

ГЕОХИМИЯ  
ЛАНДШАФТОВ  
И ПРОЦЕССЫ  
ГИПЕРГЕНЕЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ГЕОХИМИЯ  
ЛАНДШАФТОВ  
И ПРОЦЕССЫ  
ГИПЕРГЕНЕЗА

5370



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1973





В книге обобщены результаты экспедиционных исследований, выполненных коллективом геохимиков в Сибири, Средней Азии, Казахстане и других районах Советского Союза. Основное внимание уделено геохимии ландшафтов, которая является теоретической основой геохимических методов поисков полезных ископаемых. Впервые приведена подробная геохимическая характеристика таежных мерзлотных ландшафтов. Особое внимание обращено на методику изучения геохимических ландшафтов, вопросы их классификации.

Книга рассчитана на специалистов по геохимии ландшафта, геологов и геофизиков, интересующихся геохимией гипергенных процессов и геохимическими методами поисков полезных ископаемых.

Ответственный редактор С. Г. БАТУЛИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимия ландшафта в последние годы интенсивно развивается в нашей стране. В ИГЕМ АН СССР ландшафтно-геохимические работы были начаты в 1946 г. автором этих строк под руководством академика Б. Б. Польшова. Главное внимание в этих работах уделяется развитию теоретических основ геохимии ландшафта, а также ее практическому приложению при поисках рудных месторождений (районирование территории по условиям поисков и оценка геохимических аномалий). Подобная направленность нашла отражение и в содержании настоящего сборника, основу которого составляют исследования, выполненные под нашим руководством за последние годы научными сотрудниками и аспирантами ИГЕМ АН СССР.

Ландшафт — это большая и сложная динамическая и неравновесная система земной поверхности, состоящая из ряда взаимосвязанных природных тел (подсистем ландшафта) — живых организмов, почв, кор выветривания, илов, поверхностных и грунтовых вод. Идеи В. И. Вернадского о роли живого вещества и природных вод в земной коре служат тем компасом, который направляет исследования, а метод сопряженного анализа, разработанный Б. Б. Польшовым, позволяет изучать конкретные связи между природными телами.

Важным принципом геохимии ландшафта является историзм, т. е. раскрытие тех особенностей ландшафта, которые связаны со спецификой его эволюции, особенно в последний этап геологической истории. Наибольшее значение это приобретает для аридных ландшафтов, имеющих много реликтовых черт. Изучение геохимии пустынь — тема традиционная для Отдела геохимии ИГЕМ АН СССР.



В ряде статей сборника охарактеризованы геохимические особенности таежно-мерзлотных ландшафтов, в том числе на территории Алданского щита, где в течение ряда лет работала ландшафтно-геохимическая группа ИГЕМ АН СССР.

В заключительной статье подвергаются критическому рассмотрению некоторые положения геохимии ландшафта и главным образом существующие принципы классификации объекта исследования. Постановка этих вопросов своевременна, а попытка выработать подход к их решению заслуживает внимания.

Доктор геолого-минералогических наук,  
профессор *А. И. Перельман*

## ГЕОХИМИЯ ФТОРА В СЕВЕРОТАЕЖНЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТАХ АЛДАНСКОГО НАГОРЬЯ

Геохимия фтора изучалась в ландшафтах Алданского нагорья, которые принадлежат к семейству северотаежных мерзлотных ландшафтов (Перельман, 1966). В статье рассмотрены некоторые особенности геохимии фтора в ландшафтах кислого, кислого глеевого и переходного ( $H^+ - Ca^{2+}$ ) классов, по классификации А. И. Перельмана.

В коренных породах и почвах фтор определялся количественным спектральным методом с чувствительностью 0,003%. При содержании фтора 0,003—0,01% коэффициент вариации 60%, а при содержании 0,01—0,2—15%. В водах и растениях фтор определяли колориметрически по методике Л. Ф. Кутейникова (Кутейников и др., 1962). Воды, окрашенные органическим веществом, предварительно обрабатывали активированным углем (Резников и др., 1963). Чувствительность метода определения в водах 0,05 мг/л, коэффициент вариации 20%. Определение фтора в растениях осуществляли с предварительной отгонкой фтора в виде паров  $H_2SiF_6$  из воздушно-сухой навески, что позволяет избежать потери фтора, происходящей при озолении растительных проб. Чувствительность метода определения в растениях 0,001% от воздушно-сухой навески, коэффициент вариации не превышает 30%.

Для характеристики степени концентрации фтора в золе растений были рассчитаны коэффициенты биологического накопления<sup>1</sup> с использованием среднего содержания фтора в коренной породе (коэффициент  $A_F$ ) и в литосфере (коэффициент  $A'_F$ ).

Процентное содержание фтора в сухом остатке в атмосферных водах выше, чем в грунтовых. Это заставило нас отказаться от выражения содержания фтора в процентах от сухого остатка и вычисления коэффициента  $k_x$  (Перельман, 1966).

### Северотаежный мерзлотный ландшафт кислого класса

Эти ландшафты формируются в условиях расчлененного рельефа. Абсолютные высоты водоразделов 1000—1200 м, днищ долин — 500—600 м.

<sup>1</sup> Отношение содержания элемента в золе растений к содержанию в почвообразующей породе.



Таблица 1

## Содержание фтора в биотитовых гранитах (в %)

Виды проб	F	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание фтора в минерале	Содержание фтора в минералах, в % на породе
Средняя проба биотитового гранита (автономный ландшафт)	0,012	Биотит Апатит	2	0,39	0,0078
			0,2	1,41	0,0028
Всего . . .					0,0106
Средняя проба биотитового гранита со всей площади геохимического сопряжения	0,003	Биотит Апатит	1,3	0,32	0,0042
			0,03	Не опр.	—
Всего . . .					0,0042
То же	0,005	Биотит Апатит	1,5	0,285	0,0043
			0,03	1,11	0,0003
Всего . . .					0,0046

Коренные породы в основном представлены биотитовыми гранитами архейского возраста, основную часть которых составляют крупные кристаллы полевых шпатов. Фторсодержащие минералы (биотит, апатит) составляют 1,5—2,0 % от всей массы породы, причем размер зерен их невелик и редко превышает 0,5 мм. Содержание фтора в кварцах и полевых шпатах ниже чувствительности определения ( $<0,003\%$ ). Малое количество фторсодержащих минералов определяет низкое содержание фтора в общей массе породы, величина которого значительно ниже среднего содержания в литосфере и составляет 0,003—0,012 % (табл. 1). Среднее арифметическое содержание фтора в породах 0,007 %. Характерной особенностью гранитов является то, что они состоят из отдельных блоков, разделенных трещинами. Такое сложение пород создает благоприятные условия для свободной циркуляции воздуха и для просачивания атмосферных осадков в глубину.

В автономных элементарных ландшафтах мощность почв и современных кор выветривания не превышает 1—1,5 м, причем преобладают невыветрелые обломки и глыбы гранитов, а в мелкоземе резко доминируют фракции песка. В условиях, благоприятных для свободного водо- и теплообмена, многолетнемерзлые породы залегают на глубине 7—10 м за пределом почвенного профиля. Следовательно, в пределах рыхлой толщи в автономных ландшафтах

Таблица 2

Содержание фтора в растениях \* северотаежного мерзлотного кислого ландшафта и коэффициенты биологического накопления ( $A_F$ ,  $A'_F$ )

Растение	Содержание фтора, $10^{-3}$ % на воздушно-сухую навеску	Зольность, %	Содержание, % на золу	$A_F$	$A'_F$
Автономный ландшафт					
Лиственница, хвоя	5,0	3,1	0,16	22,7	2,4
Лиственница, ветки	2,5	1,7	0,15	21,4	2,3
Кедровый стланик, хвоя	4,1	1,9	0,2	30,0	3,2
Кедровый стланик, ветки	5,2	1,3	0,40	57,1	6,1
Береза Миддендорфа, листья	5,6	1,7	0,33	47,6	5,0
Береза Миддендорфа, ветки	3,5	2,7	0,13	19,0	2,0
Ягель	8,5	0,7	1,2	171,1	18,5
Подчиненный ландшафт					
Лиственница, хвоя	7,25	4,1	0,18	25,7	2,7
Лиственница, ветки	2,7	2,2	0,12	17,1	1,8
Ель, хвоя	4,3	3,8	0,11	15,7	1,7
Ель, ветки	2,8	2,8	0,10	14,3	1,5
Ива, листья	5,4	3,4	0,14	20,0	2,1
Ива, ветки	6,0	2,9	0,21	30,0	3,2
Лишайник	2,2	1,0	0,22	31,4	3,4
Мох	3,0	2,1	0,14	20,0	2,1
Осока	2,8	11,08	0,03	4,0	0,4

\* Пробы отбирали в июне - июле.

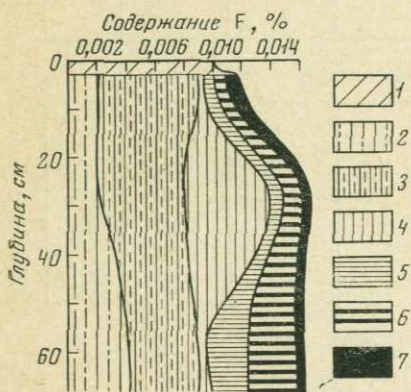
не возникает препятствий для удаления избыточной влаги, и все процессы в ландшафте происходят в окислительной обстановке.

Древесный ярус растительности в автономном ландшафте представлен в основном кедровым стлаником с единичными экземплярами лиственницы. Кустарники и кустарнички представлены березой Миддендорфа, голубикой, багульником. Напочвенный покров образуют лишайники. В табл.2 представлены данные по содержанию фтора в растениях на воздушно-сухую навеску, на золу и коэффициенты биологического поглощения.

Содержание фтора в воздушно-сухих образцах опробованных растений колеблется от  $2,5 \cdot 10^{-3}$  до  $8,5 \cdot 10^{-3}$  %, причем наибольшим содержанием (от  $5,5 \cdot 10^{-3}$  до  $8,5 \cdot 10^{-3}$  %) обладают ягель, хвоя лиственницы, листья березы Миддендорфа. Значительно меньше фтора ( $2,2 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$  %) содержат ветки лиственницы, хвоя кедрового стланика. Содержание фтора в золе растений колеблет-



ся от 0,1 до 0,2%. Лишь в золе ягеля содержание фтора достигает 1,2% при зольности 0,7%. Так как содержание фтора в гранитах ниже среднего содержания в литосфере, то и величины  $A_F$  значительно превышают величины  $A'_F$ .  $A_F$  у ягеля достигает 171,1, а у хвон кедрового стланика — 15,7. Величины  $A'_F$  также для всех растений превышают единицу.



Фиг. 1. Содержание фтора и его распределение по фракциям мелкозема горных подзолистых иллювиально-железистых почв (разрез 13)

1 — торфянистый горизонт; ф р а к ц и и: 2 — 1—0,25 мм; 3 — 0,25—0,07 мм; 4 — 0,07—0,01 мм; 5 — 0,01—0,005 мм; 6 — 0,005—0,001 мм; 7 — <0,001 мм

Таким образом, растения автономного ландшафта энергично поглощают фтор, и его содержание в золе растений превышает среднее содержание в коренной породе и в литосфере.

