . Породы обеляются, нередко состоят из SiO_2 . Типоморфные элементы здесь представлены H^+ , Cl^- , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} .

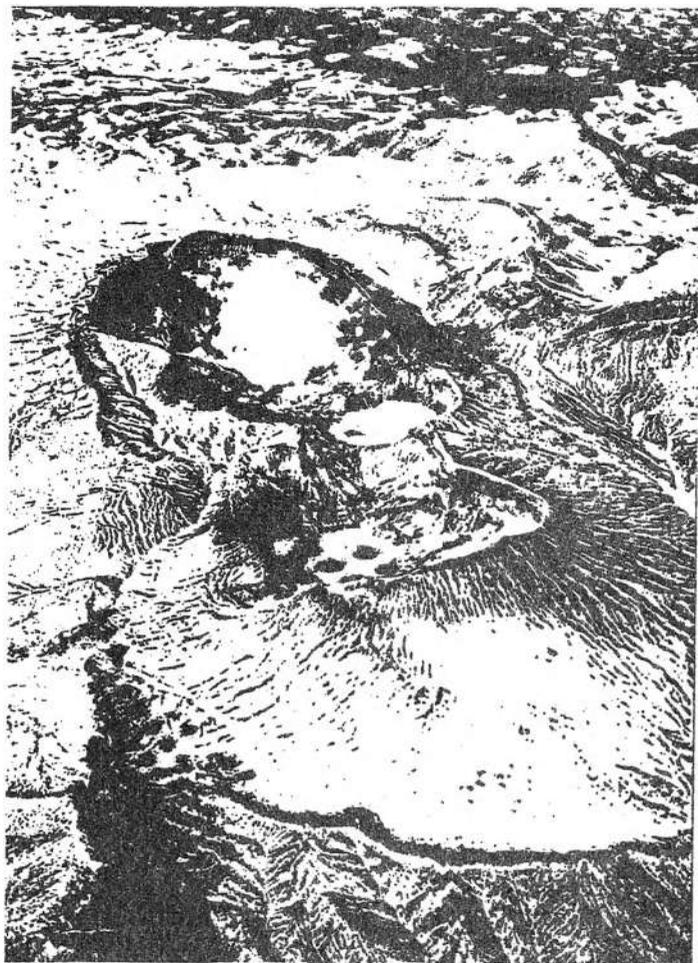


Рис. 21. Типичный примитивно-пустынный вулканический ландшафт. Кратер крупнейшего действующего вулкана Японии горы Асо на острове Кюсю [Япония сегодня, 1968]

- ?
1. Общие принципы классификации геохимических ландшафтов.
 2. Лесные и таежные ландшафты умеренных климатических зон.
 3. Таежно-мерзлотные ландшафты и особенности зоны гиперге неза и миграции химических элементов. Схемы изменения слоистых силикатов.
 4. Степные и пустынные ландшафты.
 5. Чем отличаются ландшафты с содовым и сернокислым классом водной миграции?
 6. Мерзлотные степи.
 7. Тундровые ландшафты водной миграции в них. Чем отличаются ландшафты верховых болот?
 8. Геохимия примитивно-пустынных ландшафтов.



Абидуева Е.Ю., Намсараев Б.Б. Биоразнообразии сульфатовосстанавливающего микробного сообщества содовых озер Забайкалья // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ РАН, 1999.

Банзаракцаева Т.Г., Бархутова Д.Д., Матюгина Е.Б. Микробиологическая характеристика содовых и пресных озер Ивано-Арахлейской системы // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ РАН, 1999. – С.168-1169.

Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985.

Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. – М.: Наука, 1964.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1966.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975.

Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.

Тайсаев Т.Т. Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1981.

Юргенсон Г.А. Минералогия и петрография рудовмещающей толщи Удоканского месторождения и связь с нею медного оруденения. – Казань, 1968.

ГЛАВА 6

ГЕОГРАФИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

6.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Главная задача географии геохимических ландшафтов состоит в изучении закономерностей размещения ландшафтов. Ее решение возможно методом их картирования, т.е. составления карт геохимических ландшафтов.

Вторая задача географии геохимических ландшафтов состоит в изучении и описании конкретных территорий с развитием определенных геохимических ландшафтов, их групп, типов, семейств, классов, рядов и видов, выявлении факторов, определяющих их размещение, морфометрии и причин площадного или линейного распределения и протекания геохимических процессов, роли геохимических барьеров в их распространении, и, как следствие, – выявление характера и природы зональности на разных уровнях организации ландшафтных систем. Итогом этих исследований должны быть общие закономерности их образования, развития и функционирования.

6.2. ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

Размещение геохимических ландшафтов определяется четырьмя основными факторами: 1) принадлежностью территории к глобальным структурам планеты и соотношением и взаимодействием геосфер; 2) климатом; 3) геологическим строением и геохимической специализацией конкретного участка земной коры; 4) рельефом.

6.2.1. Глобальные структуры

Принадлежность к глобальным структурам планеты определяет соотношение суши и океана в геологической истории и на современном геологическом срезе. Это соотношение определяет преимущественное развитие геосфер и их взаимодействие, потоки эндогенной энергии и вещества (вулканическая деятельность), физических полей планетарного масштаба. Эти факторы определяют длительность и интенсивность действия факторов, от которых зависит климат и его эволюция во времени и зональность.

6.2.2. Климат

Климат является наиболее важным фактором формирования ландшафта, так как он определяет поступление на земную поверхность солнечной энергии, воды, состав газовой фазы нижних слоев атмосферы. Климат определяет зональность в развитии ландшафтных систем в зависимости от количества влаги, тепла и спектрального состава лучистой энергии и газового состава атмосферы. В связи с этим выделяют системы или серии ландшафтов с оптимальным притоком тепла и влаги.

По вариациям теплового потока различаются:

- 1) влажный экваториальный лес;
- 2) влажный субтропический лес;
- 3) влажный лиственный лес умеренного пояса;
- 4) таежный ландшафт;
- 5) океанический тундровый ландшафт.

Это термосерия ландшафтов. В этих ландшафтах максимально проявлены условия для биологического круговорота.

По вариациям влажности выделяется гидросерия ландшафтов, где основным фактором при близком тепловом режиме является изменение влажности:

- 1) влажный экваториальный лес;
- 2) высокотравная саванна и саванновые леса;
- 3) типичная саванна;
- 4) опустыненная саванна;

5) тропическая полупустыня;

6) тропическая пустыня.

Пример влияния степени влажности климата и теплового режима на геохимические процессы в ландшафте приведены на рис.22.

Прямое влияние климата на геохимические процессы в ландшафтах уступает его косвенному влиянию как важнейшему фактору развития живых организмов и эволюции живого вещества. Ведь именно через их посредство солнечная энергия вовлекается в геохимические процессы в ландшафтах. Поэтому тип ландшафта – функция не только климата, но и природы организмов, населяющих данный ландшафт, и его истории, взаимоотношения биоценозов. Следует учитывать диалектику климата и ландшафта, их взаимовлияние, особенно в части вариаций и изменчивости рельефа и биомассы. Биомасса во многом определяет микроклимат, а он – особенности миграции вещества.

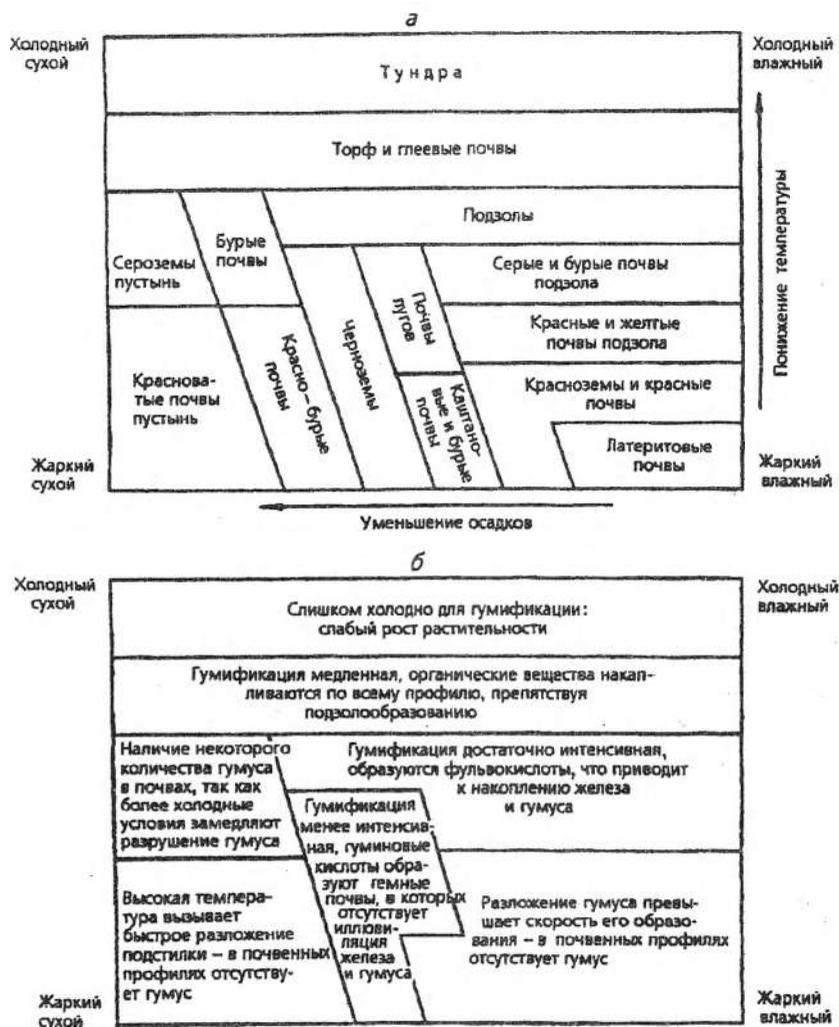


Рис. 22. Воздействие климата на почвенную зональность (а) и роль органического материала в образовании почв в соотношении с климатом (б).

Границы (а) и (б) совпадают [Брукс, 1986]

6.2.3. Геологическое строение и геохимическая специализация

Геологическое строение крупных территорий определяет региональные процессы миграции химических элементов и внутриклиматическую зональность геохимических ландшафтов. Пример ее дан на рис.23 для огромной территории бывшего СССР. Горные породы, их ассоциации определяют литосерии ландшафтов. Например, для таежно-го типа можно проследить такую литосерию:

- 1) таежный ландшафт на карбонатных породах;
- 2) таежный ландшафт на силикатных породах основного и ультраосновного ряда;
- 3) таежный ландшафт на силикатных породах гранитоидного ряда;
- 4) таежный ландшафт на кварцевых песках (полесский).

От первого к четвертому последовательно уменьшается в горных породах концентрация важнейших водных мигрантов, и соответственно, интенсивность биологического кругооборота. Большое значение имеет геохимическая специализация геологических формаций. От нее зависит концентрация, а также и минеральные формы нахождения водных мигрантов. Специфичны сопряженные ландшафты, развивающиеся на ультраосновных породах. Они относятся к Ca-Mg классу. Как правило, важнейшей геохимической особенностью является обогащенность кор выветривания нонтронитом, содержащим Ni, Co, Cr. Да и сами коры выветривания обогащены этими элементами, а также магнием. Al, P и Na присутствуют в нижнекларковых количествах. Здесь особая редкая растительность, представленная биюргуном (*Anabasis cretacea*), смолевкой кустарниковой (*Silene suffrutescum*), качимом Патрена (*Gypsophila Patrinii*) и др. (рис.24).

Большое значение имеет тектоника района, выражающаяся в характере контактов, степени трещиноватости, элементов залегания горных пород и слагаемых ими геологических тел.

Важное значение имеет геологическая история местности. Например, в пермских отложениях западного склона Урала широко развиты соленосные отложения, влияющие на основные свойства современных ландшафтов. Широкое развитие рудных скоплений в карбонатных породах быстринской свиты и сланцевых толщах алгачинской свиты Приаргуны оказывает существенное влияние на формирование геохимических ландшафтов этой территории.

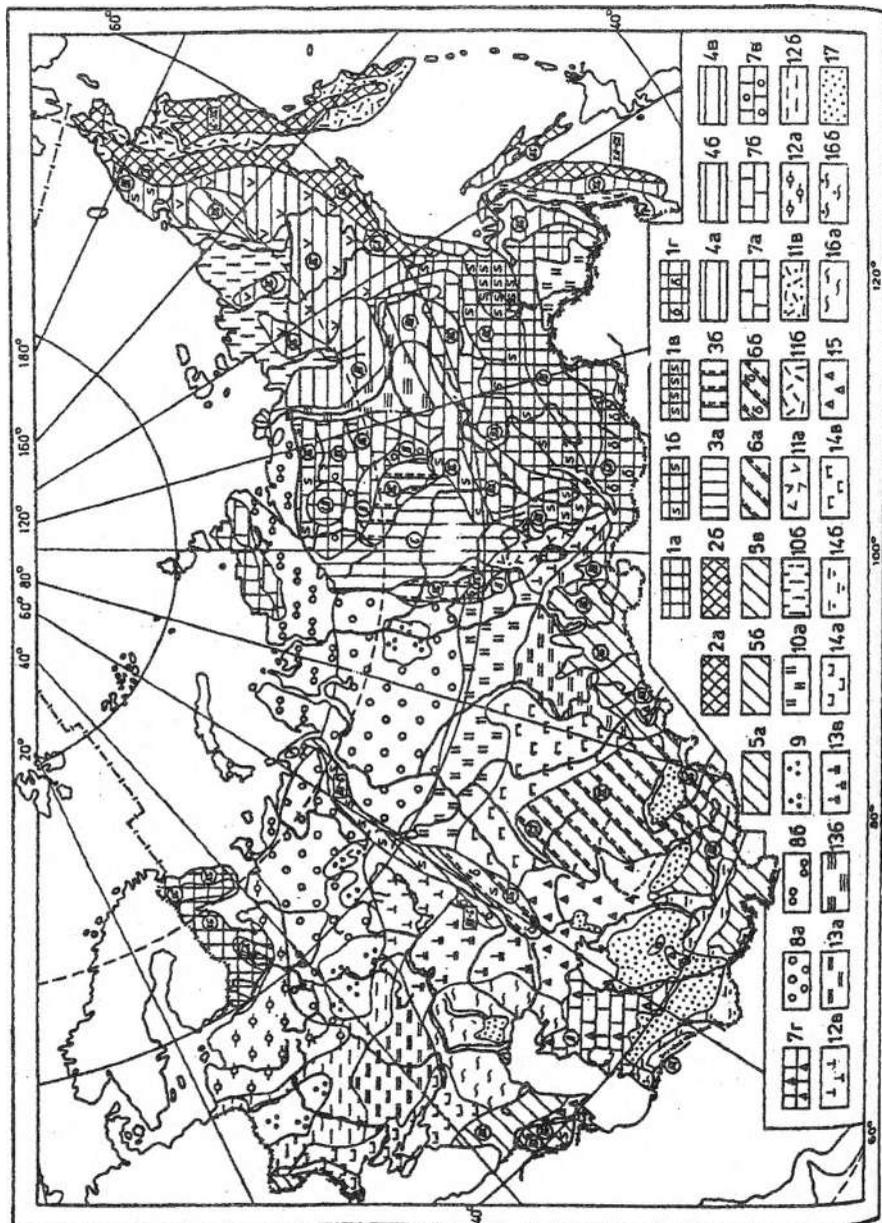


Рис. 23. Схематическая карта литогеохимической основы ландшафтов СССР [Глазовская, 1988]:

орто- и параэлювиальные ландшафты; каменистые и щебнисто-мелкоземистые продукты выветривания изверженных, метаморфических и литифицированных осадочных пород - 1а - изверженные и метаморфические породы кислого состава, 1б - то же, с отдельными массивами основных пород, 1в - то же, с значительным участием основных пород, 1г - то же, с участием основных и ультраосновных пород; 2а - вулканогенные и вулканогенно-осадочные кислые с массивами основных пород в области современного вулканизма, 2б - вулканогенно-осадочные кислые, средние и щелочные с массивами основных пород; 3а - вулканогенные основные, 3б - то же, в сочетании с осадочными силикатными, 4а - осадочные силикатные, 4б - то же, с участием кислых изверженных, 4в - то же, с участием карбонатных и основных изверженных пород, 5а - сочетания осадочных силикатных, карбонатных и кислых изверженных пород, 5б - то же, с массивами основных пород, 5в - то же, с массивами ультраосновных пород, 6а - сочетания обломочно-мелкоземистой и древней каолинит-гидрослюдистой ожелезненной коры выветривания различных осадочных, вулканогенно-осадочных и кислых изверженных пород, 6б - то же, с участками ожелезненной коры выветривания ультраосновных пород; 7а - карбонатные и галогенно-карбонатные осадочные породы, 7б - то же, с выходами кимберлитов, 7в - то же, с массивами основных изверженных пород, 7г - галогенно-карбонатные со значительным участием гипса; *неозэлювиальные и супераквальные ландшафты на рыхлых отложениях*, 8а - сиалитные и кварц-сиалитные ледниковые, озерно-ледниковые, флювиогляциальные валунные суглинки, супеси, пески и др., 8б - то же, сильно льдистые с участием морских и ледниково-морских отложений; 9 - аллювиальные и флювиогляциальные пески и супеси; 10а - озерно-аллювиальные глины, пылеватые суглинки, супеси, локально пески, 10б - озерные и озерно-аллювиальные сильно льдистые, иловатые суглинки, супеси с прослоями торфа (едомая свита); 11а - элювиально-делювиальные и делювиальные суглинки и глины, 11б - дефлюкционно-аллювиальные суглинки, льдистые, часто с включениями органических остатков, 11в - делювиальные и аллювиальные суглинки, супеси с прослоями вулканического пепла; 12а - карбонатная морена и ледниково-озерные отложения в сочетании с массивами бескарбонатных ледниковых и флювиогляциальных песчаных отложений, 12б - малокарбонатные и бескарбонатные покровные лессовидные суглинки, 12в - локально-карбонатные делювиальные суглинки и глины; 13а - карбонатные и лессовидные суглинки и лессы, 13б - то же, высокольдистые (холодные лессы), 13в - элювиально-делювиальные и делювиальные карбонатные суглинки и глины; 14а - лессы и лессовидные суглинки с глубокими висячими горизонтами остаточного сульфатного засоления, 14б - то же, с локальным поверхностным содово-сульфатным и содовым засолением, 14в - многокарбонатные лессы с локальным засолением в области подгорных равнин; 15 - элювиально-делювиальные гипсоносные суглинки и глины с сульфатным, локально с сульфатно-хлоридным засолением; 16а - морские и озерно-аллювиальные солесно-гипсоносные суглинки и тяжелые суглинки с хлоридно-сульфатным засолением, локально - выходы соляных куполов, 16б - то же, с локальными выходами грязевых вулканов; 17 - пески древнеаллювиальные и золотые, карбонатные, местами гипсоносные и засоленные; *геохимическая специализация горных пород* - Л - литофильная, С - сидерофильная, Х - халькофильная, ЛХ - литофильно-халькофильная, ЛС - литофильно-сидерофильная, СХ - сидерофильно-халькофильная, СЛ - сидерофильно-литофильная.

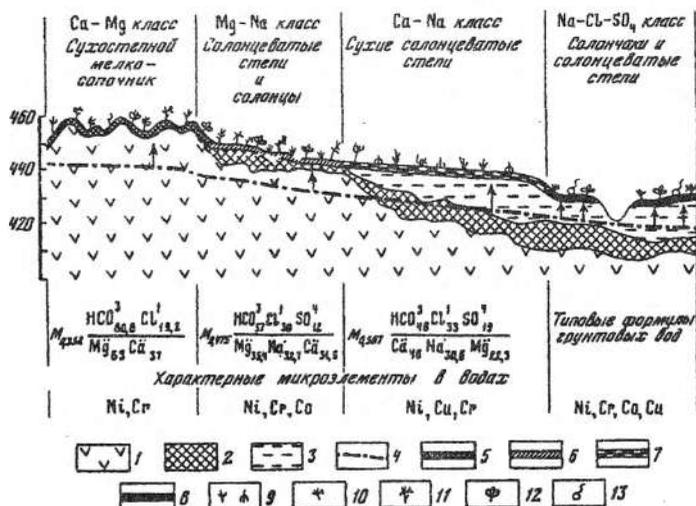


Рис. 24. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов на ультраосновных породах [Геохимия ландшафтов..., 1982]:

1 - серпентинизированные гипербазиты; 2 - древняя кора выветривания гипербазитов (Mzel); 3 - покровные глины и суглинки (P-Q); 4 - уровень залегания трещинно-грунтовых и грунтовых вод; 5 - щебнистые каштановые почвы; 6 - каштановые солонцеватые почвы и корковые солонцы; 7 - каштановые тяжелосуглинистые солонцеватые почвы; 8 - каштановые солончаковатые почвы и солончаки; 9 - злаки (ковыли, типчаки и др.); 10 - полыни; 11 - растения-концентраторы никеля, кобальта, хрома; 12 - соли; 13 - водоросли

В зависимости от сложности геологического строения территории различают монолитные и гетеролитные геохимические ландшафты. Важно различать комплексы геохимических ландшафтов, развивающихся на платформенных (плитных) и геосинклинальных (коллизонных, субдукционных) областях. Для платформенных формаций характерно субгоризонтальное залегание пластов и развитие преимущественно осадочных формаций, отсутствие типичных рудных провинций за исключением биотных железных руд, а в верхних частях выступов кристаллического фундамента – окисных железных руд. Для платформ типичны образования фанерозоя. Преимущественно это всхолмленные равнины с невысокими возвышенными областями.

Для геосинклинальных (коллизонных) областей характерно сложное геологическое строение, обусловленное развитием магматиз-

ма, рудных провинций, разрывной и пликативной тектоники. Развитые здесь ландшафты отличаются геохимической пестротой в связи с миграцией и аккумуляцией Cr, Ni, Cu, Pb, Hg, Zn, Sb, As и др.

Иными геохимическими свойствами обладают ландшафты, развитые на древних щитах, где преобладают докембрийские изверженные и метаморфические породы. Для них характерны Fe, Cr, Ni, Cu, P, особенно в областях обрамления и сочленения с подвижными областями. Огромное значение для геохимической специализации ландшафтов имеют зоны или пояса рудных месторождений в связи с долгоживущими глубинными разломами, например с Монголо-Охотским рудным поясом планетарного значения.

6.2.4. Рельеф

Рельеф является важнейшим фактором, определяющим контуры автономных и подчиненных ландшафтов. Например, в районах моренного рельефа широко развито беспорядочное чередование холмов, равнин, озер и болот. Другой рисунок имеют автономные и подчиненные ландшафты в условиях эрозионного рельефа.

Рельеф играет определяющую роль в соотношении механической (во взвесах) и водной миграции. Смыв типичен для расчлененного рельефа, а на плоских недренированных равнинах миграция осуществляется преимущественно в растворах.

Рельеф влияет на скорость водообмена в ландшафте и окислительно-восстановительные процессы. В ландшафтах сильно расчлененного рельефа широко развита окислительная среда и менее – восстановительная. Поэтому в горах в ландшафте преобладают окислительные процессы. На слабо расчлененных часто развивается восстановительная обстановка.

В горных странах к одному геохимическому ландшафту может принадлежать вся совокупность вертикальных поясов, например тундровые (гольцовые) и таежные элементарные ландшафты в Забайкалье. Равнины, примыкающие к ним, относятся уже к другим геохимическим ландшафтам. Различаются геохимические ландшафты скульптурных возвышенностей и аккумулятивных равнин, т.к. соотношение водной и механической миграции определяется крутизной склонов и общей расчлененностью рельефа. В условиях водной миграции в зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных режимов варьируют ряды миграции отдельных химических элементов и их групп.

Для определения роли рельефа в развитии ландшафтов выстраивают их геоморфологические серии, т.е. последовательность ландшафт-

тов, образующихся в условиях однородного климата и геологического строения, но в условиях различного рельефа.

6.2.5. Площадное и линейное распределение геохимических процессов в ландшафте

Существует изотропное и анизотропное распределение геохимических ландшафтов на конкретных территориях в зависимости от характера распределения геологического субстрата. В условиях спокойного рельефа и залегания горных пород развиваются большие однородные массивы лесов, болот, степей, лугов и, соответственно, развитие подзолистых, черноземных, красноземных и других почв и соответствующих им ландшафтов. Такое распределение называют площадным. В условиях анизотропного, тонкополосного, линейного распределения геологического субстрата с широко развитыми протяженными узкими зонами дизъюнктивной тектоники, определяющей и характер речной сети и пути миграции водных потоков, наблюдается линейное размещение условий протекания геохимических процессов. В соответствии с площадным или линейным размещением границ развиваются площадные и линейные коры выветривания, а значит и ландшафты. В условиях линейного распределения наиболее эффективно влияние геохимических барьеров.

6.2.6. Зональность

Пространственное распределение типов ландшафтов в соответствии с ориентировкой крупных горных сооружений определяет полосовое (зональное) распределение ландшафтных зон. Особенно ярко эта зональность проявлена в Забайкалье. В целом зональность распределения геохимических ландшафтов подчиняется общей климатической, орографической и геологической зональности территорий. При этом иногда, особенно в обширных полях карбонатных или соленосных пород, в пределах разных климатических зон развиваются сходные по химизму воды, обогащенные либо Са, либо Na, Cl, J и т.д.

В черноземных степях в одних и тех же макроклиматических условиях в зависимости от субстрата распространены как господствующие степные ландшафты, так и лесные. Но последние, особенно сосновые боры, появляются лишь в полях развития песков надпойменных террас рек или древних русел палеорек.

В степных зонах Южного Забайкалья в одних и тех же климатических условиях развиты черноземные степи и степи на каштановых

почвах. При этом черноземные развиты преимущественно в полях базальтов и других основных пород. Из всех рассмотренных факторов только два – глобальное соотношение суши и океана и климат – являются наиболее важными.

В пределах крупных ландшафтных зон и подзон климат неоднороден. Например, в пределах Европейской части России при движении с запада на восток он становится все более континентальным. Внутризональные изменения климата обуславливают существование ландшафтных провинций, появление которых связано уже с влиянием геологического строения и рельефа.

6.2.7. Карты геохимических ландшафтов

Для выявления пространственного размещения геохимических ландшафтов используется картирование ландшафтов. Карты геохимических ландшафтов строятся на основе синтеза данных о климатических зонах, распределении растительности и почв, геологического строения и развития тех или иных геохимических процессов и связанных с ними геохимических полей концентраций химических элементов. Эти карты показывают характер динамического равновесия в ходе геохимических процессов.

Карты геохимических ландшафтов имеют как научное, так и прикладное значение. Научное значение заключается в том, что на основе исследования размещения в пространстве таксономических различий геохимических ландшафтов, имеющих определенный генезис, можно выявить основные закономерности их размещения, причинно-следственные связи между ними, а также процессы и факторы их формирования. Прикладное значение карт геохимических ландшафтов заключается в возможности их использования в планировании сельскохозяйственного производства и определении агротехнологии, агротехники в полях развития тех или иных почв. Карты геохимических ландшафтов и почвенные карты взаимодополняют друг друга и вносят элемент рационализации землепользования.

Неоценимое значение имеют карты геохимических ландшафтов при разработке и использовании геохимических методов поиска скрытых и перекрытых месторождений полезных ископаемых. Именно это стало причиной того, что само научное направление – геохимия ландшафта – разрабатывается геологами, изучающими процессы гипергенеза, а также геохимиками-поисковиками.

Давно известно влияние среды обитания человека, животных и растений на функционирование систем жизнеобеспечения. Поэтому карты геохимических ландшафтов – это и карты состояния систем среды развития жизни. Значение их для планирования условий здорового образа жизни трудно переоценить. В результате ландшафтно-геохимического картирования на территории бывшего СССР выделено 84 геохимических ландшафта, каждый из которых характеризуется специфическим сочетанием условий миграции химических элементов и закономерностями формирования зон их концентрации (ореолов рассеяния).

- ?
1. В чем заключаются основные задачи в изучении географии геохимических ландшафтов? Перечислите факторы размещения геохимических ландшафтов.
 2. Глобальные элементы строения планеты и ее геосфер планеты и их влияние на размещение геохимических ландшафтов.
 3. Геологическое строение и геохимическая специализация территории как фактор формирования геохимических ландшафтов.
 4. Климат как фактор формирования геохимических ландшафтов. Серии ландшафтов по тепловому потоку и фактору влажности. Взаимовлияние климата и ландшафта.
 5. Рельеф как фактор формирования геохимического ландшафта.
 6. Зональность геохимических ландшафтов.
 7. Кары геохимических ландшафтов. Их научное и прикладное значение.

-  Геохимия ландшафтов рудных провинций / А.И.Перельман и др. - М.: Наука: 1982.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1966.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1975.
Почвенно-геохимические карты Ленинградской области. Масштаб 1:600 000. - Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

ГЛАВА 7

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА

7.1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ НА ПРОТЯЖЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Возраст Земли как планеты определяется на основе радиологических данных – 4-5 млрд.лет. Возраст земной коры – 3,5-4 млрд.лет. В развитии планеты совершенно определенно выделяется два крупных этапа – абиогенный и биогенный. Возрастная, временная их граница достоверно не установлена. Имеются до конца не проверенные данные о наличии простейших микроорганизмов в метеоритах. Однако возраст их не известен, принадлежность к протовеществу не доказана.

По В.И.Вернадскому, существует противоречие между морфологической эволюцией организмов и геохимической стабильностью биосферы. Он полагал, что основной геохимической задачей является не вопрос о происхождении жизни, а вопрос об условиях становления биосферы как системы (К.П.Флоренский, А.А.Ярошевский, авторы предисловия к «Очеркам о геохимии» В.И.Вернадского). Действительно, вопрос о геохимическом становлении и развитии биосферы является приоритетным. В то же время геохимическая стабильность ее достаточно условна, а точнее, недостижима.

В том то и дело, что в процессе эволюции химический состав живых организмов изменялся. Если среди простейших и примитивных растений выделяются целые группы (радиолярии, диатомеи, силикобактерии, хвоци и т.д.), содержащие много кремния, то в ходе эволюции роль его снижается при существенном возрастании кальция и фосфора, а также элементов, образующих ферменты, входящие в иммунную систему. Эволюция живого происходит не только вследствие геохимических изменений, но в основном вследствие физико-химических характеристик среды, представляющей собою открытую равновесно-неравновесную термодинамическую систему. Эволюцию живого веще-

ства, вероятно, как это следует и из основных положений дарвиновской теории, надо рассматривать как самоорганизацию для приспособляемости к изменению среды на границах геосфер в процессе их взаимодействия. Например, если для зоопланктона достаточно иметь углеводороды, аминокислоты и другие чисто органические соединения, содержащие С, N, O, H, Na, S, то для прикрепленного образа жизни и защиты (раковины, оболочки кораллов и др.), развития хордовых и, как наиболее совершенных из них, позвоночных уже необходимо существенное количество Са и Р.

Появление позвоночных и, как следствие процесса кислородного обмена, обусловило создание в составе крови гемоглобина и каталазы, а с ними и усвоение железа для его обеспечения. В свою очередь, позвоночные развиваются на суше в связи с изменением соотношения кислорода и углекислоты в атмосферном воздухе. Вся эволюция живого вещества направлена на совершенствование автономного жизнеобеспечения в силу изменения геохимии среды.

Геохимическая стабильность биосферы как системы никогда не достигалась. Поэтому процесс адаптации организмов в историческом аспекте практически бесконечен, но дискретен. Дискретность эволюции проявлена в конечности существования тех или иных видов живых организмов. Их морфологическая эволюция с необходимостью следует за эволюцией биосферы как системы, образующейся в процессе межгеосферных взаимодействий.

Если учесть известные идеи о тепловой смерти Земли вследствие конечности запасов радиоактивных элементов, то живое вещество создано природой для накопления и сохранения энергии Солнца, а эволюция, приведшая к появлению человека, создала наиболее совершенную его (живого вещества) форму существования, способную познать окружающий мир, приспособить его и сохранить.

Философская сущность эволюции направлена на обеспечение постоянства биосистем на основе изменчивости. Стабильность через нестабильность – вот диалектика развития живого вещества. Одним из условий эволюции является клеточный уровень организации живого вещества с несовершенной симметрией и слабой связью между элементарными структурами, обеспечивающей множество степеней свободы. Именно клетка вместе с заключенными в ней носителями генной информации – простейший элемент жизни в форме одноклеточных существ, могла легко подвергаться разрушительному воздействию изменяющейся окружающей среды, и, погибая, «дать сигнал» для перестройки и перегруппировки структур белков с целью возникновения

новой клетки, адаптированной к этим изменениям. Из их множества лишь немногие мутанты в результате создания устойчивых структур выживали и, многократно делясь, давали новое поколение с новыми свойствами, которые закрепились до следующего резкого изменения среды.

Поэтому фундаментальным свойством живого организма, как считают ученые, стала раздражительность как инструмент понуждения к развитию и обновлению, а значит, и сохранению жизни.