На хорошо дренированной щебнистой толще элювия гранитов формируются горные подзолистые иллювиально-железистые почвы немерзлотного ряда, отличающиеся низким содержанием влаги, четким делением минеральной массы на генетические горизонты, малой мощностью верхнего органогенного горизонта (1—5 см). На фиг. 1 изображено изменение содержания фтора по горизонтам разреза 1, представляющего почвы автономного ландшафта. В верхних органогенных горизонтах содержание фтора ниже его содержания в золе растений.

Следовательно, можно предполагать, что при разложении растительного опада фтор легко высвобождается. Содержание фтора в минеральных горизонтах почвы намного превышает его содержание в коренной породе и достигает 0,016% в иллювиальном горизонте. В нижней части почвенного профиля на поверхности крупных глыб образуются натёки мелкозема, в которых содержание фтора достигает 0,066%. Повышенное содержание фтора во всех горизонтах почвы относительно коренной породы объясняется в первую очередь различием их минерального состава. Крупнозернистые полевые шпаты и кварц (размер зерен может достигать 3—5 мм) не вошли в почвенный мелкозем, состав которого ограничивается размером зерен до 1 мм. Фторсодержащие минералы имеют размер меньше 0,5 мм и поэтому полностью вошли в состав почвенного мелкозема. Для разделения на фракции брали образец весом 0,5—1 кг,

илистая фракция была выделена из образца без предварительной обработки аммиаком.

В верхней части иллювиального и в подзолистом горизонтах фтор песчаных фракций составляет больше половины от его общего содержания. Это объясняется тем, что основу верхней части профиля составляют песчаные фракции.

В нижней части иллювиального горизонта увеличивается доля фракции физической глины (с 4 до 7%), а вместе с ней увеличивается и доля фтора, входящего в состав глинистых фракций. Однако это не влияет на изменение общего содержания фтора в образце.

Наименьшим содержанием (0,005—0,008%) фтора обладает фракция 1—0,25 мм, так как в ней содержится мало биотита. Максимального содержания (0,1—0,15%) фтор достигает во фракции 0,005—0,001 мм, что можно объяснить присутствием в ней мелкочешуйчатого биотита и продуктов его выветривания.

Биотит в верхней части иллювиального горизонта содержал фтора 0,162%, а в нижней части 0,29%, в коренной породе 0,39%. Эти данные дают возможность предполагать вынос фтора из биотита при выветривании.

Рыхлое сложение почвы со слабой водоудерживающей способностью, глубокое залегание нельдистой многолетней мерзлоты позволяют водам атмосферных осадков легко и быстро проникать в глубину. Часть вод образует потоки надмерзлотных вод, а часть проникает по трещинам пород сквозь охлажденную толщу, образует потоки подмерзлотных вод и покидает пределы данного ландшафта. Надмерзлотные грунтовые воды, стекая от водоразделов к постоянным водотокам под слоем почвы, выходят на поверхность в верхних, незаболоченных частях склонов и образуют истоки ручьев. Эти воды имеют слабокислую реакцию, прозрачны, бесцветны, содержат мало растворенного органического вещества (окисляемость около 3 мг/л O<sub>2</sub>) (табл. 3). Содержание фтора в таких водах близко к его содержанию в атмосферных осадках.

Таблица 3

Содержание фтора в водах северотаежного мерзлотного ландшафта кислого класса (некоторые их свойства)

Содержание фтора и геохимические показатели	Автономный ландшафт, надмерзлотная грунтовая вода, истоки ручья (среднее из шести проб)	Подчиненный ландшафт	
		поверхностная болотная вода (среднее из пяти проб)	вода из ручья (среднее из пяти проб)
pH	6,2	4,0	6,7
Окисляемость, мг/л O <sub>2</sub>	2,3	20,0	2,2
Величина сухого остатка при 450° С, мг/л	18,0	10,8	19,0
F, мг/л	0,09	0,24	0,08



На территории описанных ландшафтов было отобрано пять проб дождевых вод. Среднее содержание фтора в них 0,12 мг/л. Не исключено, что частично фтор, выпадающий с атмосферными осадками, может являться источником питания растений в автономном ландшафте.

*Подчиненный ландшафт.* В пониженных элементах рельефа мощность рыхлых отложений достигает 20—30 м. В их составе мелкозем преобладает над крупными обломками и глыбами пород, хотя в мелкозем преобладают песчаные фракции. В таких условиях оттаивание мерзлоты происходит медленнее, глубина ее залегания уменьшается до 1—1,5 м. Иногда мерзлота приобретает льдистый характер, становится водоупором и источником дополнительной влаги при оттаивании.

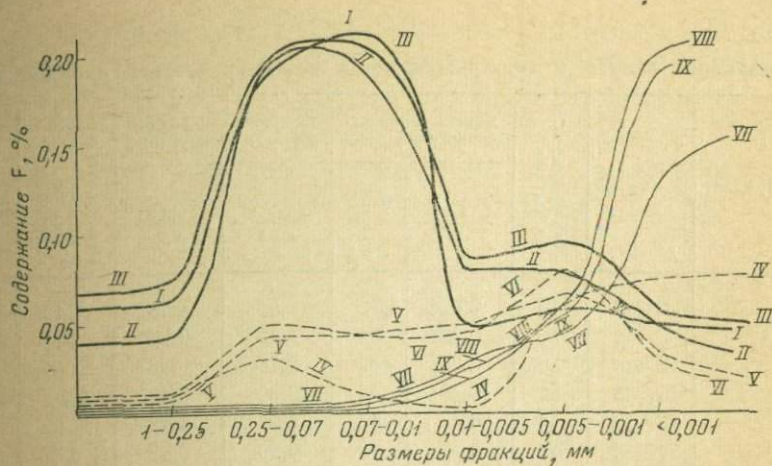
В условиях более обильного увлажнения, а иногда и переувлажнения формируется угнетенный лиственничный лес с примесью ели. Подлесок образуют кедровый стланик, береза Миддендорфа и ива. Кустарнички разрежены и в основном представлены багульниковом с примесью голубики. Напочвенный покров образуют мхи с примесью лишайников. Часто мхи образуют мощную торфянистую подушку, которая является прекрасным теплоизолятором и препятствует быстрому оттаиванию многолетней мерзлоты.

Содержание фтора и коэффициенты биологического поглощения для растений подчиненного ландшафта представлены в табл. 2. Величины содержания фтора в ветках и хвое лиственницы близки к лиственнице автономного ландшафта. Ветки содержат меньше фтора, чем хвоя. Подобное содержание фтора и распределение между ветками и хвоей наблюдаются у ели. В ветках и листьях ивы фтор содержится в одинаковых количествах, близких к содержанию в хвое ели и лиственницы. Лишайник подчиненного ландшафта в противоположность автономному не обладает повышенным содержанием фтора. Он содержит всего  $2,2 \cdot 10^{-3}$  % фтора в воздушно-сухом образце. Также мало содержат фтора мох ( $3 \cdot 10^{-3}$  % и осока ( $2,3 \cdot 10^{-3}$  %). Содержания фтора в золе растений подчиненного ландшафта колеблются от 0,1 до 0,2 %. Лишь осока, обладающая высокой зольностью (11,08 %), содержит значительно меньше фтора в золе — 0,03 %. Коэффициенты биологического накопления для большинства растений превышают единицу. Только для осоки величина  $A'_p$  низкая (0,4).

Почвенный покров подчиненного ландшафта представлен торфянисто-подзолистыми иллювиально-железисто-гумусовыми почвами с признаками оглеения над толщей многолетней мерзлоты. Для этих почв характерны повышенное содержание влаги и довольно мощный органогенный горизонт, достигающий 30 см.

В почвенном мелкозем увеличивается содержание фракции физической глины (8—16 %), обладающих наибольшим содержанием фтора. Общее содержание фтора в почве подчиненного ландшафта выше, чем в почве автономного. Распределение фтора по профилю имеет элювиально-иллювиальный характер в основном за счет из-





Фиг. 2. Содержание фтора во фракциях мелкозема горной подзолистой иллювиально-железистой почвы (разрез 17), горной мерзлотно-таежной почвы (разрез 21) и горной подзолистой остаточно-карбонатной почвы (разрез 4)

Разрез 21: I — горизонт B, 30—35 см; II — горизонт B, 35—40 см; III — горизонт B, 50—60 см; разрез 17: IV — горизонт A, 20—26 см; V — горизонт B, 26—49 см; VI — горизонт BC, 70—90 см; разрез 4: VII — горизонт A, 8—12 см; VIII — горизонт B, 10—18 см; IX — горизонт B, 30—40 см

менения содержания фтора, входящего во фракцию песка. Содержание фтора в отдельных фракциях представлено на фиг. 2. Минимальное количество фтора содержит мелкозем фракции 1—0,25 мм, а максимальное — 0,005—0,001 мм. Одинаковые фракции различных генетических горизонтов содержат близкие количества фтора.

Таким образом, основная часть фтора в почвах находится во фракциях песка, содержание которых в мелкоземе 80—90%. Изменение содержания фтора по профилю контролируется в основном содержанием этих фракций в мелкоземе.

В глубине распадков и вблизи русел ручьев многолетняя мерзлота залегает на глубине 0,8—1 м, что приводит к образованию мерзлотно-таежных почв. Эти почвы находятся в переувлажненном состоянии в течение всего вегетационного периода, обладают большой мощностью торфянистого горизонта, в котором часто залегают многолетняя мерзлота.

Благодаря близкому залеганию многолетней мерзлоты, служащей в данном случае водоупором, в пониженных элементах рельефа в углублениях среди мхов формируются поверхностные болотные воды, состав которых формируется при постоянном взаимодействии с мощным торфянистым горизонтом почвы. Эти воды имеют желто-коричневую окраску, обусловленную высоким содержанием органического вещества, кислую реакцию. Среднее содержание фтора



Таблица 4

Содержание общего и воднорастворимого фтора в мерзлотно-таежной почве

Горизонт	Глубина, см	Навеска, взятая для вытяжки	Общее содержание фтора в почве		Содержание воднорастворимого фтора		Процент воднорастворимого фтора от общего содержания	Потери при прокаливании
			%	по взятой навеске, мг	в водной вытяжке, мг/л	во взятой навеске, мг		
A <sub>0</sub>	0—3	10	0,02*	2	0,96	0,48	24	80,51
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	3—12	20	0,02*	4	1,12	0,56	14	51,56
B	12—18	50	0,07	35	0,76	0,38	1	5,12
B <sub>1</sub>	18—25	50	0,12	60	0,80	0,40	0,7	2,05
B <sub>2</sub>	25—30	50	0,09	45	0,95	0,48	1	2,50
BC	50—55	50	0,12	60	0,96	0,48	0,8	1,85

\* Содержание фтора, % на воздушно-сухую навеску.

в них 0,24 мг/л (табл. 3), что превышает содержание фтора в атмосферных осадках в два раза.

Для выяснения причин различного содержания фтора в надмерзлотных грунтовых и поверхностных болотных водах нами были сделаны вытяжки дистиллированной водой из образцов мерзлотно-таежной почвы, сформированной на биотитовом кристаллическом сланце. Взвешенный образец почвы помещали в колбу, заливали 0,5 л дистиллированной воды, затем колбу выдерживали в течение пяти суток при температуре +2° (в соответствии с температурой природной воды). Полученные результаты по содержанию воднорастворимого фтора представлены в табл. 4. Приведенные цифры свидетельствуют о резком увеличении содержания воднорастворимого фтора в почвенных горизонтах, состоящих из полуразложившихся остатков растений (A<sub>0</sub> и A<sub>0</sub>A<sub>1</sub>). Поэтому в поверх-

Таблица 5

Содержание фтора и хлора в исходных пробах и в диализатах ( в мг/л)

Проба	F		Проба	Cl**	
	в пробе	в диализате		в пробе	в диализате
15*	0,28	Не обн.	0754	0,30	0,24
108	0,18	» »	0953	0,13	0,12
99	0,19	» »	0778	0,02	0,02
98	0,23	» »	0708	1,34	1,21

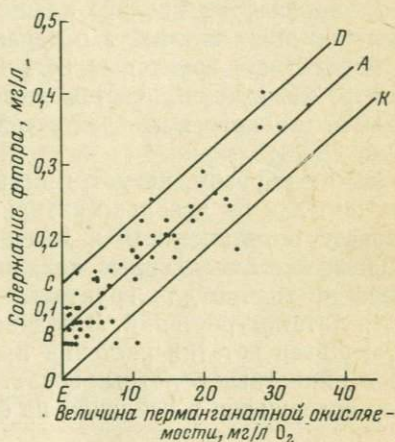
\* В этой пробе диализ был проведен в четырехкратной повторности.

\*\* Данные И. Б. Никитиной.

ностных болотных водах, находящихся в постоянном контакте с мощным верхним горизонтом почвы, происходит увеличение содержания фтора.

Для выяснения формы миграции фтора в водах исследуемых ландшафтов был проведен диализ по методике, описанной И. Б. Никитиной (1968). Результаты проведенных опытов представлены в табл. 5. Для сравнения приведены данные подобных опытов для

Фиг. 3. Содержание фтора и величина перманганатной окисляемости в водах северотаежных мерзлотных ландшафтов Алданского нагорья



хлора, которые были проведены И. Б. Никитиной в водах, обладающих аналогичным составом и свойствами. Из данных табл. 5 следует, что фтор, возможно, находится в воде в форме высокомолекулярных соединений. Не исключено, что он входит в состав органических молекул. В противоположность фтору хлор не обладает способностью образовывать комплексные соединения и практически не входит в состав высокомолекулярных соединений, присутствующих в воде. Возможно, фтор в отличие от хлора содержится в значительных количествах в органо-минеральных гелях, выпадающих из вод при смене кислой реакции слабощелочной.

Содержание фтора в поверхностных болотных и грунтовых надмерзлотных водах резко различно. С увеличением количества растворенного органического вещества в водах увеличивается и содержание фтора. Эта зависимость представлена в виде графика на фиг. 3. Показателем величины содержания органического вещества является величина перманганатной окисляемости, которая составляет 35—40% от общего содержания растворимого органического вещества.

По данным 63 проб определены параметры прямой *AB*. Координаты точек, расположенных на этой прямой, можно рассчитать из уравнения  $y = 0,066 + 0,0087x$ . Дисперсия точек относительно прямой *AB* (0,0013) значительно превышает дисперсию воспроизводимости определений фтора (0,0005). Расположение точек выше



прямой *АВ* обусловлено дополнительным поступлением фтора из атмосферных осадков и за счет выветривания фторсодержащих минералов. Расположение точек ниже прямой *АВ*, вероятно, обусловлено сорбцией фтора, а также поглощением из растворов корневой системой. Параметры прямых *СД* и *ЕК*, между которыми с вероятностью 0,90 будут располагаться точки, соответствующие водам аналогичных площадей, определяются уравнением  $y = (0,066 \pm 0,067) \pm 0,0087 x$ .

В ландшафтах кислого класса в долинах рек и ручьев существуют сквозные талики, в пределах которых происходит разгрузка подмерзлотных грунтовых вод. Последние могут существенно изменять химический состав поверхностных вод. Подмерзлотные воды Алданского щита часто содержат до 0,8 мг/л фтора (Анисимова, 1958).

Таким образом, несмотря на низкое содержание фтора в коренных породах он довольно активно участвует в биологическом круговороте в автономном и подчиненном ландшафте. В автономных ландшафтах атмосферные осадки являются основным источником фтора не только для грунтовых надмерзлотных вод, но частично и для питания растений. В подчиненных ландшафтах медленно разлагающиеся остатки растений представляют собой источник фтора в поверхностных болотных водах. В минеральных горизонтах почвы фтор содержится в основном во фракциях песка.

### Северотаежные мерзлотные ландшафты кислого глеевого класса

Эти ландшафты формируются в условиях слабо расчлененного рельефа. Средние высоты водоразделов 1000—1200 м, а их превышения над днищами долин колеблются от нескольких метров до 100—200 м.

Коренные породы исследованного ландшафта в основном представлены роговообманковыми плагиогранитами и гнейсами и пирок-

Т а б л и ц а 6

Содержание фтора в роговообманковом плагиогнейсе \*

Минерал	Содержание минерала, %	Содержание фтора в минерале, %	Содержание фтора минералов, % на породу
Роговая обманка	17	0,72	0,12
Биотит	1	0,61	0,006
Апатит	1,5	0,204	0,002
В с е г о . . .			0,128

\* Содержание фтора в породе 0,175%.

сен-амфибол-плагноклазовыми породами с большим содержанием темноцветных фторсодержащих минералов (табл. 6).

Размер зерен кварца, плагноклаза, роговой обманки одинаков, чаще всего не превышает 2 мм. Содержание фтора в породах значительно выше кларка и колеблется от 0,07 до 0,185%. Среднее содержание фтора в коренных породах 0,12%. Из-за отсутствия трещин в коренных породах, небольшого превышения водоразделов над днищами долин и малой мощности рыхлых отложений талые воды и воды атмосферных осадков не могут проникать в глубину; они медленно стекают по пологим склонам к долинам ручьев. В условиях переувлажнения многолетняя мерзлота оттаивает гораздо медленнее, чем в описанных ландшафтах, мощность деятельного слоя уменьшается до 50—80 см. Мерзлый грунт приобретает льдистый характер и при оттаивании является источником дополнительной влаги.

В автономных ландшафтах формируется разреженный низкорослый лиственничный лес с зарослями кедрового стланика. Кустарники состоят из багульника с примесью голубики. Напочвен-

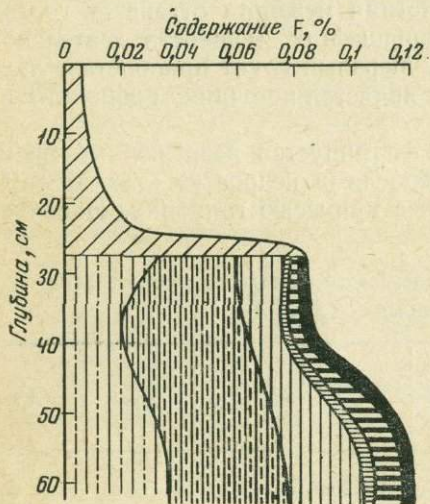
Таблица 7

Содержание фтора в растениях северотаежного мерзлотного глеевого ландшафта и коэффициенты биологического накопления ( $A_F$ ,  $A'_F$ )

Растения	F, $10^{-3}$ % в воздушно-сухом образце	Зольность, %	F, % на золу	$A_F$	$A'_F$
Автономный ландшафт					
Лиственница, хвоя	7,2	4,6	0,16	1,3	2,4
Лиственница, ветки	4,5	2,2	0,20	1,6	3,0
Кедровый стланик, хвоя	3,0	1,9	0,16	1,3	2,4
Кедровый стланик, ветки	4,1	1,3	0,31	2,6	4,7
Береза Миддендорфа, листья	2,8	3,2	0,09	0,7	1,3
Береза Миддендорфа, ветки	<1,0	1,3	<0,08	<0,7	<1,3
Ягель	10,4	1,4	0,75	5,8	11,5
Мох	8,5	1,9	0,45	3,4	6,7
Подчиненный ландшафт					
Лиственница, хвоя	4,0	3,7	0,11	0,9	1,7
Лиственница, ветки	1,5	2,0	0,08	0,7	1,2
Ива, листья	4,8	3,6	0,13	1,1	2,0
Ива, ветки	9,8	2,2	0,44	3,7	6,7
Ягель	<0,5	1,7	<0,03	<0,3	<0,5
Мох	1,0	2,8	0,03	0,3	0,5
Вейник	4,4				
Осока	2,1	6,12	0,03	0,3	0,4



ный покров представлен мхами с примесью лишайников. Несмотря на значительную разницу в содержании фтора в породах растения ландшафтов кислого и кислого глеевого классов содержат близкие количества фтора (табл. 7). Содержание фтора в хвое лиственницы  $7,2 \cdot 10^{-3} \%$ , в ветках —  $4,5 \cdot 10^{-3} \%$ . Ветки и хвоя кедрового стланика содержат близкие количества фтора  $(3,0-4,1) \cdot 10^{-3} \%$ . В березе Миддендорфа фтор содержится в основном в листьях, его содержание в ветках ниже чувствительности определения. Мхи и лишайники отличаются высоким содержанием фтора  $(8,5-10,4) \cdot 10^{-3} \%$  от воздушно-сухой навески.



Фиг. 4. Содержание фтора и его распределение по фракциям в мелкоземной горной мерзлотно-таежной почве (разрез 21); условные обозначения см. на фиг. 1

Содержание фтора в золе растений автономного ландшафта колеблется от 0,1 до 0,3%. Мох и ягель содержат значительно больше фтора в золе — 0,4 и 0,75% соответственно. Коэффициенты  $A_F$  и  $A'_F$  большей частью превышают единицу, из-за высокого содержания фтора в породе величина  $A'_F$  превышает  $A_F$ . Наибольшей величиной  $A'_F$  обладают мох и лишайник, наименьшей — ветки березы.

Почвы автономных ландшафтов относятся к горным мерзлотно-таежным. Они формируются в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты, избыточного увлажнения, при активных криогенных процессах, препятствующих образованию генетических горизонтов в минеральной толще. На поверхности широко распространены криогенные формы микрорельефа: пятна — медальоны, каменные чаши, торфяные бугры и т. д. Мощность торфянистого горизонта варьирует от нескольких сантиметров до 1 м.

Близкое залегание многолетней мерзлоты и переувлажнение, в равной степени свойственное автономному и подчиненному ландшафтам, приводят к слабой контрастности геохимического сопряжения. Почвы автономного и подчиненного ландшафта принадле-



жат к мерзлотно-таежному типу. В почвах подчиненного ландшафта наблюдается некоторое увеличение мощности торфянистого горизонта, в нижней его части появляется перегнойный горизонт.

Среднее содержание и распределение фтора по горизонтам в почвах автономного и подчиненного ландшафтов близко.