Так, на протяжении миллиардов лет в результате влияния среды, в частности той геосферы, в которой возникла и развивалась жизнь, умирая и возрождаясь в новых формах, из наиболее приспособившихся к новым условиям, эволюционируя по спирали, отражающей шаговую симметрию, живое вещество дошло до уровня оболочников.

Появление и развитие позвоночных, главным образом их сухопутных аналогов, стало возможным около 400 млн. лет назад в связи с образованием озонового слоя.

По мнению Д.Н. Насонова, опубликованному им в книге «Местная реакция протоплазмы и распространяющееся возбуждение», «...самые примитивные из первобытных организмов, представляющие собою комочек протоплазмы, должны были обладать свойством восстанавливать те повреждения белковой структуры, которые неизбежно возникали при столкновении с резкими изменениями среды. Если бы этой способности самовосстановления не было с самого начала, существование таких организмов было бы немислимо. Это свойство живой системы, по-видимому, такое же древнее и первичное, как способность к обмену веществ, к делению и росту... Если первой ступенью в эволюции возбуждения была способность восстановить «порчу», причем сама порча служила толчком к репарации (восстановлению. — Г.Ю.), то следующей ступенью должна была быть способность не только исправить повреждение, но и как-то защититься или уйти от вредности. Само повреждение должно было стать пусковым механизмом не только биохимических процессов, ведущих к изменению, но и для таких процессов, которые обуславливали защиту от опасности или уход от нее... с увеличением размеров живых организмов в связи с развитием многоклеточности и возникновением нервной системы появилась наиболее совершенная форма возбуждения — распространяющееся возбуждение, служащее для быстрой передачи сигналов от одной части организма, воспринявшей изменение в окружающей среде [к той], которая должна выполнить то или иное действие».

Приведенные рассуждения Д.Н. Насонова о механизме защиты и самоорганизации биологических систем в связи с изменениями окру-

жающей среды могут быть положены в основу объяснения взаимодействия человека и природных факторов и влияния их на его состояние через посредство биосферы в связи с изменением других геосфер.

Из исторической геологии, во многом базирующейся на палеонтологических данных, однозначно свидетельствующих об эволюции, направленной к совершенству живых организмов, следует, что как в планетарном, так и в локальном (временном и пространственном) масштабах, развитие имело непрерывно-прерывистый (ритмично-колебательный) характер. При этом ритмика типична всем уровням организации живой и неживой природы – от молекулы кристаллической решетки и клетки до человека. Еще в 1930 г. известный медик П.Я.Соколов связывал космические и психосоматические ритмы. «...Ритм явлений, ритмичность процессов охватывает весь космос, начиная от атома до высших проявлений человеческого духа – человеческого творчества», – писал он.

Особое значение в механизме взаимодействия живого организма, человека в том числе, с природой имеют стрессорные явления. Как считает известный советский физиолог И.А.Аршавский, развивающийся организм нуждается в них как стимуляторах двигательной активности, сопровождающейся обязательными энергозатратами для защиты от стресса и выработки систем защиты, а значит, и выживания в условиях стресса. В этой связи очень важен вывод Б.С.Алякринского и С.И.Степановой (1985) о том, что «... для того, чтобы быть здоровым, необходимо быть немного больным – такова в общем суть эффективного приспособления организма к среде, а фактически и суть эволюции вообще».

В геологической истории, как полагают биологи, в зависимости от скоротечных смен условий жизнедеятельности, периодически сменялись эпохи со вспышками видообразования и его деградацией. В результате детального изучения разрезов осадков дна оз.Байкал, полученных при изучении керна скважин глубокого бурения, в истории байкальского рифта, продолжающейся уже около 70 млн.лет с конца мелового периода, Р.М.Камалтынов (1999) расшифровал смену климатических условий, приведенную в табл.21. Из нее следует, что максимальная интенсивность видообразования типична для эпох оледенений, когда теплолюбивые виды вынуждены были либо вымирать, либо приспосабливаться к новым условиям в олигоцене, в позднем миоцене.

Таблица 21
Периодичность похолоданий и вспышек видообразования в оз. Байкал. Составлено по данным Р.М. Камельтнова (1999).

Время, млн. лет	Температура воды, °С				Периоды видообразования и застоя
	СТВД	ТВИ	ТВЯ	Лед	
Мел-палеоген, 65	14-16			Лед	Коронвидное видообразование, амфиподы, олигохеты, моллюски, остракоды, губки-спонгиллиды, водоросли
Эоцен, 47	+28				Преобладание тепловодных организмов, застой в видообразовании
Олигоцен, 24-30	+7-9	+24	-10	+	Вымирание части видов и новая вспышка амфипод, олигохет, моллюсков
Ранний миоцен, 15	+(16-17)	+(20-21)	0-2		Преобладание тепловодных организмов, застой в видообразовании
Поздний миоцен, 6-7	+(10-14)	+(16-18)	-(10-12)	+	Вспышка видообразования холодноводных организмов
Ранний плиоцен, 4-5	+(12-16)	+24	-4	+	Преобладание тепловодных организмов
Поздний плиоцен, 2,6-2,8	+9		-10	+	Вымирание тепловодных и вспышка видообразования
Поздний плиоцен, 1,6-1,8	-(4-10)			+	
Плейстоцен голоцен	-1,6			+	Формирование современного холодноводного комплекса живых организмов

Примечание: СТВД – среднегодовая температура поверхности воды; ТВИ – температура воздуха июля; ТВЯ – температура воздуха января.

Есть все основания полагать, что периоды смены оледенений и потеплений, неоднократно повторявшихся в геологической истории Земли, наряду с глобальными проявлениями складчатости и горообразования, трансгрессий и регрессий морских вод, оказывали существенное влияние на видообразование и популяции отдельных видов. Первые строматолиты и другая проблематика появилась на рубеже серогнейсовой коры и раннего архея, сине-зеленые водоросли и бактерии – на рубеже раннего и позднего архея. Гуронское оледенение, последовавшее за беломорской складчатостью, привело к развитию новых форм бактерий, водорослевых нитей и сине-зеленых водорослей. Гудзонская складчатость сопровождалась возникновением первых многоклеточных организмов – эукариотов. Начиная с позднего венда – раннего фанерозоя, когда смена глобальных геотектонических условий и связанных с ними оледенений и потеплений стала четко ритмичной и частой, резко возрастает видообразование и совершенствование биоты, продолжавшиеся в процессе всей истории планеты вплоть до антропогена.

7.2. АБИОГЕННЫЙ ЭТАП

Планетологи полагают, что первоначально ни Земля, ни другие планеты не имели в составе атмосферы кислорода. Она в основном состояла из H_2O , H_2 , CH_4 , N_2 и NH_3 . В дальнейшем в результате реакции $H_2O + CH_4$ образовалась пара $CO_2 + H_2$, что привело к появлению в ней углекислоты. Водород был затем утерян атмосферой. Одно время (70-е гг.) развивалась гидридная гипотеза образования Земли, но в настоящее время она утратила актуальность. Первичная атмосфера была, вероятно, восстановительной и в воздушной миграции участвовали CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2O .

Взаимодействие H_2O и горных пород [Перельман, 1966] приводило сильные катионы в растворенное состояние, возникали также и первые сильные анионы, содержание которых составляло (в мас. %):

Na	2,5	Cl	0,017	Si	29,5
K	2,5	S	0,047	Al	8,05
Ca	2,96	P	0,093	Fe	4,65
Mg	1,87	V	0,009		
		N	0,0019		
Σ	9,83	Σ	0,1679	Σ	42,2

Исходя из кларков катионогенов и анионогенов в литосфере, можно предположить, что сильные катионы (9,83%) преобладали над

сильными анионами (0,1679%). Для компенсации зарядов необходим был какой-то анион. Им стал OH^- . По мере развития процесса перехода сильных катионов и анионов из элювия в водные потоки, в нем накапливались элементы, дающие слабые катионы – Fe, Al, Si, Ti, омываемые раствором сильных катионов и анионов. Т.е. это был процесс, похожий, за исключением слабой роли O_2 , на современное выветривание в элювиальных ландшафтах. Основываясь на этом, А.И.Перельман (1966) полагал, что общая тенденция выветривания была сходной с современной.

Однако водная миграция была иной, т.к. отсутствовал свободный кислород, который был связан в CO_2 . Поэтому – основная форма миграции в условиях восстановительной (глеевой обстановки) была в форме бикарбонатов $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$. Эти элементы вели себя в условиях докембрия как Ca и Mg. Они легко выносились из зоны выветривания в речных водах и отлагались в прибрежно-морских фациях морей в виде карбонатов на физико-химических и термодинамических барьерах. О возможности такого процесса свидетельствует широкое развитие сидеритовых руд железа в докембрийских отложениях Урала и других регионов. Вообще для докембрия планеты очень характерно образование огромных масс стратифицированных железных руд. Это – железистые кварциты и сланцы Чарской глыбы, Курской магнитной аномалии, Криворожского железорудного бассейна, огромных месторождений железа на выступах древних щитов Бразилии и Индии.

Сера в абиогенный период эволюции планеты практически не участвовала в водной миграции вследствие небольшой роли кислорода и находилась, вероятно, в сульфидной форме. Возможна была лишь механическая миграция в обломках горных пород и руд.

Таким образом, в архее (раннем докембрии) были распространены абиогенные ландшафты с восстановительными глеевыми условиями, обеспечивавшими миграцию Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Коры выветривания были слабо развиты. Различия между геохимическими ландшафтами обуславливались только геохимической специализацией территорий.

7.3. РАННИЕ ФОРМЫ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА И ГЕОХИМИЯ ДРЕВНЕГО ЛАНДШАФТА

Об условиях и времени зарождения живых организмов нет однозначных данных. Существующие представления сводятся к тому, что жизнь зародилась как в прибрежной части суши, так и в воде. Скорее всего, она возникла в поле взаимодействия атмо-, гидро- и литосферы.

Вода – как среда, минеральное вещество – как источник вещества для микроорганизмов. Возраст самых ранних бактерий, найденных в Трансваале (Южная Африка) около 3100 млн. лет. Первые сине-зеленые водоросли, находящиеся в гуронских кремнистых сланцах Онтарио имеют возраст в пределах 800-1600 млн.лет. Следы подобных водорослей известны в рифейских отложениях Урала, в северном Забайкалье.

Вероятно, в ранних формах живых организмов значительную роль наравне с углеродом играл и кремний. Но в процессе эволюции на границе гидросферы и атмосферы, где присутствовал CO_2 , явившийся продуцентом углерода и кислорода для процесса фотосинтеза, главенствующую роль природа отвела углероду, а кремний был использован для образования защитных систем. Возможно, на первых этапах образования жизни основными ее носителями были зеленые или пурпурные бактерии, способные осуществлять «...особый вид фотосинтеза» [Стент, 1965, с.30 по Stanier e.a, 1957].

С появлением фотосинтеза, осуществлявшегося специфическими бактериями, в атмосферу стал поступать кислород, и на ее границе с литосферой постепенно развивалась биосфера. Атмосфера постепенно стала очищаться от CO_2 и приобретала кислородно-азотный состав.

Роль азота, как выявлено исследователями последних лет, также была не *a zoon* (т.е. не безжизненной), не инертной. Он участвовал, вероятно, в образовании биомассы. Но биомасса была еще относительно невелика.

В морях преимущественно развиты были сине-зеленые водоросли, которые, вероятно, как считал акад. А.П.Виноградов, усваивали Са, а затем с их отмиранием CaCO_3 накапливался на дне водоемов, образуя карбонатные илы, в которых тоже могла быть бактериальная жизнь. Захватывая CO_2 , сине-зеленые водоросли, как полагал А.Г.Вологдин, уменьшили ее содержание в атмосфере, увеличив относительное количество кислорода и азота. Несмотря на господство сине-зеленых водорослей, конические колонии которых достигали первых метров в длину, специфический бактериальный фотосинтез вносил свою лепту в увеличение доли O_2 и общую биомассу на суше. В это время (3 млрд. - 570 млн.лет) на суше, вероятно, господствовали примитивно-пустынные ландшафты с небольшой биомассой. При этом на ранних этапах (нижний протерозой) преобладали ландшафты с восстановительной, а на поздних (верхний протерозой) – с окислительной средой.

7.4. ФОТОСИНТЕЗ И РОЛЬ РАСТЕНИЙ В ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ В ЛАНДШАФТАХ ПРОТЕРОЗОЯ

С появлением кислорода стало возможным развитие зеленых растений. Этот этап, главным в котором стал сложный процесс фотосинтеза (в зеленых растениях) с усвоением углекислоты атмосферного воздуха и образованием относительно больших объемов биомассы, предопределил ускорение развития жизни и синтеза живого вещества. Фотосинтез ознаменовал революционный этап в развитии высших растений. Он обеспечил резкое возрастание доли свободного кислорода. Обстановка постепенно становилась окислительной. На Земле появился новый тип реакций и процессов – окисление свободным кислородом.

7.5. ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ СЕРЫ В ПРОТЕРОЗОЕ

Реакции взаимодействия с кислородом положили начало окислению доселе устойчивых сульфидов – пентландита, пирротина, пирита, арсенопирита. Именно они присутствовали в верхней оболочке, доля ультраосновных и основных пород в которой была большей, чем теперь. Появились кислые воды, содержавшие сульфаты. Именно для протерозойских отложений в истории Земли чрезвычайно характерны так называемые эвапориты, давшие огромные массы щелочных пород с редкими щелочами (Rb, Cs, Li), редкими и редкоземельными элементами, ассоциирующими с галогенами, карбонатами, сульфатами и фосфатами. Они известны в Гренландии, на Кольском полуострове, Севере Забайкалья, в Африке и Китае. В сульфатной двухвалентной форме уже могли мигрировать Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Sr, Ca, Mg.

7.6. НОВЫЕ ФОРМЫ МИГРАЦИИ Fe, Mn В РИФЕЕ – НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

С возрастанием доли кислорода появились высокие степени окисления железа и марганца с образованием гидроксильных форм. Появились первые зоны окисления, глиноземистые коры выветривания и типичные для них ландшафты. Об этом свидетельствуют продукты метаморфизма глинистых морских осадков и древних глиноземистых (латеритных) кор выветривания с образованием диаспора, а затем и

силлиманита, кордиерита, алюминиевых слюд – фенгита, слюдоподобных минералов – хлоритоида, а также, в условиях высоких ступеней метаморфизма, и корунда. Развивались хорошо знакомые нам ландшафты с окисленными формами Fe, V, Mn, U и др. Эти ландшафты типичны уже для рифея – нижнего палеозоя.

7.7. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ

В геохимии ландшафта, поскольку основную роль в образовании биомассы и биохимическом круговороте играют растения, принята периодизация по смене растений в эволюции и геологической истории.

Палеофит – соответствует палеозою, мезофит – мезозою, кайнофит – кайнозою.

7.8. РАННИЙ ПАЛЕОФИТ

В палеофите (кембрий, ордовик, силур, 570-400 млн.лет) уже существовали наземные растения – псилофиты, или, как их теперь называют, риниофиты, переходные от водорослей к папоротникообразным, а также плауны, хвощи, папоротники. Особенностью риниофитов были спорангии, располагавшиеся на концах веточек. В спорангиях развивались споры. Спорангии, как и все растения, были пропитаны кремнеземом. Особо примечательны были и как концентраторы Si хвощи. По мере отступления моря наряду с примитивно-пустынными ландшафтами появились псилофитовые ландшафты сырых низин, а в кембрии – мангровые ландшафты на обширных территориях вплоть до Сибири. На суше не накапливались большие объемы органического вещества, т.к. среда, вероятно, была окислительной, зато в илах сохранилось много ископаемых остатков растений. Эти илы, как полагают, дали углеродистые сланцы. Для них типичны C, SiO₂, P, V, Cu, Co, Ni, Mo, а также – редкие земли в виде фосфатов группы флоренсита – койвинита, широко распространенных в фосфатоносных провинциях. В это время на суше преобладали процессы окислительного выветривания и выноса огромных масс рудных элементов в эстуарии палеорек и осадения их в восстановительной обстановке на геохимических барьерах. В корях выветривания в окислительной и глеевой обстановках переходили в со-

стояние водной миграции Ca, Mg, Na, Cl, S, Si, P, Cu, Co, Mo, V. В связи с орогенными процессами в нижнем палеофите на суше отсутствовали геохимические барьеры и эрозия преобладала над накоплением. Этим можно объяснить высокие концентрации Co, Cu, Mo, V, U (так называемой пятиэлементной формации) в морских осадках этого времени.

Лишь в процессе затухания орогенеза на суше стала накапливаться органика, почвы, мощные коры, в которых появляются сероводородные барьеры с осаждением рудных элементов в пониженных местах суши.

7.9. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОФИТ

Геохимические ландшафты верхнего палеофита (девон, карбон, пермь) характеризуют период 400-250 млн.лет. В девоне риниофитовая флора бурно развивается и в верхнем девоне местами существовали уже целые леса. На сушу выбрались первые амфибии, в море интенсивно развивались рыбы. Развитие растительности, особенно в теплых климатических зонах, привело к увлажнению и формированию нового типа ландшафта — лесных торфяных болот. В них отмечается начало угленакпления. Появилась геохимическая контрастность — окислительная среда в автономных ландшафтах сменялась на восстановительную в подчиненных, развивалось оглеение и миграция Fe^{2+} Mn^{2+} , а в обогащенных органикой участках могла возникать и сероводородная среда. Тем не менее в связи с интенсивным вулканизмом, возрастанием доли CO_2 доминирующими все-таки были аридные районы с пустынными ландшафтами. Лишь в лагунах шло угле- и соленакопление.

Начиная с каменноугольного периода стали появляться типичные лесные ландшафты, когда во влажных с жарким климатом районах начала интенсивно развиваться так называемая вестфальская флора с совершенными и мощными формами папортников, плаунов, хвощей. Стали появляться примитивные голосеменные. Большое развитие получили амфибии, насекомые и некоторые пресмыкающиеся.

В это время биомасса приобретает мощное развитие. Обилие органических кислот создает преимущественно кислые воды, способствовавшие разложению минералов пород субстрата и развитию мощных каолиновых кор выветривания. Широко развивались ландшафты лесных болот, в которых происходило захоронение мертвых стволов с образованием каменного угля (23% мировых запасов). В этих болотах

широко развито было оглеение с выносом Fe и Mn и формированием огнеупорных глин.

В карбоне впервые в истории планеты появились лесные ландшафты влажных тропиков со всеми основными классами: кислого, кислото-глеевого (лесные болота низменностей), Са-класса (на известняках) и Na-H₂S-класса (мангры, лесные болота морских побережий).

7.10. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ МЕЗОФИТА

Мезофит обнимает геологическое время от 250 до 100 млн.лет (пермь, триас, юра, нижний мел). В эти периоды на протяжении почти 150 млн.лет продолжалась дифференциация ландшафтов. Лесные ландшафты с однообразной растительностью занимали огромные пространства, охватывая всю Европу, Африку, Австралию. Это были лесные геохимические ландшафты с окислительной средой и мощной кислой корой выветривания. Они сопрягались с лесными болотами в депрессиях рельефа. Они были наиболее широко представлены на рубеже триаса и юры. Климат был жарким. Господствовали ландшафты влажных тропиков и субтропиков. Можно провести аналогии с каменноугольным периодом. Но углеобразование в это время развито ограниченно (4% от мировых запасов в юре и лишь 0,3% в меловое время).

В связи с развитием голосеменных (хвойных), характеризующихся малым содержанием золы в сухом остатке, биогенная аккумуляция элементов была невелика. Аккумуляция водных мигрантов была слаба, а выщелачивание их из почв интенсивным. Это приводило к деградации и оподзоливанию почвенного слоя.

С изменением форм растительности вымирают амфибии и возрастает роль рептилий, которые достигают расцвета в мезозое. Они имели крупные размеры и составляли существенную часть биомассы, спецификой которой стала аккумуляция кальция и фосфора. Наряду с влажными тропиками существовали и районы с влажным умеренным климатом, а также аридные районы с примитивными пустынями.

7.11. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ КАЙНОФИТА – ВЕРХНЕГО МЕЛА И КАЙНОЗОЯ (100 МЛН. ЛЕТ – СОВРЕМЕННАЯ ЭПОХА)

В середине мелового периода на смену голосеменным появляются покрытосеменные с их мощным и совершенным биологическим кругооборотом. Они содержат больше Р, Са и общего количества золы. Они интенсивно высасывают из почв Р, К, Са, Mg, но и ежегодно, уже в биомассе, возвращают значительную часть в верхний слой почв. В результате сами растения улучшают состав почв и обеспечивают свое дальнейшее развитие. Такой тип биокруговорота называют прогрессивным. Он был создан растениями в процессе их эволюции.

В палеогене особенно широко развиты ландшафты влажных тропиков и субтропиков с их огромной биомассой. В результате ее отмирания образовалось огромное количество бурых углей (около 54% мировых запасов).

Покрытосеменные, как наиболее приспособляющиеся, освоили часть аридных районов и примитивных пустынь. Пресмыкающиеся, в связи с аридизацией и похолоданием, в конце мела стали интенсивно вымирать, и начиная с палеогена бурно развиваются теплокровные млекопитающие.

В конце палеогена – начале неогена происходит похолодание и активизация тектонических процессов. На смену субтропикам и саваннам приходят широколиственные и хвойные леса. В Забайкалье, на Витимском плоскогорье развиваются каолиновые коры выветривания, во впадинах накапливаются продукты их размыва – озерные и речные осадки, обогащенные кремнеземом и рудными элементами, поступавшими из разрушающихся зон окисления сульфидных месторождений [Тайсаев, 1981].

Одновременно с осадконакоплением происходит активизация базальтоидного вулканизма. Базальтовые покровы на больших площадях перекрыли все ландшафты.

Для плиоцена характерен длительный перерыв в осадконакоплении и выравнивание рельефа, его пенепленизация. Образуются мало-мощные (5–15 м) красноцветные монтмориллонитовые коры выветривания.

В конце плейстоцена – начале эоплейстоцена – новое излияние оливиновых базальтов, заполнивших долины Витима, Амалата, Джилинды. В результате образовались подпрудные озера, что вызвало новые про-

цессы гипергенеза со специфической миграцией элементов. В эоплейстоцене – новый всплеск тектонических движений с образованием горнодолинного рельефа. Климат засушливый. Древние коры выветривания в условиях замкнутых котловин засаливаются. Образуются аккумуляции Cu, Ni, Co, Mo, Zn в глинистых отложениях.

Во второй половине эоплейстоцена снова происходит увлажнение и развитие темнохвойных лесов, а в долинах – широколиственных. На горных склонах – кислое выщелачивание, размыв древних кор и зон окисления. На фоне общего поднятия врезаются долины Витима и его притоков – Амалата, Кыджимита, Джилинды, Калара, Конды. Ландшафты – крутосклонные долинные с многочисленными реликтами ранних геохимических ландшафтов. С тектонической активизацией связаны многочисленные минеральные источники, функционирующие по сей день.

7.12. ПЛЕЙСТОЦЕН ЗАБАЙКАЛЬЯ

В плейстоцене происходит резкое похолодание и развитие горнодолинного оледенения на всей территории долины Витима, Олекмы, Чары и т.д. Выделяются 4 периода похолодания, соответствующие самаровскому, тазовскому, зыряновскому и сартановскому временам.

Появляются субарктические горные тундры и перигляциальные степи с многолетней мерзлотой. Сухой континентальный климат с преобладающим физическим выветриванием. В результате физического выветривания развиваются поля курумов. Для того времени характерно развитие эоловой деятельности, обусловившей воздушную миграцию самых разных петрогенных и рудных элементов. Пески покрывают огромные пространства – от низовьев Витима, Чары, Олекмы до юга Забайкалья.

В конце плейстоцена происходит потепление и появление первично ледниковых озер – Читкандинской, Арахлейской, Кондинской и других систем. Развивается лиственничная тайга с современными видами. Усиливаются солифлюкционные процессы. В позднем плейстоцене – начале голоцена климат становится засушливым, формируются степи и лесостепи. Происходит обызвесткование кор выветривания, образуются лугово-черноземные карбонатные солонцовые почвы, сульфатно-натриевые и щелочные озера, продолжается эоловый перенос.

С испарительной концентрацией F, Mo, Li и Sr в верхнеплейстоценовых степях, как установил Т.Т.Тайсаев (1981), связаны современные очаги эндемических заболеваний. На южных склонах долин крупных рек образуются сухие горные степи – убуры с реликтами геохимических аномалий. Историко-ландшафтно-геохимический разрез этого времени дан на рис.25.

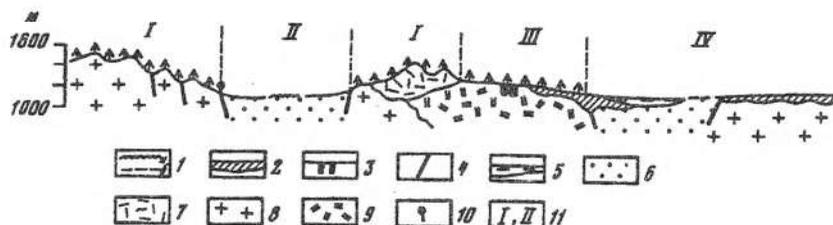


Рис. 25. Геохимические реликты в мерзлотных ландшафтах Витимского плоскогорья [Геохимия ландшафтов..., 1982]

1 - верхнеплейстоценовое засоление сульфатное (а) и содовое (б); 2 - верхний мел-палеогеновые каолинитовые коры выветривания - реликтовые зоны кислого выщелачивания; 3 - верхний мел-палеогеновые железные шляпы колчеданно-полиметаллических месторождений - зоны сернокислого выщелачивания; 4 - зоны ожелезнения разломов (кислородный барьер), обновленные в неоген-четвертичное время; 5 - поздне-верхнемеловые-палеогеновые пестроцветные гравийники, глинистые песчаники и глины; 6 - нижнемеловые песчаники, углистые сланцы, алевролиты, мергели; 7 - триасовые кислые эффузивы; 8 - нижнепалеозойские гранитоиды; 9 - нижнекембрийские туфы различного состава с прослоями известняков; 10 - геохимические ландшафты на выходах углекислых радоновых вод; 11 - геохимические ландшафты: I - таежно-мерзлотные кислого класса (расчлененные среднегорья), II - мерзлотные степные и лесостепные карбонатного класса с участками сульфатно-засоления (межгорные котловины), III - таежно-мерзлотные кислого глеевого класса (пенеплены), IV - мерзлотные лесостепные кислого глеевого класса с участками содового класса (пенеплены и межгорные котловины)

Ископаемые солонцы, свидетельствующие о широком развитии сухих континентальных условий в неоген-четвертичное время иллюстрируют рис.26 и 27.

В миоцене, особенно в его начале, на всей территории страны, включая Забайкалье, господствовал гумидный климат с соответствующими ему геохимическими ландшафтами, представленными на рис.28 и 29.

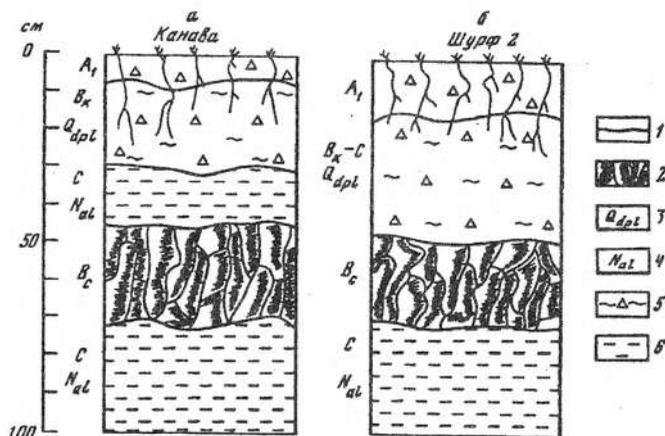


Рис. 26. Ископаемые солонцы неогенового (а) и неоген-четвертичного возраста (в), бассейн р. Кундузды, Мугоджары [Геохимия ландшафтов..., 1982]:

- 1 - границы генетических почвенных горизонтов; 2 - солонцовый (призматический) почвенный горизонт; 3-4 - возраст и генезис отложений: 3 - четвертичный делювио-пролювий, 4 - озерно-аллювиальные отложения неогена; 5-6 - механический состав: 5 - средний суглинок со щебнем, 6 - плотные глины

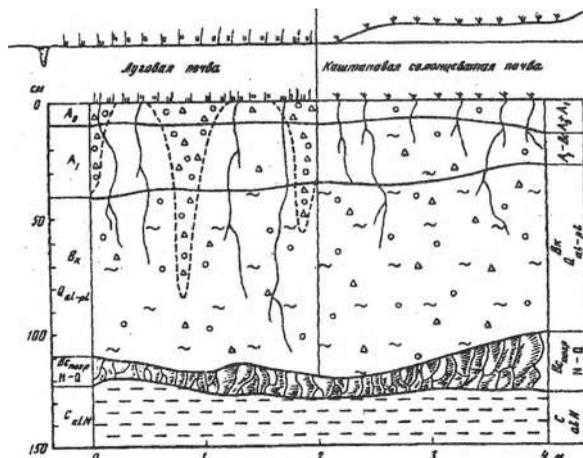


Рис. 27. Ископаемый солонцовый горизонт в современных луговой и каштановой солонцеватой почвах (уч. Кундузды, канава 4) [Геохимия ландшафтов..., 1982].

Условные обозначения см. к рис.26.

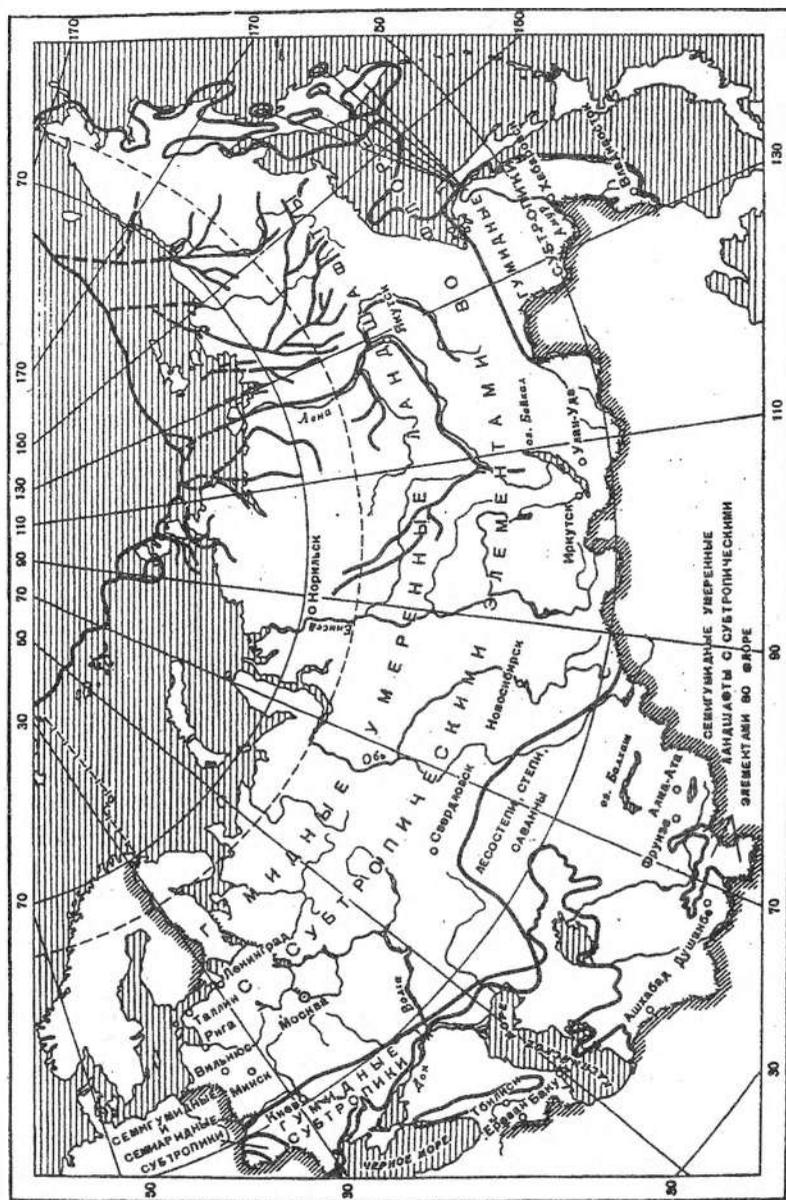


Рис. 28. Основные типы геохимических ландшафтов начала миоцена на территории СССР [Геохимия ландшафтов..., 1982]

7.13. ГОЛОЦЕН – СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

В голоцене в связи с похолоданием развиваются ландшафты, близкие современным. Усиливаются криогенные процессы. На сульфидных месторождениях развиваются сульфатные зоны окисления. В долинах накапливаются продукты солифлюкционных процессов. В середине голоцена вновь наступает потепление с разливами рек и озер. Происходит увлажнение, развитие тайги. Эоловые пески закрепились. На склонах развиваются таежно-мерзлотные подзолистые и ожелезненные почвы – подбуры [Тайсаев, 1982]. На платобазальтах в застойных условиях формируются верховые болота и озера с развитием оглеения.