На фиг. 4 показано общее содержание фтора в мерзлотно-таежной торфянистой почве (разрез 23) и его распределение по фракциям почвенного мелкозема. Содержание фтора в торфянистом горизонте низко — аналогично содержанию в этих же почвенных горизонтах в ландшафтах кислого класса. В этих условиях фтор так же быстро покидает растительный опад при разложении. Содержание фтора в минеральных горизонтах почвы близко к содержанию в породах. Это объясняется тем, что большая часть породообразующих минералов имеет одинаковые размеры и, следовательно, в одинаковых пропорциях находится в почвенном мелкоземе (<1 мм) и в почвообразующей породе. Благодаря тому, что размеры основного носителя фтора — роговой обманки — достигают 1 мм и больше, основная часть фтора заключена в песчаных фракциях и его перераспределение по профилю контролируется содержанием этой фракции. На фиг. 2 изображено содержание фтора в фракциях. Максимальным содержанием фтора обладают фракции 0,25—0,07 и 0,07—0,01 мм, в которых содержится больше всего роговой обманки и биотита. Содержание фтора в илистой фракции и во фракции 1—0,25 мм минимальны и колеблются 0,03—0,06%. Соприкосновение роговой обманки с почвенными растворами так же как и для биотита приводит к выносу фтора. Роговая обманка коренной породы содержала 0,72% фтора, а роговая обманка, извлеченная из почвенного мелкозема — 0,57%.

Поверхностные болотные воды автономных ландшафтов отличаются небольшой величиной перманганатной окисляемости и соответственно меньшим содержанием фтора по сравнению с болотными надмерзлотными водами подчиненных ландшафтов (табл. 8).

Таблица 8

Содержание фтора в водах северотаежного мерзлотного ландшафта глеевого класса и некоторые их свойства

Содержание фтора и геохимические показатели	Автономный ландшафт, поверхностная болотная вода в «каменной чаше» (одна проба)	Подчиненный ландшафт	
		поверхностная болотная вода (среднее из четырех проб)	вода из ручья (среднее из четырех проб)
pH	5,4	5,0	5,7
Перманганатная окисляемость, мг/л O <sub>2</sub>	5,4	15,3	11,0
Величина сухого остатка при 450° С, мг/л	8	9	12
Содержание фтора, мг/л	0,09	0,18	0,18



Подчиненный ландшафт пологих склонов по внешнему облику близок к автономному. Многолетняя мерзлота также залегает близко к поверхности и является водоупором. Сохраняется разреженный, угнетенный лиственничный лес с кедровым стлаником, березой Миддендорфа, с кустарничками, состоящими из голубики и багульника. Напочвенный покров также образуют в основном мхи с незначительной примесью лишайников.

Содержание фтора в хвое лиственницы (см. табл. 7) превышает содержание в ветках, но обе величины несколько ниже, чем для лиственницы автономного ландшафта. В кустарниковой иве, наоборот, фтор в большем количестве содержится в ветках ( $9,8 \cdot 10^{-3} \%$ ), чем в листьях ( $4,8 \cdot 10^{-3} \%$ ). Содержание фтора в вейнике, растущем в пойме ручья ( $4,4 \cdot 10^{-3} \%$ ) близко к его содержанию в хвое лиственницы и в листьях ивы. Во мхах, растущих в условиях подчиненного ландшафта, содержание фтора падает до  $1 \cdot 10^{-3} \%$ , а в ягеле — ниже чувствительности метода. Коэффициенты биологического накопления у высших растений больше единицы; а у низших (мхов и лишайников) меньше единицы.

Воды подчиненных ландшафтов богаты органическим веществом (окисляемость достигает  $15 \text{ мг/л O}_2$ ). Вместе с увеличением содержания органического вещества увеличивается и содержание фтора: от  $0,09 \text{ мг/л}$  на водоразделе до  $0,18 \text{ мг/л}$  (табл. 8). Содержание фтора в воде подчиненного ландшафта превышает его содержание в атмосферных осадках.

Высокое содержание фтора в коренных породах ландшафта не оказывает существенного влияния на величину биологического поглощения и на водную миграцию фтора. Содержание фтора в верхних торфянистых горизонтах определяется его содержанием в растениях, а содержание в минеральных горизонтах почв близко к содержанию в коренной породе. Воды ручьев формируются непосредственно из болотных поверхностных вод и поэтому обладают довольно высоким содержанием фтора, которое колеблется незначительно.

### Северотаежные мерзлотные ландшафты переходного ( $\text{H}^+ - \text{Ca}^{2+}$ ) класса

Эти ландшафты формируются в условиях расчлененного рельефа, где превышение водоразделов над днищами долин колеблется в пределах  $500 - 600 \text{ м}$ . Абсолютные высоты водоразделов —  $1000 - 1200 \text{ м}$ . Коренные породы в основном представлены мелкозернистыми доломитами с незначительными прослоями песчаников. Среднее содержание фтора в доломитах  $3 \cdot 10^{-3} \%$  при колебании от  $< 3 \cdot 10^{-3}$  до  $4 \cdot 10^{-3} \%$ . Содержание фтора в песчаниках столь же незначительно и колеблется от  $< 3 \cdot 10^{-3}$  до  $1 \cdot 10^{-2} \%$ . Доломиты, слагающие основную массу пород, пронизаны густой сетью трещин. Это способствует хорошей аэрации и водопроницаемости всей толщи. Многолетнемерзлые толщи в доломитах в условиях авто-



номного ландшафта практически отсутствуют. Поэтому в автономном ландшафте нет препятствий для удаления избыточной влаги, а вместе с ней и продуктов выветривания доломитов из маломощной (до 1,5—2,0 м) толщи почвы и коры выветривания.

В автономном ландшафте основной лесобразующей породой является лиственница с подлеском из кедрового стланика. Кустарнички представлены голубикой с примесью багульника, брусники, толокнянки. Напочвенный покров образуют лишайники с примесью мхов. В табл. 9 представлены содержания фтора в растениях и коэффициенты биологического поглощения и накопления. Химический состав пород и низкое содержание фтора в них не оказали также влияние и на содержание фтора в растениях. Наибольшим содержанием фтора в воздушно-сухом образце ( $4,0-3,6 \cdot 10^{-3} \%$ ) обладают ягель и хвоя лиственницы, наименьшим ( $2 \cdot 10^{-3} \%$ ) — листья березы Миддендорфа. Содержание фтора в золе растений колеблется в тех же пределах, что и для растений ландшафтов кислого и кислого глеевого классов (0,07—0,16%). Лишь в золе лишайника содержание фтора достигает 0,48%. Величины  $A_F$  для всех растений превышают 10 п, а для лишайника — 100 п. Величины  $A'_F$  также превышают единицу.

В условиях хорошего дренажа и беспрепятственного выноса растворимых продуктов выветривания доломитов формируются своеобразные подзолистые остаточно-карбонатные почвы. Маломощный органогенный горизонт сменяется минеральной толщей, дифференцированной на маломощный осветленный подзолистый и светло-бурый с красноватым оттенком иллювиальный горизонт.

Таблица 9

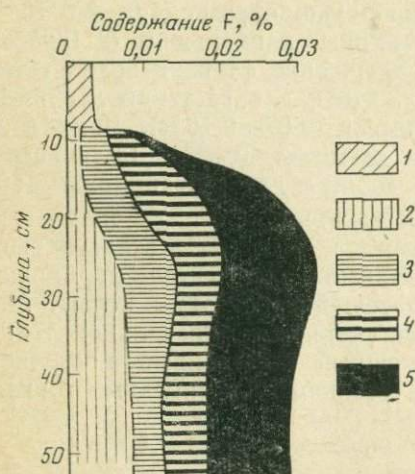
Содержание фтора в растениях северотаежного мерзлотного ландшафта переходного  $H^+-Ca^{2+}$  класса и коэффициенты биологического накопления

Растение	F, $10^{-3} \%$ в воздушно-сухом образце	Зольность	F, % на золу	$A_F$	$A'_F$
Автономный ландшафт					
Лиственница, хвоя	3,6	2,31	0,16	80	2
Береза Миддендорфа, листья	2,0	3,04	0,07	35	1
Кедровый стланик, хвоя	3,0	2,07	0,14	40	2
Ягель	4,0	0,84	0,48	240	7
Подчиненный ландшафт					
Лиственница, хвоя	3,0	2,74	0,11	55	2
Ель, хвоя	1,6	3,96	0,04	20	0,6
Мох	2,6	3,34	0,08	40	1
Осока черная	3,0	Не опр.	—	—	—



Почва в верхней части профиля имеет кислую реакцию. Одновременно с кислыми продуктами разложения органического вещества в почвенном профиле присутствуют обломки доломита разного размера.

Распределение фтора по профилю разреза 4, представляющего подзолистые остаточные карбонатные почвы, представлено на фиг. 5. Распределение имеет элювиально-иллювиальный характер аналогично подзолистой почве ландшафта кислого класса. Наименьшее содержание фтора в верхнем органогенном (0,003 %) и в подзолистом (0,011 %) горизонтах, наибольшее — в иллювиальном горизонте (0,037 %).



Фиг. 5. Содержание фтора и его распределение по фракциям мелкозема горной подзолистой остаточной-карбонатной почвы (разрез 4)

1 — органогенный горизонт; 2 — фракция 1—0,01 мм; 3 — фракция 0,01—0,005 мм; 4 — фракция 0,005—0,001 мм; 5 — фракция <0,001 мм

В противоположность почвам, развитым на массивнокристаллических породах, в остаточнокарбонатной почве основная часть фтора сосредоточена во фракциях физической глины, а около половины — в илистой фракции (<0,001 мм). Илестая фракция обладает и наибольшим содержанием фтора, достигающим 0,20 %. Фракции песка содержат мало фтора (0,003—0,08 %), так как в основном состоят из мелких обломков доломитов.

В подчиненных ландшафтах мощность рыхлых отложений увеличивается до нескольких десятков метров, причем это сопровождается значительным утяжелением механического состава. Фракции физической глины составляют 30—40 % от всей массы мелкозема. Многолетнемерзлые породы распространены в таких наносах в виде линз, верхняя граница которых находится на глубине 0,5—0,8 м. Отсутствие поверхностных болотных вод над близко залегающей многолетней мерзлотой в подчиненном ландшафте объясняется тем, что сплошная толща многолетней мерзлоты разрывается карстовыми воронками, широко распространенными в этих ландшафтах.

Благодаря удалению избыточной влаги из почвы для растений подчиненного ландшафта создаются оптимальные условия увлажнения. Древесный ярус в основном представлен елью с небольшой примесью лиственницы. Подлесок образуют ива, кедровый стланик с примесью рябины, жимолости. Встречаются отдельные представители злаков, разнотравья. Напочвенный покров в основном представлен мхами.

Содержание фтора в растениях (табл. 9) существенно не отличается от содержаний в растениях описанных ландшафтов. Наименьшим содержанием обладает хвоя ели ( $1,6 \cdot 10^{-3} \%$ ), наибольшим — осока и хвоя лиственницы ( $3 \cdot 10^{-3} \%$ ). Содержание фтора в золе растений колеблется от 0,04 до 0,11%. Так как содержание фтора в доломитах значительно ниже среднего содержания в литосфере, то величины  $A_F$  больше  $A_F$  и достигают 10 п.

Почвы, которые формируются в условиях подчиненного ландшафта, относятся к мерзлотному ряду к типу мерзлотно-таежных остаточного карбонатных. Характерной особенностью этих почв является то, что в них отсутствуют признаки переувлажнения. Реакция в верхних, органогенных горизонтах кислая, в нижних, минеральных слабокислая. Содержание фтора в органогенных горизонтах 0,003—0,01%. Минеральные горизонты почвы, в которых доля физической глины составляет 40—50%, а илистой фракции — 10%, обладают резко повышенным содержанием фтора, достигающим 0,5%. Отдельные фракции из этих почв не были выделены и проанализированы, но, по всей вероятности, такое высокое содержание фтора может быть связано с большим содержанием в минеральных горизонтах тонких фракций, являющихся основным носителем фтора в остаточных карбонатных почвах.

В подчиненном ландшафте с утяжелением механического состава почв содержание фтора в них увеличивается.

Благодаря свободному удалению избыточной влаги с поверхности поверхностные болотные воды в ландшафте переходного ( $H^+ - Ca^{2+}$ ) класса отсутствуют. Воды ручьев формируются из

Таблица 10

Содержание фтора в водах северотаежного мерзлотного ландшафта переходного  $H^+ - Ca^{2+}$  класса и некоторые свойства этих вод

Содержание фтора и геохимические показатели	Надмерзлотная грунтовая вода		Ручей Окюньор
	источник 1	источник 2	
pH	7,1	7,6	7,6
Перманганатная окисляемость, мг/л $O_2$	0,79	3,5	2,4
Величина сухого остатка при 450° С мг/л	89,5	90,0	88,4
Содержание фтора, мг/л	0,08	0,13	0,1



источников, появляющихся у подножий склонов. Эти воды обладают значительной величиной сухого остатка (88,5—90,0 мг/л), который в основном состоит из продуктов растворения доломитов. Воды прозрачны, бесцветны, имеют нейтральную реакцию, обладают низким содержанием органического вещества (окисляемость 3—6 мг/л  $O_2$ ).

Содержание фтора в водах колеблется от 0,08 до 0,18 мг/л и существенно не отличается от содержания в атмосферных осадках (табл. 10).

Таким образом, по участию фтора в биологическом круговороте ландшафты переходного ( $H^+—Ca^{2+}$ ) класса существенно не отличаются от ландшафтов кислого и кислого глеевого классов.

### Выводы

1. Миграция фтора в таежномерзлотных ландшафтах слабо зависит от его содержания в коренной породе. Основными источниками подвижного фтора являются атмосферные осадки и разлагающийся опад растений.

2. Содержание фтора в высших растениях практически не зависит от его содержания в породах, слагающих ландшафт, и от условий увлажнения почв. Коэффициент биологического накопления для высших растений превышает единицу.

Низшие растения (мхи и лишайники) в условиях автономного ландшафта содержат больше фтора, чем высшие растения, и величина  $A'_F$  для них достигает 10. Во мхах и лишайниках подчиненного ландшафта содержание фтора резко падает, иногда становится ниже чувствительности определения. Коэффициент биологического накопления ( $A'_F$ ) становится меньше единицы.

3. Содержание фтора в продуктах разложения опада значительно ниже, чем в золе растений. При разложении органического вещества фтор легко переходит в раствор. При этом значительно увеличивается его содержание в водах, находящихся во взаимодействии с верхними органогенными горизонтами почвы. Содержание фтора в ультрапресных водах прямо пропорционально величине перманганатной окисляемости.

4. Близкое залегание многолетней мерзлоты — причина широкого распространения поверхностных болотных вод, в которых миграционная способность фтора повышается.

При глубоком залегании многолетней мерзлоты взаимодействие просачивающихся вод и органического вещества кратковременно. Поэтому в надмерзлотных грунтовых водах содержание фтора близко к содержанию в атмосферных осадках.

5. На основании изучения результатов диализа можно предполагать, что в водах фтор находится в основном в составе высокомолекулярных органических соединений.

6. Содержание фтора в почвенном мелкозем, развитом на массивнокристаллических породах, определяется содержанием фтор-

содержащих минералов, а перераспределение по профилю контролируется содержанием песчаных фракций ( $>0,01$  мм).

В почвенном мелкоземе, развитом на доломитах, фтор содержится главным образом во фракциях физической глины, содержание которых в образце определяет его общее содержание.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анисимова Н. П. Фтор в питьевых водах Якутии.— Труды Северо-Восточного отделения института мерзлотоведения, 1958, вып. 1.
- Кутейников Л. Ф., Бродская В. М., Ланской Г. А. Арсенazo-алюминиевый метод определения фтора.— Анал. химия, 1963, 17, вып. 1.
- Никитина И. Б. О формах миграции химических элементов в природных водах таежных ландшафтов Южной Якутии. Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1967 год. М., 1968.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Высшая школа, 1966.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Госгеолтехиздат, 1963.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАПРЕСНЫХ ВОД СЕВЕРОТАЕЖНЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Воды с минерализацией до 100 мг/л (условно) получили название ультрапресных. Такие воды весьма широко распространены на территории СССР и особенно на территории Сибири.

Ультрапресные воды нами изучались в центральной части Алданского нагорья в условиях развития многолетней мерзлоты. Формирование химического состава вод районов многолетней мерзлоты непосредственно связано с криогенезом. Последний представляет совокупность процессов физического, химического, биохимического изменения верхней толщи литосферы при отрицательных температурах.

Работами И. А. Тютюнова (Тютюнов, 1961<sub>1,2</sub>) показано, что преобразование горных пород в этих условиях происходит под воздействием тонких водных пленок, адсорбированных поверхностью горных пород и минералов и незамерзающих даже при очень низких температурах. При движении этих водных пленок происходит разрушение, растворение и выщелачивание горных пород, вынос и перераспределение элементов, образование новых соединений.

Для ультрапресных вод характерны предельная ненасыщенность и связанная с этим большая растворяющая способность. Процессы химического выветривания в районах с холодным гумидным климатом усиливаются благодаря агрессивности ультрапресных вод, связанной с повышенным содержанием в них газов  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ , растворимость которых увеличивается с понижением температуры. Так, содержание свободной углекислоты колеблется в пределах 6—25 мг/л, что в два — четыре раза превышает содержание ее в водах умеренных широт. Содержание свободного кислорода, равное 8—14 мг/л, близко к предельному насыщению в зоне аэрации при данной температуре (Алекин, 1953). Наличие большого количества растворенных органических веществ в виде гуминовых кислот, фульвокислот, их солей и других органических соединений также увеличивает агрессивность ультрапресных вод.

Одной из основных особенностей ультрапресных вод подобных территорий является заторможенность физико-химических процессов, связанная с низкими температурами (Перельман, 1965). Скорости протекания многих реакций чрезвычайно малы и термо-



динамическое равновесие наступает очень медленно. Об этом свидетельствует, например, большое содержание растворенного кислорода и органических веществ, слабо окисленных, слабо минерализованных.

Как указывает В. В. Пономарева (Пономарева, Эттингер, 1954) в своей работе по органическому веществу, растворенному в Невской воде, низкая окисленность может являться одной из причин устойчивости данных органических соединений к микробиологическому разложению в почвенных условиях и в условиях открытых водоемов; однако это не указывает на их абсолютную неизменность. Со временем они минерализуются и подобно почвенному гумусу служат источником постоянного пополнения водной среды минеральными продуктами разложения. Но в наших условиях этот процесс крайне замедлен, поступление же органического вещества в воды остается весьма интенсивным.

Большое количество растворенного кислорода создает положительный окислительно-восстановительный потенциал, равный  $400 - +560$  мв<sup>1</sup>. Органические вещества как восстановитель проявляют себя слабо. Скорость окислительно-восстановительных процессов (в том числе и окисление органических веществ) не лимитируется количеством растворенного кислорода, а определяется низкой температурой.

Следовательно, ультрапресные воды изучаемых ландшафтов являются системами неравновесными, обладающими большим запасом свободной энергии, способной совершать работу по растворению и выносу минеральных и органических компонентов.

Описанные ультрапресные воды изучались в пределах трех классов ландшафтов<sup>2</sup>, приуроченных к наиболее широко распространенным комплексам коренных пород и характеризующихся различными мерзлотными условиями.

1. Ландшафты кислого глеевого класса, расположенные на площадях заболоченного подгольцового редколесья на кристаллических сланцах федоровской свиты докембрийского возраста. Для этих территорий характерны сплошная мерзлота, замедленный водообмен, переувлажнение почв при оттаивании, интенсивное накопление остатков органических веществ. 2. Ландшафты кислого класса, приуроченные к площадям с расчлененным рельефом, с островным распространением мерзлоты. Коренные породы — граниты федоровской свиты докембрия. Трещиноватость

<sup>1</sup> Вычисление окислительно-восстановительного потенциала, предложенное в руководстве (Резников и др., 1963) по соотношению  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , приводит к далекому от истины значениям Eh, равным  $+770 - +800$  мв. Это свидетельствует о том, что система  $Fe^{3+} - Fe^{2+}$  не является потенциалзадающей, так как содержание железа мало и мигрирует оно не в ионной форме, а в форме органо-минеральных соединений.

<sup>2</sup> Указанные ландшафты выделены аспирантом ИГЕМ АН СССР В. Л. Кожарой при составлении ландшафтно-геохимической карты Алдано-Тимптонского междуречья Южной Якутии (Кожара, 1964).



Таблица 1

## Химический состав атмосферных осадков мерзлотно-таежных ландшафтов Алданского нагорья (мг/л)

Компоненты	pH	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	Al	Окисляемость, мг/л $\text{O}_2$	Сумма ионов
Средний состав атмосферных осадков (май — сентябрь) из 22 проб для района поселка Чульман по данным С. М. Фотиева (Фотиев, 1965)	Не опр.	6,62	1,59	0,44	1,63	0,14	1,59→		Не опр.	Не опр.	Не опр.	12,0
Средний состав атмосферных осадков (из пяти проб), данные автора, лето 1965 г.	5,50	2,84	0,04	0,40	<0,30	0,21	0,31	0,12	0,05	0,02	1,86	3,60
Средний состав атмосферных осадков (из четырех проб), данные автора, лето 1967 г.	5,75	4,90	0,08	0,50	0,35	0,06	0,10	0,029	≤0,02	Не опр.	3,60	6,30

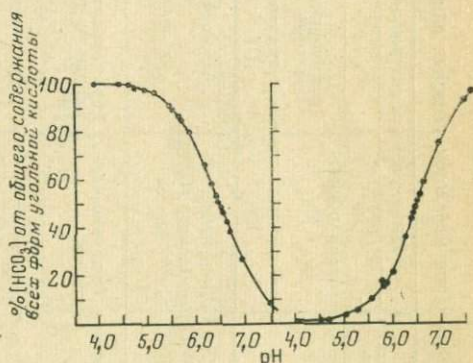
коренных пород способствует активному вертикальному и умеренному плоскостному водообмену. Почвам свойственна нормальная увлажненность. 3. Ландшафты переходного ( $H^+ - Ca^{2+}$ ) класса формируются на карбонатных породах кембрийского возраста. Характерными особенностями ландшафтов этого класса являются островная мерзлота с небольшой суммарной площадью, интенсивный вертикальный промывной режим. В ландшафтах первого класса развиты почвенногрунтовые воды, второго и третьего — трещинно-грунтовые и трещинно-карстовые воды.

Воды северотаежных мерзлотных ландшафтов, сформированных на силикатных породах, являются ультрапресными (величина минерализации от 20 до 80 мг/л).

На карбонатных породах формируются ландшафты с более минерализованными водами (величина минерализации 150—250 мг/л), которые по ряду характеристик сходны с ультрапресными.

Исследовались подземные воды неглубокого стока, выходящие на поверхность в виде источников, и поверхностные водотоки (ручьи, реки); опробованы также некоторые источники, вскрытые неглубокими горными выработками.