В заболоченных долинах – биогенная аккумуляция химических элементов и осаждение гидроокислов железа из глеевых болотных вод.

Современные морфоструктуры и связанные с ними геохимические ландшафты предопределены неотектоническими движениями плиоцен-четвертичного времени. Относительно спокойный тектонический режим способствовал сохранению на большей части региона палеогеновых и допозднеплиоценовых поверхностей выравнивания и миоценовых платобазальтов.

На них формируются таежно-мерзлотные ландшафты пенеplenов с многочисленными реликтами былых геохимических ландшафтов – каолинитовых, монтмориллонитовых кор выветривания, зон окисления.

7.14. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ

Выявлены следующие основные три этапа истории геохимических ландшафтов:

- 1) абиогенный (ранний архей);
- 2) биогенный (поздний архей – кайнозой);
- 3) культурный или антропо-техногенный, ноосферный.

Эволюция геохимических ландшафтов – это эволюция взаимодействия биологического и абиогенного круговорота вещества на границе литосферы, гидросферы и атмосферы. Она развивалась ритмично, возвратно-поступательно. Основная ее особенность – периодическое возрастание доли биогенного фактора и приспособляемость живого вещества к изменяющимся условиям планеты. Живое вещество высокоэнтропийно, оно способно накапливать энергию и в определен-

ной мере регулировать геохимические процессы в ландшафтах, являющихся средой его функционирования.

- ?
1. Основные этапы развития геохимических ландшафтов в геологической истории. Основные особенности абиогенного периода в геохимической истории Земли.
 2. Ранние формы живого вещества и геохимия древнего ландшафта. Фотосинтез и роль примитивных растений в окислительных процессах в протерозойском ландшафте.
 3. Особенности геохимии серы в протерозое.
 4. Новые формы миграции Fe, Mn в рифее – нижнем палеозое.
 5. Периодизация геохимической истории ландшафтов.
 6. Ранний палеофит. Верхний (поздний) палеофит.
 7. Геохимические ландшафты мезофита.
 8. Геохимические ландшафты кайнофита.
 9. Геохимические ландшафты плейстоцена Забайкалья.
 10. Геохимические ландшафты голоцена – современного периода.
 11. Общие закономерности геохимической эволюции ландшафтов.



- Вернадский В.И. Очерки биогеохимии. – М.: Наука, 1983.
- Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Наука, 1983.
- Камалтынов Р.М. Роль похолоданий в возникновении биоразнообразия озера Байкал // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.52-55.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975.
- Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. – 1976. – № 2.
- Тайсаев Т.Т. Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1981.

ГЛАВА 8

ГЕОХИМИЯ АНТРОПОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ И ТЕХНОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

8.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ АНТРОПОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Среди антропогенных ландшафтов в процессе развития цивилизаций и, как следствие, духовной и материальной культуры, включающих как облагораживание ландшафта, так и техническое воздействие на него с целью создания материальных благ (пища, орудия труда, жилища, орудие, коммуникационные средства и т.д.), к началу XX в. совершенно отчетливо выделились *два типа антропогенных геохимических ландшафтов* – культурные и техногенные. Между ними, вероятно, следует выделить промежуточные, связанные с агрикультурой или земледелием, а также с пастбищным животноводством.

Формирование культурных ландшафтов связано с наименьшим техногенным воздействием. Земледелие, включая агрономию и агротехнику, оказывает существенное влияние на геохимическую составляющую, обусловленную внесением удобрений (P, N, Ca, K, Cl, S, Na), а также на сплошность, минеральный и гранулометрический состав почв, обуславливающих усиление эрозионных процессов, минерализации, заболачивания или осушения с уменьшением биомассы.

К собственно техногенным ландшафтам относятся участки земной поверхности и верхней части литосферы, претерпевшие воздействие в связи с их промышленным освоением.

Одним из важнейших факторов является строительство и функционирование городов и их агломераций размерами в десятки и даже сотни километров, с подземными хранилищами и транспортными коммуникациями и огромным (до 10-12 млн. человек) скоплением людей, жизнеобеспечение которых сопряжено с огромной нагрузкой на ландшафты. Кроме того, урбанизация приводит к развитию транспортных

коммуникаций. Оно в свою очередь связано с существенными изменениями рельефа и сплошности недр.

Индустриализация связана с добычей и переработкой полезных ископаемых, в процессе которых нарушается сплошность недр, гидро-геологическое равновесие, перемещаются и переводятся в подвижное состояние огромные массы минерального вещества и существенно изменяется геохимическая составляющая ландшафтов. Наконец, огромное ландшафтно-геохимическое значение имеют современные войны, на что впервые обратил внимание А.Е.Ферсман [Ферсман,1931].

8.2. ДРЕВНИЕ ЦИВИЛИЗАЦИИ И ЛАНДШАФТНЫЕ ОЧАГИ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ

Влияние человека на ландшафт нарастает по мере освоения земных богатств и овладения природными ресурсами. Если в доисторическую эпоху его воздействие сводилось в выкапыванию корешков, заготовливанию впрок растительной пищи, рыбной ловле, охоте на животных и изготовлению примитивных каменных орудий, то в более поздние эпохи с началом земледелия и скотоводства, изготовления одежды и строительства жилищ оно приобрело более широкие масштабы. Выкорчевывался и выжигался лес, скот вытаптывал пастбища, добыча полезных ископаемых приводила к изменению ландшафта вплоть до опустынивания. Но кроме негативных последствий человека его деятельность в результате орошения и удабривания земель, стремления создавать парки, сады, новые водоемы способствовала облагораживанию ландшафта. Начиная с I-II тысячелетий до н.э. в древних очагах зарождения цивилизации (Индия, Ассирия, Вавилон, Египет, Древняя Греция и Древний Рим) развивалась парковая культура. Одновременно цветущая Нубия была превращена в пустыню.

Проблема выяснения истоков земледельческих цивилизаций и связанных с ними очагов зарождения культурных ландшафтов впервые в полном объеме была поставлена и в основном разрешена академиком Н.И.Вавиловым (1887-1943). Для ее решения он провел множество экспедиций в разные части Света. Он работал в горах Памира и Гиндукуша (Нуристан), в Китае, Японии, на Тайване, в Персии, Африке, Мексике, Перу (рис.30). К наиболее древним очагам введения в культуру мягких и карликовых форм пшениц он отнес бассейн левобережья р.Кунар в

Афганистане в провинции Нуристан (1924), в предгорьях Гиндукуша, затем – территории Передней Азии, Эфиопию и долину Нила. Самые древние в мире культуры риса он обнаружил на острове Хоккайдо, культуру использования камфарного дерева – на о.Тайвань, кукурузы – в Мексике, клубневых растений – в Перу и т.д.

В результате им было создано учение о мировых центрах сельскохозяйственных культур в истории цивилизаций, которое успешно развивается его последователями [Вавилов, 1962]. Огромное число растений было введено в культуру и, соответственно, созданы антропогенные ландшафты на территории современных Японии, Тайваня и провинции Синьцзянь в Западном Китае. Академик Н.И.Вавилов в результате многолетней экспедиционной работы пришел к выводу «...о полном своеобразии этой великой культуры, о совершенно уникальном составе культурных растений, об оригинальных агротехнических навыках, о полной самостоятельности древнего восточноазиатского земледельческого очага» [см.: Резник, 1968, с.249]. На Американском континенте Н.И.Вавиловым выделено два (а точнее, 3) независимых очага земледельческой культуры, и, соответственно, культурных ландшафтов со всеми их атрибутами. Это перуанско-болливийский, созданный доинкской и инкской цивилизациями, и южноамериканский и центральноамериканский (цивилизации, соответственно, майя, толтеков и ацтеков). Еще в доколумбовы времена эти цивилизации общались между собою. Мексиканская кукуруза проникла в Перу, а клубневые растения – в Мексику. Для Мексики совершенно типичны переходы ландшафтов с дикими формами таких растений, как слива, хлопчатник, какао, тыквы, фасоли в культурные посевы. По предположению Р.Макнейша [Галич, 1990], на Американском континенте существовало четыре древнейших земледельческих центра. К ним относят Юго-Восток США (Аризона, Нью-Мексика), Тамаулипас и долина Теуакана (Мексика), побережье Перу. Палеоботаники зачатки земледелия в Техасе и на севере Мексики называют культурами пустыни. Обнаруженные здесь в пещере Бат (штат Нью-Мексико) остатки кукурузы относятся ко 2-1-му тысячелетию до н.э.



Рис. 30. Мировые центры происхождения культурных растений и культурных ландшафтов. По Н.И.Вавилову, вариант 1935 г. [Резник, 1968]

I-II - Южно-Азиатские; III - Афрано-Среднеазиатские; IV - Месопотамно-Кавказские; V - Средиземноморские; VI - Восточно-Африканский; VII - Центрально-Американский; VIII - Перуанско-Боливийский

Наиболее древние очаги земледелия находятся в субтропических климатических зонах. Это – умеренно сухие предгорные субаквальные ландшафты или межгорные автономные степи на нагорных террасах. Почвы здесь преимущественно сероземные и редко каштановые. Скорость биологического круговорота высока. Подчиненные ландшафты субтропических степей близки к сухим степям. Большинство субтропических степей использовалось под пастбища и богарные посевы. В древности широко развито было земледелие в периодически заливавшихся водой долинах-поймах крупных рек. Пойменные иловые почвы долины Нила высоко ценили древние египтяне. На заре земледельческой цивилизации осваивались лесостепи, степные безлесные районы, такие как междуречье Тигра и Евфрата, Северной Африки.

К настоящему времени в земледелии используется более 11,5% всей суши и на одного человека приходится около 0,35 га земли.

8.3. ОПУСТЫНИВАНИЕ КАК СЛЕДСТВИЕ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В последней четверти XX в. в аридных областях планеты резко усилились процессы опустынивания. Они выражаются в аридизации и резком сокращении биологической продуктивности в их пределах. Ученые считают, что из 45 выявленных факторов опустынивания 87% связано с антропогенным воздействием на ландшафт в результате нерационального использования человеком воды, земли, растительности, полезных ископаемых. Другая часть факторов обусловлена природными процессами и прежде всего изменениями климата, периодическими засухами, которые сильнее всего сказываются на истощенных землях, предрасположенных в силу географического положения и геологической истории к деградации биологической продуктивности.

По определению конференции ООН по проблемам опустынивания в 1977 г., «опустынивание – это долгосрочное падение биологической продуктивности территорий».

Опустынивание – неизбежное явление длительного сельскохозяйственного и промышленного использования природных ресурсов аридных областей. Оно проявляется вследствие нарушения динамического равновесия в хрупких аридных экосистемах. Эти нарушения могут быть обусловлены чрезмерно интенсивным и неоправданно длительным использованием пастбищ, орошением почв без коллекторно-дренажных

систем, отсутствием севооборотов или их нерациональной последовательностью, неправильной агротехникой, включая внесение удобрений и инсектицидов. В результате почвы заболачиваются или засоляются, оголяются и приходят в движение пески, развивается эрозионная деградация. При этом расширяются границы пустынь за счет их переходных зон, где деятельность человека достаточно интенсивна.

В аридных и лесостепных зонах с широко развитым горно-рудным производством существенную роль в деградации земель играют следствия открытой разработки полезных ископаемых и их обогащения с образованием отрицательных форм рельефа (котлованы, карьеры, просадки грунтов), терриконов и хвостохранилищ с токсичными веществами, которые развеиваясь ветром, заражают ландшафт и способствуют уменьшению биоразнообразия. В результате выемки огромных масс горных пород нарушаются гидрогеологические равновесия, происходит обводнение или осушение территории.

Процессы опустынивания наиболее интенсивно развиваются в Азии, Африке и Австралии (табл.22), где находятся самые большие пустыни планеты. В целом доля опустынивания для планеты составляет почти 30%.

Периодические длительные засухи способствуют опустыниванию больших территорий. Например, в 1968-1973 гг. опустошительная засуха охватила южную часть Сахары, охватывающую Сахельскую зону, простирающуюся на восток от Мавритании до Сенегала через Мали, Буркина Фасо и Нигер до Чада и границ Судана [Пустыни, 1968].

Специалисты ООН пришли к выводу о том, что около 30 млн.км² суши (19%) находится на грани опустынивания, угрожающему более 100 странам Земли. В Сенегале, Мали, Нигере, Камеруне, Чаде и Судане в 70-х гг. XX в. пустыни продвигались со скоростью 1,5-10 км в год. По состоянию на 1986 г. общая площадь антропогенных пустынь составила более 9 млн.км². За 1938-1986 гг. Сахара поглотила около 650 тыс.км² прилегавших к ней земельных и скотоводческих земель. Пустыня Тар продвигалась на 1 км ежегодно, Атакама – на фронте 80-160 км со скоростью 2,5 км в год.

Опустынивание приводит к значительным экономическим затратам. Например, потери США от наступления пустынь ежегодно достигают 10 млрд.долл., что на одного человека составляет 2,3 долл. [Пустыни, 1986]. Определено, что уменьшение урожайности в аридных областях в результате опустынивания составляет 30 млн.т зерна в год.

Таблица 22

Территории потенциального опустынивания по континентам (тыс.км²%)
(составлено с использованием данных: Пустыни, 1986)

Степень опустынивания	Африка	Азия	Австралия	Северная Америка	Южная Америка	Европа	Мир в целом
Средняя	$\frac{3840}{13}$	$\frac{5177}{11,9}$	$\frac{2904}{38}$	$\frac{2931}{14,3}$	$\frac{1674}{9,1}$	$\frac{678}{6,8}$	$\frac{17204}{17,4}$
Сильная	$\frac{5037}{11}$	$\frac{6849}{15,8}$	$\frac{3120}{40,5}$	$\frac{1328}{6,5}$	$\frac{1315}{7,2}$	$\frac{218}{2,2}$	$\frac{17862}{18,0}$
Очень сильная	$\frac{1857}{6,4}$	$\frac{486}{1,1}$	$\frac{332}{4,3}$	$\frac{200}{0,98}$	$\frac{444}{2,4}$	$\frac{51}{0,5}$	$\frac{3370}{3,4}$
Всего	$\frac{10734}{35,4}$	$\frac{12512}{28,2}$	$\frac{6356}{74,7}$	$\frac{4459}{21,8}$	$\frac{3433}{18,7}$	$\frac{947}{9,5}$	$\frac{38436^*}{29,1}$

* Без учета площади экстраординарных пустынь — 8967,5 тыс.км²

К настоящему времени согласно рекомендациям Кенийской конференции (1977 г.) определены основные факторы опустынивания. Среди них антропогенные сводятся:

- к истреблению растительного покрова и разрушению почвенного слоя при промышленном, коммунальном и ирригационном строительстве;
- деградации растительного покрова;
- уничтожению древесно-кустарниковой растительности в результате заготовки топлива;
- дефляции и эрозии почв при интенсивном богарном земледелии;
- вторичном засолении и заболачивании почв в условиях орошаемого земледелия;
- интенсификации тыкыро- и солончакообразования в предгорных равнинных и бессточных впадинах;
- разрушении ландшафта в районах горных разработок за счет промышленных отходов, сброса сточных и дренажных вод [Пустыни, 1986].

Усиление опустынивания происходит под действием таких естественных процессов как увеличение аридности, сокращение запасов влаги, нерегулярности осадков и, соответственно, эпизодичность питания подземных вод, выветривание солей, водная эрозия, дефляция, образование подвижных песков, усыхание почв и их засоление, и, как следствие, - деградация растительного покрова и сокращение популяции и численности животных. Все эти процессы существенно изменяют ход геохимических процессов в ландшафте и его геохимические характеристики. Для своевременной оценки нарастания процессов опустынивания выработаны геохимические, физические, биологические и социальные индикаторы и критерии. Среди физических и геохимических важнейшими является:

- степень засоления и выщелачивания почв;
- глубина залегания, минерализация, химический состав и количество грунтовых вод;
- распространенность и химический состав пустынного загара;
- мощность, состав и структура корнеобитаемого слоя почвы, содержание в ней органического вещества;
- степень развития, мощность и состав почвенной корки;
- изменение расхода и объема твердого стока;

– охватываемая водной эрозией территория и мутность поверхностных вод;

– количество песчаных и пыльных бурь.

Среди биологических индикаторов и критериев выделяют особенности растительного и животного мира.

К особенностям растительности, указывающим на опустынивание, относят изменения в распределении, численности и структуре популяций, характере древесно-кустарникового полога и наземной травянистой растительности, растительных сообществ, биомассе и ее структуре, урожайности кормов.

К изменениям в животном мире, указывающим на процессы опустынивания, относят видовое разнообразие, поголовье домашнего скота, численность, структуру популяций, особенности размножения.

8.4. ГЕОТЕХНОГЕНЕЗ И ТЕХНОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

8.4.1. Понятие геотехногенеза

А.Е.Ферсман *геохимическую деятельность человека определил как техногенез*. Естественно, что он употреблял этот термин только в контексте с геохимическими процессами, обусловленными воздействием человека на состояние природных геохимических систем с помощью различных технических приемов и орудий и, как следствие, технологий, в которых участвует вещество. В настоящее время в геохимической науке утвердилось словосочетание *геохимия техногенеза*. Это словосочетание в 1986 г. было обосновано академиком Л.В.Таусоном, который писал: «... изучение химизма техногенных процессов должно стать предметом особого внимания геохимии, а весь комплекс проблем, возникающих в связи с этим, должен объединяться понятием «геохимия техногенеза». Все множество проблем этого нового направления геохимии может быть подразделено на три группы:

повышение эффективности природных ресурсов;

увеличение продуктивности биосферы;

сохранение и улучшение окружающей среды» [Таусон, 1986, с.3].

Другие авторы используют термин «техногенез» без сочетания его с геохимией, тем не менее подразумевая эту связь. Например, М.А.Глазовская дает следующее определение: «Техногенез – совокупность геохимических и геофизических процессов, связанных с деятельностью человечества...» [Глазовская, 1988, с.242]. Семантика слова «техногенез» не позволяет вкладывать в него только геохимический смысл, т.к. техногенной в самом общем виде является любая машина, любой предмет, порожденный техникой. Поэтому его следует употреблять для обсуждения проблем геохимии ландшафта либо в сочетании со

словом «геохимия», как это обосновано акад. Л.В.Таусоном, либо использовать термин «геотехногенез», понимая под ним географические (ландшафтные), геологические (в том числе и геохимические, минералогические и т.д.) процессы, связанные с техногенным воздействием на природные тела, составляющие области взаимодействия лито- гидро- и биосферы. Термин «геотехногенез» наиболее полно соответствует основной идее А.Е.Ферсмана и вполне соотносится с представлениями В.И.Вернадского о ноосфере, которая «... есть новое геохимическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой» [см.: Перельман, 1989, с.338]. «Равновесие в миграции элементов, которое установилось в течение геологических времен, нарушается разумом и деятельностью человечества» [Вернадский, 1983, с.258]. Этот вывод В.И.Вернадского однозначно подтверждает необходимость использования предлагаемого нами широкого и вместе с тем строго определенного в геологическом смысле термина «геотехногенез». Взаимосвязи между использованием природных ресурсов и окружающей средой, включая ландшафты, через посредство геотехногенеза дано В.К.Лукашевым (рис.31).



Рис. 31. Взаимосвязи между использованием природных ресурсов и окружающей средой через посредство геотехногенеза [Лукашев, 1987]

8.4.2. Деструкция и деградация ландшафта при добыче минерального сырья

В процессе поисков и разведки рудных месторождений для получения информации о пространственных параметрах рудных тел (глубина залегания, мощность, длина, ширина, углы и азимуты падения и простирания), содержания и качестве полезного ископаемого, его запасах в верхней части литосферы проходят канавы, траншеи, подземные горные выработки, бурят скважины. При этом нарушается и перемещается почвенный слой, нарушаются системы циркуляции подземных вод. Все это приводит к *деструкции ландшафта*. Еще более масштабное воздействие на сопряженные геосферы оказывает добыча руды. При открытой разработке месторождений для вскрытия рудных тел сверху снимают огромное количество надрудных горных пород, содержащих аномальные концентрации рудных и попутных химических элементов.

По неполным данным, объем вскрышных пород горнорудных предприятий Читинской области составляет 2,87 млрд.т. Они занимают более 4 тыс.га земель [Геологические исследования..., 1999]. Например, при отработке I очереди Удоканского месторождения предполагается ежегодно вынимать из недр и перерабатывать 7,5 млн.т руды, а всего предполагается добыть и переработать 1 млрд. 310 млн.т. Забайкальский ГОК в Читинской области в период 1966-1990 гг. ежегодно добывал 700-1200 тыс.т руды и кроме этого извлекал из недр и перемещал 5-7 млн.т вскрышных пород. За 25 лет это составило более 200 млн.т руды и 1,5 млрд. т вскрышных пород.

Наряду с вскрышными породами, в результате обогащения руд, образуются так называемые хвосты обогащения, содержащие в раскрытом виде, т.е. подготовленном для растворения и переноса в процессе водной миграции, различные, в том числе токсичные, химические элементы. По неполным данным, для 12 горнорудных предприятий Читинской области масса их составляет 166,67 млн.т.

В результате открытой разработки рудных месторождений происходит деструкция (нарушение структуры) ландшафтов. Она сводится к тому, что резко изменяется рельеф, разрушается почвенный слой, прекращается жизнедеятельность растений и животных, образуются огромные котлованы. В зависимости от режима подземных и поверхностных вод они заполняются водой и заболачивают местность, либо осушаются с нарушением гидрогеологического режима. В образовавшемся карьере резко интенсифицируются процессы окисления сульфидов и гидратации алюмосиликатов. Это приводит к образованию сернокис-

лых вод с выносом на ландшафт токсичных металлов и загрязнением почв. В областях развития мерзлотных ландшафтов в результате деградации мерзлоты происходит усиление процессов окисления сульфидов меди, свинца, цинка, серебра и вынос их на ландшафт и концентрирование на геохимических барьерах.

8.4.3. О полноте использования добываемых руд

Многовековой опыт добычи и переработки руд свидетельствует о том, что только 10% извлекаемого из недр минерального сырья доходит до готовой продукции. А в большинстве случаев и того менее. Например, если учесть, что среднее содержание молибдена в промышленных рудах составляет 0,1%, то при извлечении его в концентрат с содержанием 5-10% молибдена в обогащательном процессе в отвал уходит 90-95% добытой руды, а при металлургическом переделе извлекается в виде чистого металла менее 0,1%. Это означает, что на различных этапах передела руды до 99% ее остается в виде отходов. Еще большая часть руды уходит в отвалы при переработке руд золота. При среднем содержании золота в руде 10 г/т (или 0,001%) в отвальные хвосты и отходы металлургического передела уходит более 99,9% добытой горной массы.

Интересен такой факт. За первые 35 лет деятельности (с 1929 г.) комбинат «Балейзолото» добыл столько руды, что потребовалось бы 215 тыс. современных железнодорожных вагонов. Они заняли бы железнодорожный путь от Читы до Владивостока. Было пройдено 412 км подземных горных выработок и промыто драгами 60 млн.м³ песков [Геологические исследования..., 1999].

Вместе с хвостами обогащения и отходами металлургического передела в отвал уходит огромное количество самых различных химических элементов. Например, в отходах горно-добывающих предприятиях Читинской области, по оценкам специалистов, находится 149 т золота, 925 т серебра, 74,3 тыс.т олова, 10 тыс.т вольфрама, 24 тыс.т молибдена, 133,5 тыс.т свинца, 192,3 тыс.т цинка, 480 т кадмия, 2 тыс.т тантала, 261 тыс.т ниобия, 85,7 тыс.т лития, 13,5 тыс.т бериллия, 690 т висмута, около 4,5 тыс.т мышьяка, 146 тыс.т серы и другие полезные компоненты [Геологические исследования..., 1994].

Огромное количество редких элементов находится в золах углей. Все это находится в техногенном ландшафте. Утилизация отходов горно-металлургического комплекса имеет огромное экологическое и экономическое значение. Например, в США из зол угля добывают более 50% всех редких металлов. По Л.В.Таусону (1986), в теплоэнергетиче-

ской отрасли ежегодно образуется до 70 млн.т золы. В ней находится огромное количество железа, марганца, никеля, кобальта в виде металлических шариков, извлечение которых может дать существенный прирост готового металлического полуфабриката. Нередко в золе обнаруживаются содержания глинозема (32-35%), что соответствует таковому в бокситах.

8.4.4. Особенности миграции химических элементов в зоне геотехногенеза

Проблемам техногенной миграции химических элементов посвящена большая литература [Таусон, 1986; Сутурин, 1986; Козырева и др., 1986; Лукашев, 1987; Глазовская, 1988; Перельман, 1989; Окружающая среда..., 1995; Ковалев и др., 1996; Геологические исследования..., 1999 и др.]. Наиболее общая схема и классификация геотехногенных факторов, оказывающих влияние на ландшафт, предложена Н.П.Солнцева (1976) (рис.32). Основная идея этой классификации заключается в диалектике вынос-привнос вещества в ландшафтно-геохимических системах.

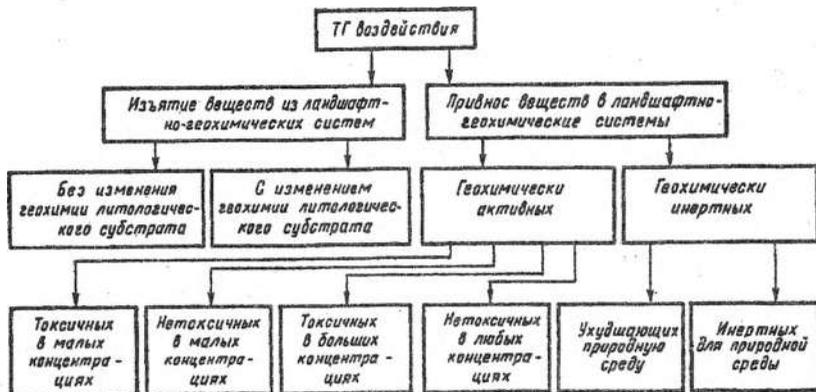


Рис. 32. Схема классификации техногенных факторов [Солнцева, 1976]

Миграция вещества в условиях геотехногенеза происходит в тех же основных формах, что и в природных ландшафтах. В техносфере горнопромышленных комплексов она осуществляется по схеме: извлечение из недр → переработка в промышленных технологических цепочках → образование водоемов-хвостохранилищ → минералогеохимические преобразования отвальных хвостов с осаждением илов и

миграцией химических элементов в водных растворах → осаждение их на геохимических барьерах (в частности, перемычках и дамбах) → выход на ландшафт и участие в биологическом круговороте. При этом образуются локальные геотехногенные аномалии. В процессе горнооткрытых работ, а также сжигания углей на ТЭЦ образуются пыль и аэрозоли тонкой твердой фазы, которая выпадает на ландшафт. Локальные геотехногенные аномалии характеризуют коэффициентами концентрации отдельных элементов (K_k) и суммарными показателями загрязнения (Z_c) относительно природных фоновых содержаний в ландшафте. На рис.33 приведены относительные оценки интенсивности поступления химических элементов с твердофазными выпадениями из атмосферы, по Ю.Е. Саеу и Р.С. Смирновой (1983) [см.: Глазовская, 1988]. По мере удаления от источников загрязнения комплекс токсичных элементов обедняется, а суммарный показатель загрязнения уменьшается [Глазовская, 1989]. Содержание геотехногенных элементов в почвах и золе растений экспоненциально уменьшается с удалением от их источника (рис.34, 35). В результате различной миграционной способности различных химических элементов образуются зональные геотехногенные ореолы их рассеяния (рис.36). В конкретных ландшафтно-геохимических системах возникают различные сочетания природных и техногенных ореолов рассеяния (рис.37).

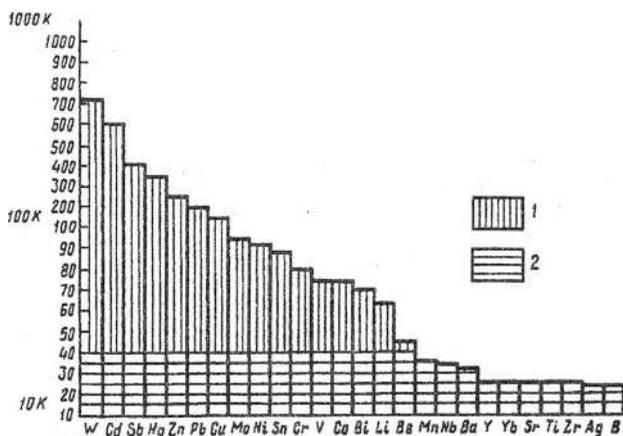


Рис. 33. Относительные оценки интенсивности поступления химических элементов с твердофазными выпадениями из атмосферы (по: Ю.Е. Саету, Р.С. Смирновой, 1983 [см.: Глазовская, 1988]):

1 - собственно аномальные; 2 - условно аномальные; К - коэффициент концентрации элемента в твердофазных выпадениях по отношению к фоновому содержанию в почвах

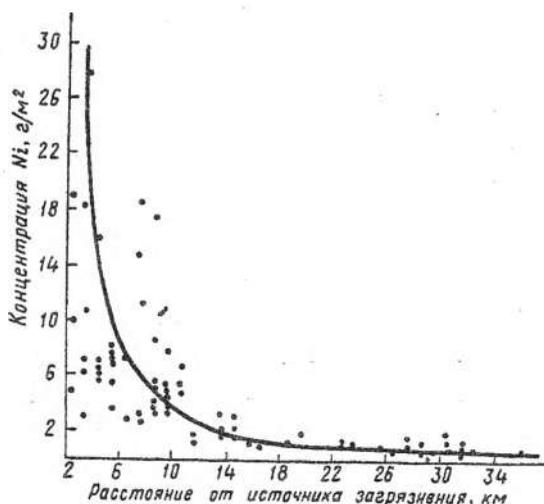


Рис. 34. Пространственное распределение запасов никеля ($г/м^2$) в поверхностном слое подзолистых иллювиально-железисто-гумусовых почв (по Карабань, Назарову и др., 1985 [см.: Глазовская, 1988])

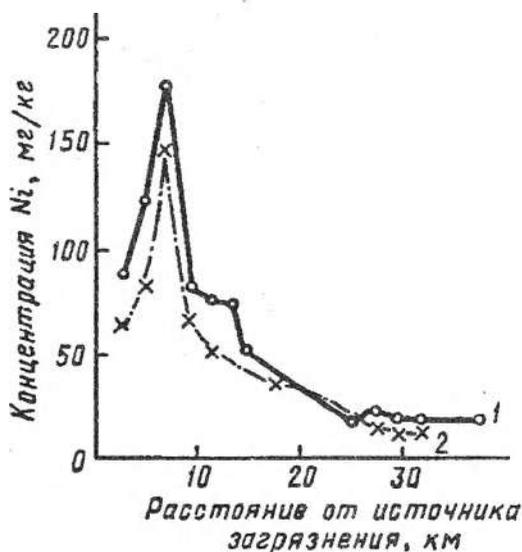


Рис.35. Пространственное распределение никеля в листьях березы (1) и хвое сосны (2) в мг/кг сухого вещества (по Карабань, Назарову и др., 1985 [см.: Глазовская, 1988])

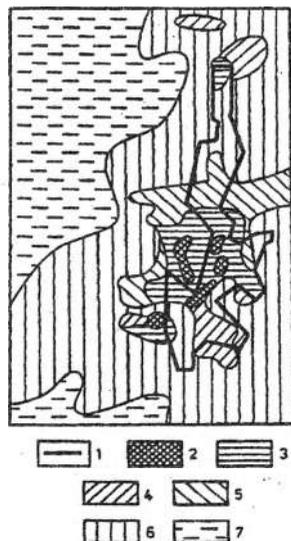


Рис.36. Техногенный ореол рассеяния тяжелых металлов, связанный с промышленным центром, в почвах; распределение элементов с коэффициентом концентрации >1,5 (по Е.П.Сорокиной, 1983 [см.: Глазовская, 1988])

1 - граница промышленной зоны; ареалы ассоциаций элементов, суммарный показатель загрязнения (Zc) - 2 - свинец, медь, цинк, ртуть, хром, Zc - 100-500; 3 - то же, Zc - 30-100; 4 - то же, без ртути, Zc - 30-100; 5 - то же, без вольфрама, Zc - 30-100; 6 - то же, без вольфрама и ртути, Zc - 10-30; 7 - то же, без вольфрама, ртути и олова, Zc - 3-10

8.4.5. Геотехногенные элементы и системы ландшафта

Огромное значение имеет быстро возрастающее количество бытового и промышленного мусора, который изменяет ландшафт. В Нью-Йорке ежегодно выбрасывается 8 млн.т мусора, в Токио – 4,5 млн.т, а в целом в мире – до 20 млрд.т. Задача состоит в его утилизации, так как кроме улучшения экологической обстановки позволяет получить, исключив трудо- и энергоемкие процессы горнодобывающей промышленности, множество ценных металлов, удобрений и т.д. Только в составе отходов гальванического производства находятся (в %): Сг – 1,5; Cu – 1,0; Zn – 0,9; Sn – 0,6; Ni – 0,3, т.е. больше, чем в рудах. В результате металлургических, химических и других производств образуются техногенные илы, содержащие токсичные элементы.