Фиг. 1. Соотношение форм угольной кислоты в ультрапресных водах в зависимости от pH. Вторая шкала %  $[HCO_3^-]$  от общего содержания всех форм угольной кислоты



Основным источником питания подземных вод неглубокого стока являются атмосферные осадки. Химический состав атмосферных осадков (табл. 1) следует рассматривать как некоторый фон, на котором происходят все дальнейшие гидрохимические изменения в ландшафте.

Для ультрапресных вод северотаежных мерзлотных ландшафтов важным компонентом являются органические вещества. Поэтому при классификации исследуемых вод мы использовали содержание органических веществ, величину минерализации и соотношение между ними (органо-минеральный коэффициент), так как наиболее значительные изменения свойств ультрапресных вод устанавливаются именно по этим характеристикам.

В районе работ нами выделено три типа и шесть классов вод: (табл. 2).



Таблица 2

## Геохимическая характеристика ультрапресных вод мерзлотно-таежных ландшафтов Алданского нагорья

	Воды с низким содержанием органических веществ**  I**	Воды со средним содержанием органических веществ (до 8 мг/л)				Воды с высоким содержанием органических веществ* (более 8 мг/л)  VI
		гидрокарбонатные	кремнеземные			
			гидрокарбонатные	сульфатные	железистые	
		II	III	IV	V	
Геохимические ландшафты	Ландшафты кислого класса	Ландшафты переходного (H <sup>+</sup> -Ca <sup>2+</sup> ) класса	Ландшафты кислого класса		Ландшафты кислого и кислого глеевого класса	Ландшафты кислого глеевого класса
Генетический тип вод	Трещинные	Трещинно-карстовые	Грунтово-трещинные и речные	Почвенно-грунтовые, частично грунтово-трещинные	Грунтово-трещинные, частично почвенно-грунтовые	Почвенно-грунтовые, поверхностно-болотные
Температура, °C	1—1,5	0,5—2	4—7	3—5	4—6	1—3
Органические вещества, мг/л: высокомолекулярные соединения (C <sub>орг</sub> сухого остатка)	0,5—1	1—3	2—4	4—6	6—8	8—25 и выше
Гуминовые и фульвокислоты (C <sub>орг</sub> )	Не обн.	—	0,5—3	—	3—5	5—17 и выше
Летучие низкомолекулярные соединения (C <sub>орг</sub> )	2—4	3—7	3—8	—	7—10	10—20 и выше
Органоминеральный коэффициент, ОМК: (сумма органических веществ, мг/л / сумма минеральных веществ, мг/л)	0—0,15—0,019	0,02	0,10—0,40	0,10—0,15	0,20—0,40	0,5—2,5
Железо, мг/л	0,01—0,03	0,01—0,03	0,02—0,10	0,10—0,20	0,70—2,50	0,20—0,80

	Воды с низким содержанием органических веществ* (до 1 мг/л)	Воды со средним содержанием органических веществ (до 8 мг/л)				Воды с высоким содержанием органических веществ* (более 8 мг/л)	
		гидрокарбонатные	кремнеземные				
			гидрокарбонатные	сульфатные	железистые		
	I**	II	III	IV	V	VI	
Алюминий, мг/л	0,02—0,04	0,05—0,10	0,10—0,35	0,10—0,20	0,20—0,40	0,25—0,60	
Кремний (H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> ), мг/л	16—26	3—5	12—16	12—14	12—15	8—10	
Газы, мг/л	CO <sub>2</sub>	4—6	2—3	3—5	4—6	6—7	8—25
	O <sub>2</sub>	6	10	9—10	11	9—10	4—11
pH	6,50—6,70	7,10—7,60	6,20—6,70	6,40—6,50	6,10—6,50	4,2—5,5	
Главные ионы	состав	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > Cl <sup>-</sup>	Органические анионы > HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> > SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> > Cl <sup>-</sup>
	содержание, мг/л	40; 9; —	150; 0,7; —	15; 1; —	30; 17; —	25; 12; —	—; 3; 0,3; —
	состав	Ca <sup>2+</sup> > Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup> > Ca <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup> > Ca <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>
	содержание, мг/г	8; 5; 2	30; 16; 0,3	1—3; 1—2	10; 2,5; 0,8	7; 4; 0,7	0,5—1,5; 0,5—1
Сумма минеральных веществ, мг/л	85—100	150—200	30—40	75—87	50—65	15—25	

\* Доля C<sub>орг</sub> нелетучих высокомолекулярных соединений.

\*\* Классы вод.

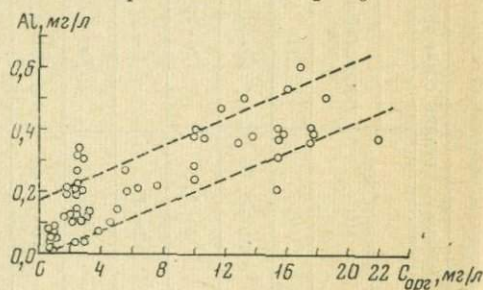
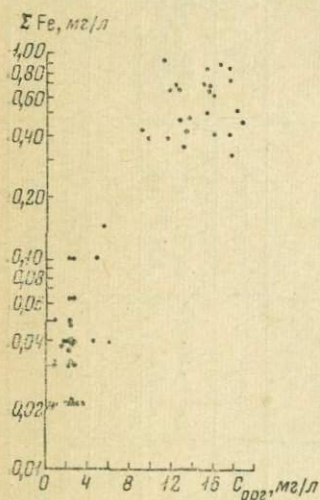


В катионном составе вод преобладает Ca, на участках распространения магнезиальных скарнов встречаются воды магниевое состава.

Для вод ландшафтов кислого и кислого глеевого классов характерно высокое содержание кремния, доля  $H_2SiO_3$  составляет почти 50% от общей минерализации вод.

Среди неорганических анионов преобладает  $HCO_3^-$ -ион. Происхождение его в водах, дренирующих почвы и коры на глубоко метаморфизованных кристаллических породах, по-видимому, биогенно-воздушное; в карбонатной обстановке  $HCO_3^-$ -ион имеет частично литогенное происхождение.

По выведенной В. М. Гортиковым (1935) формуле для определения концентрации любого иона  $n$ -валентной кислоты мы произвели вычисление количественного содержания форм угольной кислоты в зависимости от pH представлено на фиг. 1. В водах класса I наблюдается некоторое преобладание  $[HCO_3^-]$  над  $[H_2CO_3]^1$ , в водах II класса  $[HCO_3^-]$  составляет свыше 90%, а  $[H_2CO_3]$  — лишь 7%; в водах остальных классов преобладает  $[H_2CO_3]$ .



Фиг. 2. Корреляционное поле точек содержаний железа и  $C_{орг}$  в водах таежно-мерзлотных ландшафтов Алданского нагорья

Фиг. 3. Корреляционное поле точек содержаний алюминия и  $C_{орг}$  в водах таежно-мерзлотных ландшафтов Алданского нагорья

Сульфат-ион присутствует в небольших количествах. Низкое содержание его (0,5—2 мг/л), по-видимому, обусловлено биохимическим разложением органических веществ, что характерно для заболоченных ландшафтов (VI класс). Более высокое содержание сульфат-иона связано с окислением сульфидной, главным образом пиритовой, минерализации (IV класс). Количество хлора мало и примерно равно содержанию его в атмосферных осадках.

<sup>1</sup>  $[H_2CO_3]$  — сумма молярных концентраций  $CO_2$  и  $H_2CO_3$ .

Вполне вероятно наличие органических анионов, особенно в водах с высоким содержанием органических веществ. По литературным данным (Еременко, 1966; Muller a. oth., 1960), в речных водах обнаружены муравьиная, уксусная, пропионовая, масляная, янтарная, молочная и другие кислоты. Нами прямым методом с применением потенциометрического титрования (Быкова, Никитина, 1964) было определено до 8,4 мг/л органических кислот (в пересчете на уксусную).

Как указывалось, в химическом составе выделенных классов вод особое значение принадлежит растворенному органическому веществу. Именно органическое вещество, растворенное и взвешенное, «косное» и «живое» (по В. И. Вернадскому) определяет в основном то различие в свойствах, которое существует между природными водами и растворами тех же солей и газов в дистиллированной воде. С повышением содержания органических веществ в исследуемых водах снижается рН, повышается содержание растворенной углекислоты и очень резко возрастает органоминеральный коэффициент (табл. 2). При этом повышается также концентрация многих литогенных элементов, которым свойственна миграция в форме металлоорганических комплексов, например железа, алюминия (фиг. 2, 3), возрастает интенсивность водной миграции ряда микроэлементов.

Коэффициенты корреляции, рассчитанные для некоторых показателей по формуле:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Доерфель, 1969}), \text{ составляют } \rho_{\text{pH}/C_{\text{орг}}} = -0,85 \pm 0,05; \quad \rho_{\text{CO}_2/C_{\text{орг}}} = 0,70 \pm 0,15; \quad \rho_{\text{Al}/C_{\text{орг}}} = 0,92 \pm 0,06; \\ \rho_{\text{Cu}/C_{\text{орг}}} = 0,90 \pm 0,05; \quad \rho_{\text{Zn}/C_{\text{орг}}} = 0,82 \pm 0,01 \quad (\text{с вероятностью } 0,95).$$

Нами проводились определения железа, алюминия, меди, цинка до и после разрушения органических веществ окислением. На фиг. 4 и 5 показано повышение содержаний железа и меди после разрушения органоминеральных, коллоидных форм.

Во всех трех классах ландшафтов водорастворимые органические вещества имеют близкий качественный состав. Это доказывает близкой величиной степени окисления органических веществ перманганатом калия, равной 40%, одинаковым составом капиллярно-люминесцирующей доли органических веществ (Быкова, Никитина, 1964). Идентичны инфракрасные спектры гуминовых кислот, выделенных из вод различных классов ландшафтов<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Концентрат воднорастворимых органических веществ получен вымораживанием по методике, предложенной А. В. Фотиевым (Фотиев, 1964), из 5 л природной воды. При этом на 1 л воды получали около 40 мг (проба 1754) органических веществ темно-коричневого цвета, полностью растворимых в 0,1 N NaOH. При подкислении щелочного раствора 0,2 N HCl до рН 1—2 выпадал темно-бурый осадок гуминовых кислот. Осадок отделяли и растворяли в щелочи.