Огромные массы илов образуются в очистных сооружениях крупных городов. На площадях, занимаемых горнодобывающими предприятиями, образуются геотехногенные коры выветривания на отвалах пустых пород и забалансовых руд, вследствие геотехнологических процессов извлечения полезных компонентов возникают геотехногенные водоносные горизонты и тела, насыщенные отработанными растворами.

В результате деятельности человека формируются геотехногенные геохимические ландшафтные системы городских агломераций, агроландшафты, ландшафты транспортных коммуникаций. Особое значение имеют ландшафтные системы на нефте- и газодобывающих территориях.

В целом, геотехнология оказывает все нарастающее влияние на природные ландшафты. Для обозначения этого процесса используется понятие *техногенное геохимическое давление*, предложенное Н.Ф.Глазовским. Оно обозначает количество химического элемента, выводимого ежегодно из техногенного потока в природный. Отношение его к единице площади названо *модулем техногенного геохимического давления в т/км²*. Геотехногенез приводит к изменению климата, и в этой связи существует проблема глобального потепления, чреватая многими существенными проблемами развития цивилизации.

Геотехногенез как продукт человеческой деятельности должен быть познан и это знание станет инструментом сохранения, развития и самоорганизации цивилизации в границах ноосферы.

- ?
1. Что такое антропогенный ландшафт?
 2. Когда, где и в каких ландшафтах возникли очаги земледелия?
 3. Что такое культурный ландшафт?
 4. В чем заключается процесс опустынивания?
 5. Почему следует использовать термин геотехногенез?
 6. Что такое техногенный ландшафт?
 7. Особенности миграции геохимических элементов в зонах геотехногенеза.
 8. Особенности техногенных ландшафтов.
 9. Эндемичный ландшафт. Культурный ландшафт.



Агрохимикаты в окружающей среде / Э.Хайнит, Н.Паукке, Г.Д.Нагель и др. – М.: Мысль, 1979.

Алексеенко В.А. Экологическая геохимия. – М.: Логос, 2000.

Бондарев Л.Г. Ландшафты, металлы, человек. – М.: Мысль, 1976.

Вавилов Н.И. Пять континентов. – М., 1962.

Вернадский В.И. Очерки биогеохимии. – М.: Наука, 1983.

Галич Мануэль. История доколумбовых цивилизаций. – М.: Мир, 1990.

Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья / Г.А.Юргенсон, В.С.Чечеткин, В.М.Асосков и др. – Новосибирск: Наука, 1999.

Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986.

Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988.

Лукашев В.К. Геологические аспекты охраны окружающей среды. – Минск: Наука и техника, 1987.

Окружающая среда и условия устойчивого развития Читинской области / А.М.Котельников, О.А.Вотах, А.М.Возмилов и др. – Новосибирск: Наука СО, 1995.

Пустыни / А.Т.Бабаев, Н.Н.Дроздов, И.С.Зонн, З.Г.Фрейкин. – М.: Мысль, 1986.

Резник С. Николай Вавилов. – М.: Молодая Гвардия, 1968. – ЖЗЛ
Тайсаев Т.Т. и др. Экологические проблемы горнодобывающих районов Забайкалья // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.228-230.

Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Союза. – Л., 1931.

Юргенсон Г.А. Проблема взаимодействия природных и техногенных процессов на границах геосфер // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999.

ЛИТЕРАТУРА

Абидуева Е.Ю., Намсараев Б.Б. Биоразнообразие сульфатвосстанавливающего микробного сообщества содовых озер Забайкалья // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.166.

Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Лотос, 2000.

Алексеев В.А. Экологическая геохимия. – М.: Лотос, 2000.

Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. – М.: Мысль, 1976.

Афанасьева Т.В. и др. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.

Банзаракцаева Т.Г., Бархутова Д.Д., Матюгина Е.Б. Микробиологическая характеристика содовых и пресных озер Ивано-Арахлейской системы // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.168-169.

Бархутова Д.Д., Данилова Э.В., Намсараев Б.Б. Микробиологическая характеристика водных экосистем Забайкалья // Химия биологически активных веществ. В.4. – Улан-Удэ, ВСТГУ, 1988. – С.92-98.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. – М.: Недра, 1976.

Брянская А.В., Намсараев Б.Б. Видовое разнообразие цианобактерий водоемов Южного Забайкалья // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.167-168.

Бурюхаев С.П., Намсараев Б.Б. Структура микробного комплекса болотных почв дельты Селенги // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.167.

Вавилов Н.Н. Пять континентов. – М., 1962.

Вернадский В.И. Очерки биогеохимии. – М.: Наука, 1983.

- Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Наука, 1983.
- Воронков М.Г., Кузнецов И.Г. Удивительный элемент жизни. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1983.
- Галич Мануэль. История доколумбовых цивилизаций. – М.: Мир, 1990.
- Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья // Юргенсон Г.А. и др. – Новосибирск: Наука СО, 1999.
- Геохимия ландшафтов рудных провинций / А.И.Перельман и др. – М.: Наука, 1982.
- Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988.
- Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983.
- Жабин А.Г. Жизнь минералов. – М.: Сов.Россия, 1976 г.
- Камалтынов Р.М. Роль похолоданий в возникновении биоразнообразия озера Байкал // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.141-142.
- Ковалев В.П. и др. Предотвращение неуправляемости распространения радионуклидов в окружающую среду. Геохимические барьеры на смектитовой основе / В.П. Ковалев, С.В. Мельгунов, Ю.М. Пузанков, В.П. Раевский – Новосибирск: Изд-во СО РАН, ИИЦ ОИГТМ, 1996.
- Козырева Е.И. и др. Тяжелые металлы в системе зола - почва - растения // Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986. – С.52-55.
- Крапачевский Л.О. Зеркало ландшафта. – М.: Мысль, 1983.
- Ломоносов И.С. и др. Методика изучения техногенных потоков рассеяния в таежных ландшафтах Восточной Сибири // Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986. – С.61-70.
- Лукашев В.К. Геологические аспекты охраны окружающей среды. – Минск: Наука и техника, 1987.
- Макаров В.Н. Геохимия мерзлотных почв в сфере влияния городского техногенеза // Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986. – С.117-124.
- Макеев О.В., Ногина Н.А., Вторушин В.А. Своеобразие процессов почвообразования и свойств почв Забайкалья. – Улан-Удэ, 1968. – С.51-101.

Намсараев Б.Б. Геохимическая деятельность микроорганизмов в водных экосистемах Байкальского региона // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. – С.132-135.

Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1985.

Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. – М.: Наука, 1964.

Окружающая среда и условия устойчивого развития Читинской области / А.М.Котельников и др. – Новосибирск: Наука СО, 1995.

Перельман А.И. Биокосные системы Земли. – М.: Наука, 1977.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1966.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972.

Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.

Перельман А.И. Изучая геохимию. – М.: Наука, 1987.

Петухова Н.Н., Аношко Я.И. Геохимические процессы перераспределения тяжелых металлов в ландшафтах зоны загрязнения ЧАЭС // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.369-370.

Полынов Б.Б. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Полынов Б.Б. Избранные труды: – М.: Изд-во АН СССР, 1953.

Почвенно-геохимические карты Ленинградской области. Масштаб 1:600000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Почвы СССР / Т.В. Афанасьева, В.И. Василенко, Т.В. Терещина, Б.В. Шеремет – М.: Мысль, 1979.

Птицын А.Б., Сысоева Е.И. Криогенный механизм образования зоны окисления Удокана // Геология и геофизика. – 1995. – № 3. – С.90-97.

Пустыни / А.Г. Бабаев, Н.Н. Дроздов, И.С. Зонн, З.Г. Фрейкин – М.: Мысль, 1986.

Резник С. Николай Вавилов. – М.: Молодая гвардия, 1968. – ЖЗЛ.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. – 1976. – № 2.

Рудные элементы в водах зоны гипергенеза месторождений Забайкалья / Ю.Ф.Погребняк, Л.А.Кондратенко, Т.Г.Лапердина и др. – Новосибирск: Наука, 1989.

Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955.

Стент Г. Молекулярная биология вирусов бактерий. – М.: Мир, 1965. – Пер. с англ.

Сутурин А.Н. Геохимия антропогенеза: проблемные вопросы // Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986. – С.9-40.

Тайсаев Т.Т. Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1981.

Тайсаев Т.Т. Закон Вернадского: геохимия ландшафтов как среда обитания человека // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.225-226.

Тайсаев Т.Т. и др. Экологические проблемы горнодобывающих районов Забайкалья // Там же. – С.228-230.

Таусон Л.В. Проблемы геохимии техногенеза // Геохимия техногенеза. – Новосибирск: Наука, 1986. – С.3-9.

Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Союза. – Л., 1931.

Шубников А.В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. – М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Юргенсон Г.А. Каменная радуга. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во. – 1980.

Юргенсон Г.А. Криоминералогенез как фактор биоразнообразия в мерзлотных ландшафтах // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.263.

Юргенсон Г.А. Минералогия и петрография рудовмещающей толщи Удоканского месторождения и связь с нею медного оруденения. – Казань, 1968.

Юргенсон Г.А. Проблема взаимодействия природных и техногенных процессов на границах геосфер // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.188-194.

Юргенсон Г.А. Радуга в колеснице. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжн.изд-во. – 1991.

Юргенсон Г.А. Особенности минералогии и формирования зоны окисления в условиях многолетнемерзлых пород // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. – С.127-160.

Юргенсон Г.А. Сульфаты зоны криоминералогенеза // Устойчивое развитие: проблемы охраняемых территорий и традиционное при-

родопользование в Байкальском регионе. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. – С.264-266.

Юргенсон Г.А., Безродных Ю.П. О зоне окисления Удоканского месторождения меди и ее роли в формировании температурного поля многолетнемерзлых пород // Геокриологические условия Забайкальского севера. – М.: Наука, 1966. – С.53-55.

Япония сегодня. – Токио: Изд-во «Мир Японии», 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
Глава 1. Геохимия ландшафта как наука.....	4
Глава 2. Общая геохимия ландшафта.....	10
2.1. Понятие геохимического ландшафта.....	10
2.1.1. Общие замечания и определения.....	10
2.1.2. Морфология ландшафта.....	10
2.1.3. Типы элементарных ландшафтов по условиям миграции.....	12
2.1.4. Геохимический ландшафт.....	14
2.2. Миграционная способность химических элементов в ландшафте.....	16
2.2.1. Распространенность химических элементов в ландшафте.....	16
2.2.2. Активные и неактивные мигранты.....	18
2.2.3. Понятие интенсивности миграции.....	18
2.2.4. Факторы миграции химических элементов.....	19
2.2.5. Понятие о гипергенезе и корях выветривания.....	19
2.2.6. Формы нахождения и миграции химических элементов.....	24
Глава 3. Биохимическая (биогенная) форма миграции. Биологи- ческий круговорот химических элементов в ландшафте.....	26
3.1. Общие замечания.....	26
3.2. Процессы образования живого вещества.....	30
3.3. Величина биомассы и ее химический состав.....	32
3.3.1. Средний химический состав живого вещества.....	32
3.3.2. Интенсивность и избирательность биологического поглощения водных мигрантов.....	33
3.4. Биологический круговорот в ландшафте.....	35
3.5. Биогенное минералообразование.....	38
3.6. Живое вещество и химический состав вод ландшафта.....	39

3.7. Живое вещество в донных осадках и илах.....	40
3.8. Кремний и живое вещество ландшафта.....	42
3.9. Биокосные системы.....	46
Глава 4. Механическая и физико-химическая формы миграции и концентрирования химических элементов в ландшафте.....	49
4.1. Механическая миграция.....	49
4.1.1. Общие замечания.....	49
4.1.2. Геохимический аспект механогенеза.....	49
4.1.3. Основные факторы и следствия механической миграции.....	50
4.2. Водная (физико-химическая) миграция. Общие замечания	51
4.2.1. Химический состав вод ландшафта.....	52
4.2.2. Коэффициент водной миграции, ряды миграции.....	52
4.2.3. Растворимость и миграционная способность.....	53
4.2.4. Геохимическая классификация вод.....	57
4.2.4.1. Группировка вод по окислительно-восстановительным параметрам.....	57
4.2.4.2. Группы вод по кислотно-щелочным свойствам.....	58
4.2.5. Зоны выщелачивания.....	61
4.3. Геохимические барьеры и геохимические аномалии.....	61
4.4. Геохимические барьеры в зональных ландшафтах.....	68
Глава 5. Систематика геохимических ландшафтов и геохимические особенности отдельных их типов.....	70
5.1. Общие принципы классификации.....	70
5.2. Лесные ландшафты.....	71
5.2.1. Таежные ландшафты умеренных климатических зон...	72
5.2.2. Таежно-мерзлотные ландшафты.....	72
5.2.2.1. Таежно-мерзлотные ландшафты кислого класса.....	73
5.2.2.2. Таежно-мерзлотные ландшафты кислого глеевого класса.....	81
5.3. Степные и пустынные ландшафты.....	85
5.3.1. Степные ландшафты.....	86
5.3.1.1. Сухие степи.....	86
5.3.1.2. Луговые степи с содовым классом водной миграции.....	87
5.3.1.3. Степные ландшафты с сернокислым классом водной миграции.....	89
5.3.1.4. Мерзлотные степи.....	90
5.4. Тундровые ландшафты.....	94

5.5. Ландшафты верховых болот.....	95
5.6. Прimitивно-пустынные ландшафты.....	95
Глава 6. География геохимических ландшафтов.....	99
6.1. Общие положения.....	99
6.2. Факторы размещения геохимических ландшафтов.....	99
6.2.1. Глобальные структуры.....	100
6.2.2. Климат.....	100
6.2.3. Геологическое строение и геохимическая специализация.....	103
6.2.4. Рельеф.....	107
6.2.5. Площадное и линейное распределение геохимических процессов в ландшафте.....	108
6.2.6. Зональность.....	108
6.2.7. Карты геохимических ландшафтов.....	109
Глава 7. Историческая геохимия ландшафта.....	111
7.1. Основные этапы развития геохимических ландшафтов на протяжении геологической истории.....	111
7.2. Абиогенный этап.....	116
7.3. Ранние формы живого вещества и геохимия древнего ландшафта.....	117
7.4. Фитосинтез и роль растений в окислительных процессах в ландшафтах протерозоя.....	119
7.5. Особенности геохимии серы в протерозое.....	119
7.6. Новые формы миграции Fe, Mn в рифее – нижнем палеозое.....	119
7.7. Периодизация исторической геохимии ландшафтов.....	120
7.8. Ранний палеофит.....	120
7.9. Верхний палеофит.....	121
7.10. Геохимические ландшафты мезофита.....	122
7.11. Геохимические ландшафты кайнофита - верхнего мела и кайнозоя (100 млн.лет - современная эпоха).....	123
7.12. Плейстоцен Забайкалья.....	124
7.13. Голоцен - современный период.....	129
7.14. Общие закономерности геохимической эволюции ландшафтов.....	129
Глава 8. Геохимия антропогенных ландшафтов и техногенная миграция элементов.....	131

8.1. Общие замечания и основные типы антропогенных ландшафтов.....	131
8.2. Древние цивилизации и ландшафтные очаги земледелия.....	132
8.3. Опустынивание как следствие природных и антропогенных процессов.....	135
8.4. Геотехногенез и техногенные ландшафты.....	139
8.4.1. Понятие геотехногенеза.....	139
8.4.2. Деструкция и деградация ландшафта при добыче минерального сырья.....	141
8.4.3. О полноте использования добываемых руд.....	142
8.4.4. Особенности миграции химических элементов в зоне геотехногенеза.....	143
8.4.5. Геотехногенные элементы и системы ландшафта.....	147
Литература.....	150

Учебное издание

ЮРГЕНСОН ГЕОРГИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА

Краткий курс

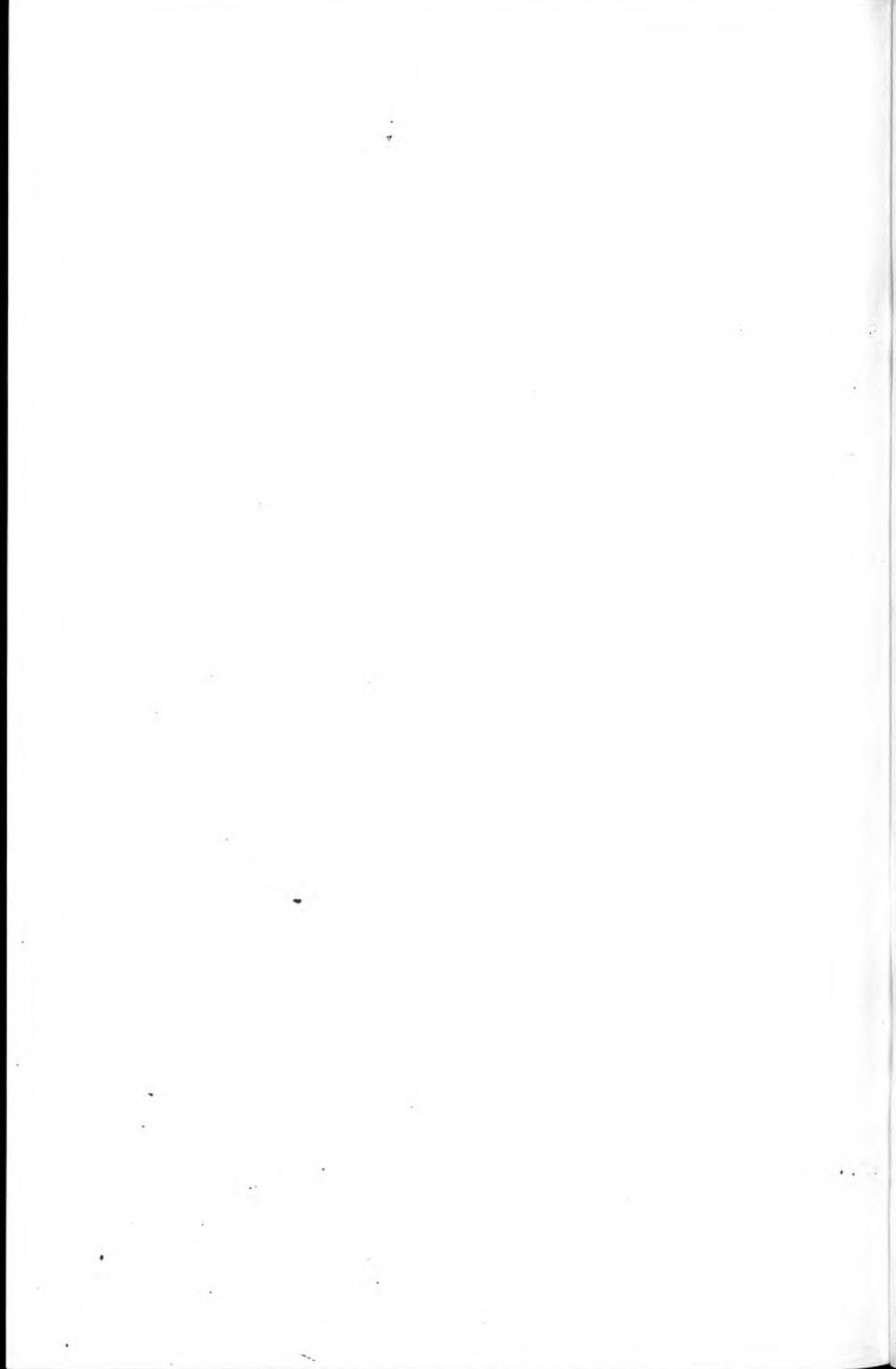
*Для студентов, изучающих географические и
геоэкологические дисциплины*

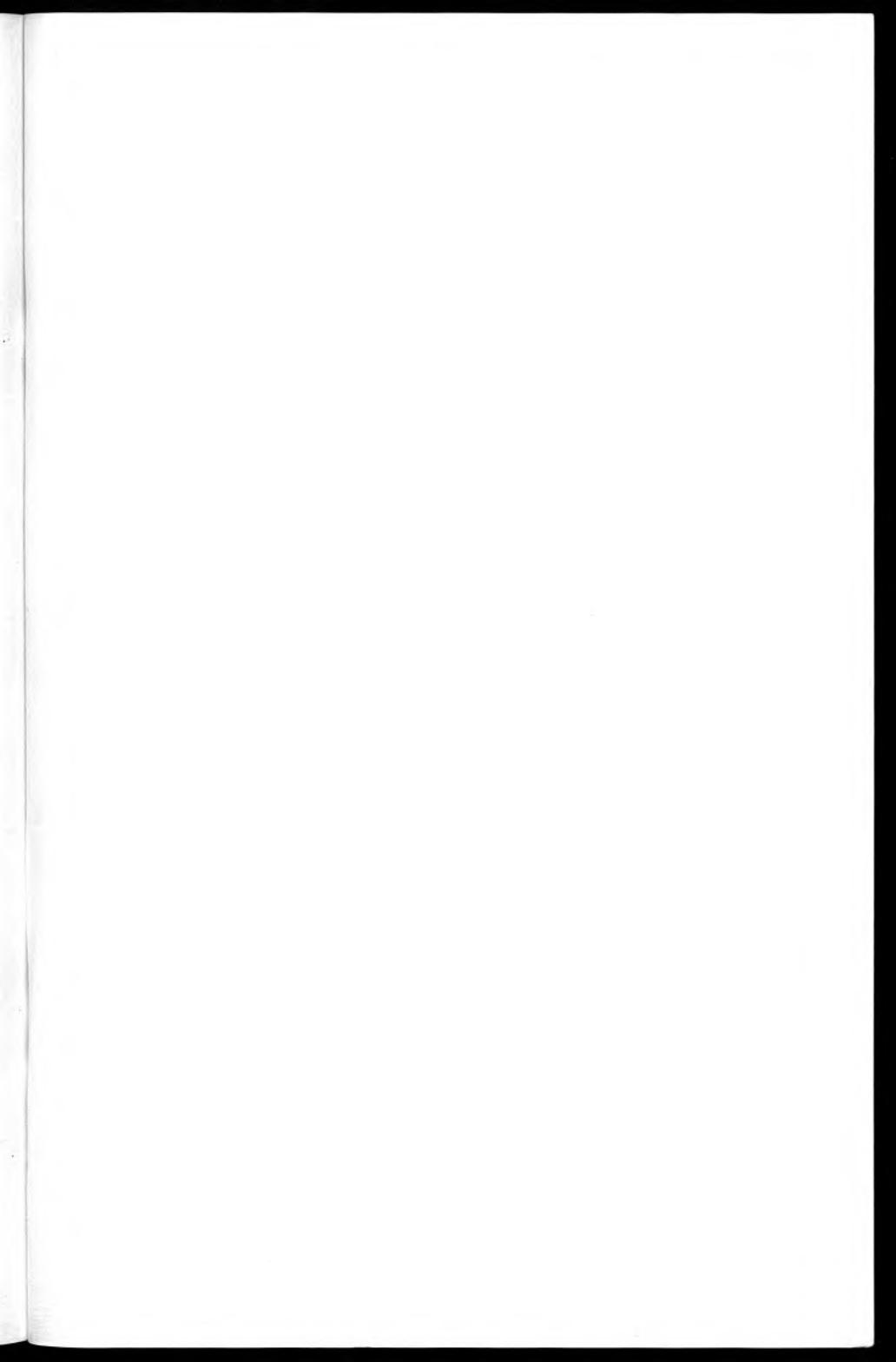
Начальник ИИО Г.Т. Черняк
Редактор О.В. Федорова
Верстка: М.Р. Коптелова

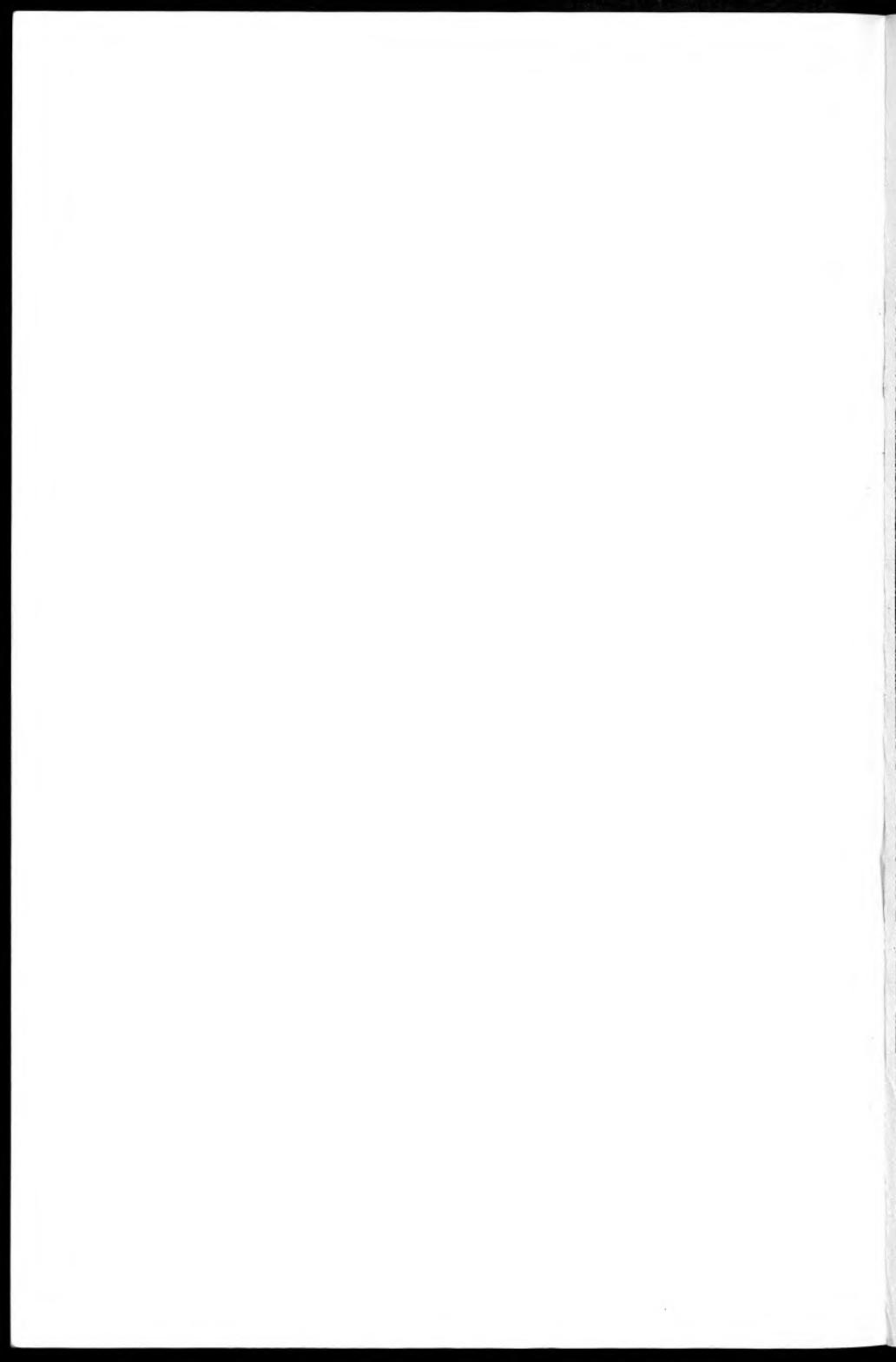
Лицензия на издательскую деятельность ЛР № 040275 от 04.03.97

Сдано в набор 11.09.00. Подписано в печать 14.11.00. Формат
60x84/16. Бумага офсетная. Способ печати оперативный. Усл. печ. л.
9,0. Уч.-изд. л. 9,4. Заказ № 79000. Тираж 500 экз.

Издательство Забайкальского педагогического университета
им. Н.Г. Чернышевского
672045, г. Чита, ул. Бабушкина, 129







с указанием кларков химических элементов

VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	0
								2 — He —
				6 2,3·10 ⁻² 1,7·10 ⁻² C 3,0·10 ⁻² 4·10 ⁻²	7 1,9·10 ⁻³ 2,0·10 ⁻³ N 2,6·10 ⁻³ 1·10 ⁻⁴	8 47,0 46,0 O 48,1 35,0	9 6,6·10 ⁻² 6,0·10 ⁻² F 7,2·10 ⁻² 2,6·10 ⁻²	10 — — Ne —
				14 29,5 27,7 Si 30,9 18,0	15 9,3·10 ⁻² 1·10 ⁻² P 8·10 ⁻² 5·10 ⁻²	16 4,7·10 ⁻² 3·10 ⁻² S 4·10 ⁻² 2,0	17 1,7·10 ⁻² 1·10 ⁻² Cl 1,7·10 ⁻² 7·10 ⁻³	18 — — Ar —
28 5,8·10 ⁻³ 3,5·10 ⁻³ Ni 2,6·10 ⁻³ 1,35	29 4,7·10 ⁻³ 6,5·10 ⁻³ Cu 2,2·10 ⁻³ 1·10 ⁻²	30 8,3·10 ⁻³ 8,7·10 ⁻³ Zn 5,1·10 ⁻³ 5·10 ⁻³	31 1,9·10 ⁻³ 1,7·10 ⁻³ Ga 1,9·10 ⁻³ 3·10 ⁻⁴	32 1,4·10 ⁻⁴ 1,3·10 ⁻⁴ Ge 1,3·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻³	33 1,7·10 ⁻⁴ 1,9·10 ⁻⁴ As 1,6·10 ⁻⁴ 3·10 ⁻⁵	34 5·10 ⁻⁴ 1,0·10 ⁻³ Se 1,4·10 ⁻³ 1·10 ⁻³	35 2,1·10 ⁻⁴ 2,0·10 ⁻⁴ Br 2,7·10 ⁻⁴ 5·10 ⁻⁵	36 — — Kr —
46 1,3·10 ⁻⁶ n·10 ⁻⁷ Pd n·10 ⁻⁹ 1·10 ⁻⁶	47 7·10 ⁻⁶ 9·10 ⁻⁶ Ag 4,8·10 ⁻⁶ 9,4·10 ⁻⁶	48 1,3·10 ⁻⁵ 1,9·10 ⁻⁵ Cd 1,5·10 ⁻⁵ 1·10 ⁻⁵	49 2,5·10 ⁻⁵ 2,3·10 ⁻⁵ In 2,5·10 ⁻⁵ 1·10 ⁻³	50 2,5·10 ⁻⁴ 1,9·10 ⁻⁴ Sn 2,7·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁴	51 5·10 ⁻⁵ 2,0·10 ⁻⁵ Sb 2,0·10 ⁻⁵ 1·10 ⁻⁵	52 1·10 ⁻⁷ 1·10 ⁻⁷ Te 1·10 ⁻⁷ 5·10 ⁻⁵	53 4·10 ⁻⁶ 5,0·10 ⁻⁶ I 5,0·10 ⁻⁵ 4·10 ⁻⁴	54 — — Xe —
78 — — Pt 2·10 ⁻⁴	79 4,3·10 ⁻⁷ 1,7·10 ⁻⁷ Au 1,2·10 ⁻⁷ 1,7·10 ⁻⁵	80 8,3·10 ⁻⁸ 4,8·10 ⁻⁸ Hg 3,3·10 ⁻⁸ 3·10 ⁻⁴	81 1·10 ⁻⁴ 7·10 ⁻⁵ Tl 1,8·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁷	82 1,6·10 ⁻³ 9·10 ⁻⁴ Pb 1,6·10 ⁻³ 2·10 ⁻⁵	83 9·10 ⁻⁷ 8·10 ⁻⁷ Bi 1,0·10 ⁻⁶ 3·10 ⁻⁷	84 — — Po —	85 — — At —	86 — — Rn —
63 1,3·10 ⁻⁴ 1,0·10 ⁻⁴ Eu 1,4·10 ⁻⁴ 8·10 ⁻⁵	64 8·10 ⁻⁴ 6,5·10 ⁻⁴ Gd 9·10 ⁻² 4·10 ⁻⁵	65 4,3·10 ⁻⁴ 1,0·10 ⁻⁴ Tb 1,4·10 ⁻⁴ 5·10 ⁻⁶	66 5·10 ⁻⁴ 4,6·10 ⁻⁴ Dy 6,5·10 ⁻⁴ 3,5·10 ⁻⁵	67 1,7·10 ⁻⁴ 1,3·10 ⁻⁴ Ho 1,8·10 ⁻⁴ 7·10 ⁻⁶	68 3,3·10 ⁻⁴ 2,6·10 ⁻⁴ Er 3,6·10 ⁻⁴ 2·10 ⁻⁵	69 2,7·10 ⁻⁵ 2·10 ⁻⁵ Tm 3·10 ⁻⁵ 4·10 ⁻⁶	70 3,3·10 ⁻⁵ 3,6·10 ⁻⁵ Yb 3,6·10 ⁻⁴ 2·10 ⁻⁵	71 8·10 ⁻⁵ 8·10 ⁻⁵ Lu 1,1·10 ⁻⁴ 3,5·10 ⁻⁶
95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 (No)	103 Lr

0/4