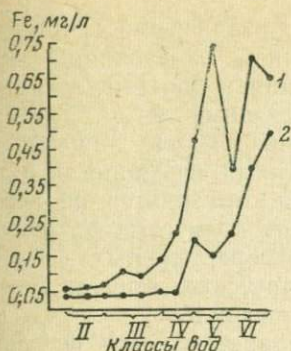


Таблица 3

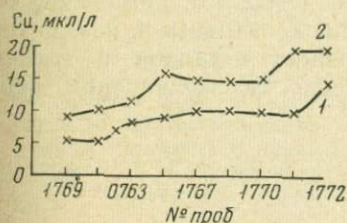
Количественная оценка качественно различных групп органических веществ в водах ландшафтов кислого глеевого класса (Сорг, мг/л)

№ п/п	Проба	Время опробования	Генетический тип вод и водопункт	Сорг. летучих низкомолекулярных соединений								Совг. нелетучих соединений								Общее количество органического углерода мг/л
				нейтральных летучих (углеводороды, масла, эфиры)		низкомолекулярных кислот		летучих оснований (аминов)		общее количество		фульво-кислот		гуминовых кислот		других классов нелетучих соединений		общее количество		
				мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	
1	1076	8.IX.66	Почвенно-грунтовая вода в «каменной чаше»	19,31	80	2,98	13	0,79	3	23,08	96	—	—	—	—	—	—	0,93	4	24,01
2	0975	29.VI.65	Источник почвенно-грунтовых вод на заболоченном склоне	3,73	22	0,85	5	0,47	2	5,05	29	—	—	—	—	—	—	12,28	71	17,33
3	1075	8.IX.66		14,20	60	4,95	21	1,60	7	20,75	88	—	—	—	—	—	—	2,85	12	23,60
4	1775	3.VII.67		12,30	40	0,85	3	0,97	3	14,12	46	9,50	31	2,15	7	4,83	16	16,48	54	30,60
5	0974	29.VI.65		Устье ручья	5,51	35	0,30	2	0,34	2	6,15	39	—	—	—	—	—	—	9,50	61
6	1074	8.XI.66	Почвенно-грунтовые воды в моховом углублении	22,88	74	3,76	12	1,02	4	27,66	90	—	—	—	—	—	—	2,92	10	30,58
7	1774	3.VII.67		15,78	51	0,50	1,5	0,70	2	16,98	54	6,40	21	0,98	3	6,72	22	14,10	46	31,08
8	15	1.VII.67		10,08	46	1,40	6,4	0,42	1,6	11,90	54	—	—	—	—	—	—	9,98	46	21,88
8	10	1.VII.67	8,72	49	1,20	6,7	0,58	3,3	10,50	59	—	—	—	—	—	—	7,32	41	17,82	
10	0954	28.VI.65	5,87	23,8	0,95	3,8	0,43	1,40	7,25	29	—	—	—	—	—	—	17,45	71	24,70	
11	1754	29.VI.67	14,13	34	1,90	4,4	0,85	2,10	16,90	40,50	11,60	28	1,64	4	11,31	27	24,55	59,5	41,43	

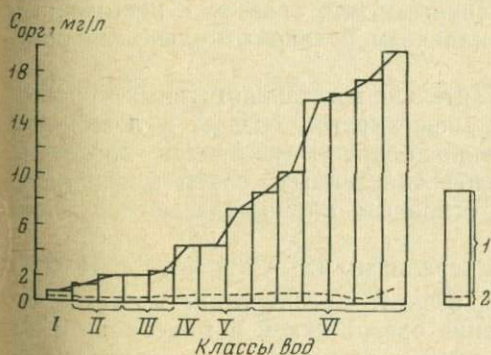
Анализы выполнены автором в Лаборатории органического вещества ВСЕГИНГЕО.



Фиг. 4. Содержание железа в водах до и после разрушения органических веществ окислением  
1 — общее содержание железа после окисления; 2 — содержание  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , полученное полевым анализом



Фиг. 5. Содержание меди в водах до и после разрушения органических веществ окислением  
1 — без окисления; 2 — с окислением



Фиг. 6. Соотношение форм миграции органических веществ в водах Алданского нагорья (по данным диализа)

1 — коллоидные (возможно) высокомолекулярные соединения; 2 — истинно растворенные соединения

Органические вещества сухого остатка вод имеют преимущественно коллоидную, возможно высокомолекулярную, природу. При диализе через полупроницаемую мембрану проходит 5—15% этих веществ (фиг. 6).

Установлено количество  $C_{орг}$  различных классов летучих органических соединений — нейтральных, основных, кислых (табл. 3), являющихся продуктами прижизненного выделения растениями (углеводороды, эфиры, масла) и продуктами окислительного распада и биохимического преобразования органических веществ (кислоты, амины).



Количественное соотношение между различными группами органических веществ подвержено сезонным изменениям, что связано с различной скоростью поступления и биохимическими процессами, наиболее интенсивно протекающими летом. Так, минимальное количество  $C_{орг}$ , связанного с низкомолекулярными кислотами, летучими с водяным паром, летучими основаниями и другими низкомолекулярными соединениями, приходится на весенний период. Летом заметно повышается общее количество органических веществ. Осенью концентрация низкомолекулярных соединений как продуктов преобразования органических веществ увеличивается, а высокомолекулярных — сокращается.

Существенной особенностью ультрапресных вод исследуемой территории является значительное преобладание (в пять — десять раз) фульвокислот над гуминовыми (табл. 3). Фульвокислоты, хорошо растворяясь в воде и являясь активными комплексообразователями, способствуют удержанию металлов в растворе, повышению их миграционной способности, расширению общего спектра микрокомпонентов в водах.

## Выводы

1. Ультрапресные воды районов с холодным гумидным климатом являются высокоагрессивными, что связано с повышенным содержанием в них газов и наличием большого количества органических веществ.

2. Заторженность окислительно-восстановительных процессов, связанная с низкими температурами, создает условия для наличия в водах одновременно больших количеств кислорода и органических веществ, слабо окисленных, слабо минерализованных; кислород является основным потенциалзадающим компонентом.

3. Главные компоненты минерализации  $Si$ ,  $Ca^{2+}$  ( $Mg^{2+}$ ),  $HCO_3^-$ . В общей сумме растворенных веществ органические вещества составляют 10—75%. Соотношение органической и минеральной составляющих определяет основные геохимические свойства ультрапресных вод и изменение этих свойств в различных ландшафтах.

4. В качестве классификационных признаков для ультрапресных вод необходимо использовать такие характеристики, как содержание органических веществ, минерализацию и соотношение между ними (органоминеральный коэффициент); таксономическое значение этих показателей выше ионного состава.

5. Органические вещества вод ландшафтов кислого глеевого, кислого и переходного ( $H^+—Ca^{2+}$ ) классов по качественному составу сходны между собой.

Нелетучие органические вещества вод имеют преимущественно коллоидную, возможно высокомолекулярную, природу. В составе органических веществ нелетучих соединений большое место при-

надлежит фульвокислотам (~50%), которые составляют около 80% общего количества кислот, и в пять — десять раз преобладают над гуминовыми, что способствует повышению миграционной способности многих элементов.

6. Основным геохимическим фактором, определяющим подвижность и формы миграции элементов, а также pH и содержание углекислоты, являются органические вещества. Между pH, CO<sub>2</sub>, концентрациями Fe, Al, Zn, Cu и содержанием C<sub>орг</sub> установлена тесная корреляционная связь.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометиздат, 1953.
- Быкова Е. Л., Никитина И. Б. Воднорастворимое органическое вещество подземных и поверхностных вод Южной Якутии.— Геохимия, 1964, № 12.
- Доерфель К. Статистика в аналитической химии. Изд-во «Мир», 1969.
- Еременко В. Я. К методике установления форм нахождения тяжелых металлов в природных водах.— Гидрохим. материалы, 1966, 41.
- Кожара В. Л. Литохимические и биогеохимические поиски в мерзлотных ландшафтах.— Разведка и охрана недр, 1964, № 3.
- Никольский Б. П., Гортиков В. М. Значение pH для анализа природных вод.— В сб. «Современные физико-химические методы анализа», вып. II. Л., 1935.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Недра», 1965.
- Пономарева В. В. Эттингер А. И. К характеристике природы органических веществ, растворенных в Невской воде.— Ж. прикл. химии, 1954, 27, № 7.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тютюнов И. А. 1. Введение в теорию формирования мерзлых пород. Изд-во АН СССР, 1961<sub>1</sub>.
- Тютюнов И. А. 2. Физико-химическое изменение горных пород на Крайнем Севере.— В сб. «Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых горных породах». Изд-во АН СССР, 1961<sub>2</sub>.
- Фотиев А. В. К изучению гумуса болотных вод.— Почвоведение, 1964, № 12.
- Фотиев С. М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. Изд-во «Недра», 1965.
- Muller H. F., Larson T. E., Ferretti M. Chromatographie separation and identification of organic Acids. Application to detection of organic Acids in river Waters.— Anal. Chem., 1960, N 6, 32.



## О ФОРМАХ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ СЕВЕРОТАЕЖНЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Вопрос о формах, в виде которых присутствует тот или иной элемент в природных водах, о соотношении этих форм в зависимости от химического состава вод, физико-химических показателей (рН, Eh) и других факторов является одним из наиболее важных вопросов гидрогеохимии. От форм нахождения зависят концентрация и миграция элементов, а также применимость тех или иных аналитических методов определения.

В настоящее время появилось немало работ, посвященных этим вопросам (Бугельский, Цимлянская, 1966; Ганеев, 1962; Еременко, 1966; Серебрякова, 1964; и др.). Установлено, что большинство элементов в природных водах присутствует не в виде простых ионов, а в форме полимерных ионов и комплексных соединений в коллоидном и истинно растворенном состоянии.

Цель настоящей работы — сообщить некоторые данные о формах миграции ряда химических элементов в ультрапресных водах мерзлотно-таежных районов Южной Якутии.

Исследования проводились в центральной части Алданского нагорья (Алдано-Тимптонское междуречье) в пределах трех геохимических ландшафтов (см. предыдущую статью).

В качестве основного метода использовался диализ, который позволяет отделять в растворах коллоидную форму от ионно-молекулярной. Кроме того, применялись экстракция органическими растворителями при различных рН и ионный обмен.

Метод диализа широко используется при изучении комплексных соединений. Бринтцингер (Шлефер, 1964) на основании данных диализа пришел к выводу, что комплексные ионы в присутствии других ионов при определенных условиях могут образовывать с ними «сверхкомплексы», например  $\{[Co(NH_3)_6] (SO_4)_4\}^{5-}$ . Он пытался также по данным диализа судить о степени гидратации ионов. В гидрогеохимии этот метод стал применяться для определения форм переноса некоторых компонентов в природных растворах (Голева, Быкова, Воробьева, 1968; Серебрякова, 1964; Яковлева, Шуршалина, 1961).

При диализе применяются различные диафрагмы: коллодиевые, целлофановые, пергаментовые, керамические и др.

Структура мембраны характеризуется общей пористостью и средним радиусом пор. Общая пористость — это объем пор в единице объема мембраны (Григоров и др., 1956).



Мембрана характеризуется также структурным коэффициентом  $\beta$ , отражающим сопротивление скелета мембраны (Фридрихсберг, Лин Гуан-цан, 1963; Фридрихсберг, Павлова, 1965).

Электрохимическая активность мембраны и способность ее изменять числа переноса ионов были обнаружены Гитторфом еще в 1902 г. и затем подтверждены в работах ряда исследователей (Воюцкий, 1964; Григоров и др., 1956). Большое значение имеет знак заряда поверхности мембраны, характеризуемый электрокинетическим потенциалом. Это связано с наличием двойного электрического слоя на поверхности мембраны. Как показывают опыты, мембрана из целлюлозы, пергаменты и керамики в растворах электролитов приобретает отрицательный заряд. Другие полупроницаемые перегородки, например из дубленой желатины, заряжаются положительно.

Обозначим:  $C_{ист}$  — концентрация истинно растворенной формы;  $C_{кол}$  — концентрация коллоидной (возможно, высокомолекулярной) формы;  $C_d$  — концентрация компонента в диализате;  $C_{исх}$  — общая концентрация компонента в исходной пробе;  $C_{отд}$  — концентрация компонента в отдиализированной пробе;  $V_{исх}$  — объем исходной пробы, взятой для диализа;  $V_d$  — объем диализата;  $K_p$  — коэффициент разбавления, равный

$$\frac{V_{исх} + V_d}{V_{исх}}.$$

В результате диализа можно ожидать:

I.  $C_{ист} = C_d \cdot K_p$ .

Если  $C_{исх} = C_{отд} \cdot K_p = C_d \cdot K_p$ , то это означает, что компонент в растворе находится только в истинно растворенной форме.

II.  $C_{кол} = C_{исх} - C_d \cdot K_p$ ,  $C_{исх} = C_{кол} + C_d \cdot K_p$ .

Это означает, что в исследуемой воде имеются коллоидная и истинно растворенная формы.

III.  $C_{исх} \cdot V_{исх} > C_{отд} \cdot V_{отд} + C_d \cdot V_d$ .

Этот факт говорит о наличии сорбции поверхностью мембраны.

Диализ проводили непосредственно у водопункта. Диализуемый раствор — природная вода (12,5 или 25 л) — заливался в полиэтиленовую кювету, вставленную в деревянный ящик. В качестве полупроницаемой перегородки использовали целлофан (целлюлозная мембрана).

По имеющимся данным (Фридрихсберг, Павлова, 1965), целлофан имеет радиус пор 16—20 Å, толщину 0,05 мм, структурный коэффициент  $\beta = 7,7$ . Как указывалось, эта мембрана заряжена электроотрицательно. Из целлофана вырезали круги диаметром 65 см, которые тщательно промывали дистиллированной водой и доставляли к месту опробования в воде во избежание слипания, растрескивания и загрязнения. Из таких кругов изготавливали мешочки путем складывания краев вокруг стеклянных трубок диаметром 1,5—2 см и длиной 7—8 см и закрепления их полиэтиленовой лентой. Мешочки погружали в исследуемую воду и за-

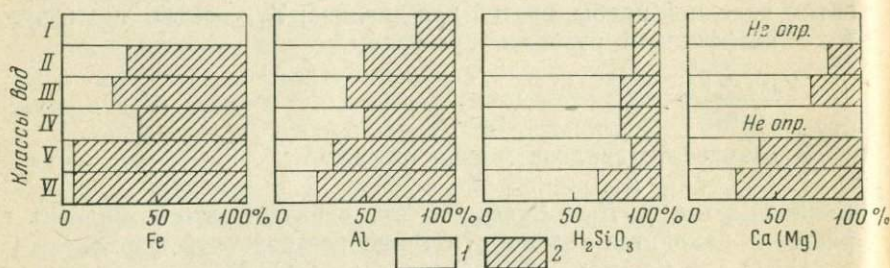


полняли 2,25 л (или 4,5 л в зависимости от количества диализируемой воды) бидистиллята с рН 5,8—6,0. Кювету закрывали полиэтиленовой крышкой и со всех сторон тщательно изолировали мокрым мхом. Благодаря такой изоляции температура в конце опыта не повышалась более чем на 2—3°. Проводили наблюдения за кинетикой диализа отдельных ионов через 1, 2, 3, 4, 5, 7 суток. Диализ считался законченным, когда концентрация того или иного элемента в диализате не менялась с течением времени (в последующей пробе).

В термоизолированной же кювете природная вода отстаивалась от взвешенных частиц<sup>1</sup>. Анализировалась вода из отстойника (исходная проба), диализат и для контроля отдиализат<sup>2</sup>.

### Формы миграции железа

В водах с высоким содержанием органических веществ и в кремнеземисто-железистых (опалесцирующих) водах (VI и V классы)<sup>3</sup> почти все железо (90% общего его содержания) мигрирует



Фиг. 1. Соотношение коллоидных и истинно растворенных форм миграции компонентов (по данным диализа) в водах северо-таежных мерзлотных ландшафтов Алданского нагорья

1 — истинно растворенные формы; 2 — коллоидные формы (классификацию вод см. в предыдущей статье автора)

в коллоидной форме (фиг. 1), образующейся при участии высокомолекулярных органических веществ<sup>4</sup>. Вероятно это органоминеральные комплексные соединения типа хелатов, обладающие большой миграционной способностью (Александрова, 1962; Кононова, 1963; Пономарева, 1949; Сапожников, Соколова и др., 1968; Sharigo, 1964; и др.). Железо в этих соединениях является

<sup>1</sup> Осадков, кроме органического детрита, на дне кюветы в конце эксперимента не было.

<sup>2</sup> Отдиализат — это вода, оставшаяся в диализаторе после проведения диализа.

<sup>3</sup> См. предыдущую статью автора.

<sup>4</sup> В опалесцирующих водах коллоиды могут быть как минеральные, так и органоминеральные. Раздельное определение этих форм коллоидов не производилось.

составной частью аниона органо-минеральной природы и не участвует в катионном обмене.

Эти же авторы отмечали значительно большую хелатирующую способность фульвокислот по сравнению с гуминовыми, что является следствием наименее выраженного конденсированного ядра и хорошо развитых периферических цепочек с гидрофильными группами. Как показали работы В. В. Пономаревой (Пономарева, 1949; Пономарева, Николаева, 1964), комплексные соединения железа хорошо удерживаются в растворах в широких пределах рН благодаря защитному действию золя фульвокислот. Чем больше относительное содержание фульвокислоты и чем более разбавлен раствор в отношении железа, тем более подвижен органо-минеральный комплекс (что имеет место в наших водах).

Работами Шапиро (Shapiro, 1964) установлено, что комплексы железа с фульвокислотами образуют коллоидные растворы с размером диспергированных частиц 0,10—0,22 мк.

Аргументом в пользу того, что железо в исследуемых водах является составной частью аниона органо-минеральной природы, служат результаты экспериментов по определению знака заряда комплексов методом электрофореза на бумаге и ионного обмена. На электрофореграммах в направлении к аноду после опрыскивания  $K_4[Fe(CN)_6]$  на фоне коричневой окраски органических веществ была заметна синяя окраска, связанная с наличием железа.

Пропускание вод через смолы марки КУ-2 и АВ-17 показало, что 60—80 % соединений железа несет отрицательный заряд, а 20—40 % — положительный.

Экстракция органических веществ хлороформом и изобутиловым спиртом из природной воды показала, что железо концентрируется в коллоидных «пленках» (эмульсиях), образующихся на границе раздела органического и водного слоев. В литературе имеются указания на образование таких пленок гуминовыми кислотами (Барс, Коган, 1965). В этих пленках определено до 83 % общего содержания железа, а в воде после экстракции — 16—35 %.

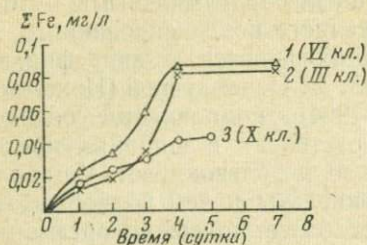
Для вод с относительно пониженным содержанием органических веществ (II—IV классы) количество коллоидных соединений железа несколько ниже, чем в водах V и VI классов (60—70 %). В этих водах железо также определяется в пленках (50—60 % общего содержания).

В водах с малым содержанием органического вещества (I класс) эти соединения железа не обнаружены, все железо мигрирует в истинно растворенной форме.

В водах II и III классов было замечено изменение форм переноса железа в зависимости от времени опробования. Так, для проб, отобранных весной, сразу после таяния снега, количество железа, мигрирующего в коллоидной форме, составляет 10—22 %. Для тех же вод, опробованных в середине лета в сухое теплое время, его содержание возрастает до 50—60 %. По-видимому, это можно объяснить повышением концентрации комплексобразующих веществ,



укрупнением частиц (коагуляцией) и усилением пептизирующих процессов. Из графика фиг. 2 видно, что равновесие в системе при диализе соединений железа наступает после четырех-пяти суток.



Фиг. 2. Кинетика диализа железа

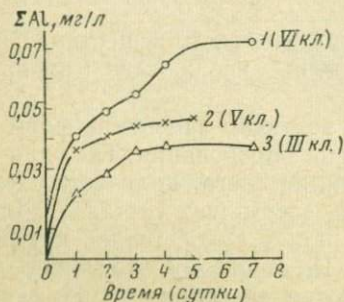
Содержание общего железа в пробах в диализате (в мг/л): 1 — 0,366; 2 — 0,731; 3 — 0,097

### Формы миграции алюминия

Количество алюминия, мигрирующего в коллоидной и высокомолекулярной форме, несколько ниже, чем железа. Так, для вод с высоким и средним содержанием органических веществ (III—VI классы) оно составляет 70—80 %, а для вод с низким содержанием органических веществ — 20—40 % (см. фиг. 1).

Как показали исследования ряда авторов (Александрова, 1962; Кононова, 1963; Сапожников, Соколова, 1968; и др.), алюминий также может образовывать комплексные соединения с гумусовыми кислотами. Но алюмогуминовые соединения менее устойчивы, чем железогуминовые; они расщепляются при гидролизе; в них лишь часть алюминия входит в органо-минеральный комплекс, а часть находится в обменной форме в виде  $Al^{3+}$ . Чувствительность золь алюминия к осаждающему действию фульвокислот намного выше, чем железа, т. е. для золь железа пределы устойчивого существования в растворах значительно шире, чем для золь алюминия. Следовательно, комплексы алюминия обладают меньшей миграционной способностью, чем комплексы железа. Кроме того, защитное действие фульвокислот на золь алюминия не было обнаружено (Пономарева, 1949).

Кинетика диализа для алюминия представлена на фиг. 3. Из графика видно, что равновесие в системе для соединений алюминия



Фиг. 3. Кинетика диализа алюминия

Содержание алюминия в пробах в диализате (в мг/л): 1 — 0,341; 2 — 0,223; 3 — 0,120; римские цифры в скобках — класс вод



наступает по истечении трех суток для вод с небольшим и средним содержанием органических веществ; для вод же с высоким содержанием органики (VI класс) диализ идет медленнее и равновесие наступает после четырех суток. Это явление, вероятно, обусловлено различным соотношением коллоидных и истинно растворенных форм.

В миграции алюминия в исследуемых водах (особенно в весеннее время) по данным ионного обмена преобладает положительно заряженная форма (50—70%). На электрофореграммах отрицательно заряженные формы Al также не проявились. Возможно, это связано с маскировкой розовой окраски комплекса алюминия с альбирином коричневой окраской органических веществ, заряженных отрицательно. Розовая окраска, характерная для алюминия, хорошо проявилась в направлении к отрицательному полюсу.

Анализ органических экстрактов и эмульсий из природных вод показал, что от 80 до 90% алюминия после экстракции остается в воде. Это свидетельствует о неустойчивости органо-минеральных соединений алюминия, разрушающихся при экстракции.

### Формы миграции кальция и магния

По литературным данным (Григоров и др., 1956), для отрицательно заряженных мембран в ряду  $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Sr^{2+} > Ba^{2+}$  числа переноса уменьшаются, что связано с увеличением гидродинамического радиуса ионов. Однако этот вывод справедлив, по-видимому, только для чистых растворов солей. В природных водах, особенно богатых органическими веществами, диализ этих элементов значительно усложняется.

Как известно из работ почвоведов (Александрова, 1962; Конова, 1963; и др.), кальций и магний образуют с гумусовыми кислотами гуматы и фульваты, которые представляют собой комплексы двух и более молекул гуминовых кислот, связанных через катион. Хелатообразование с ионами кальция отсутствует.

Количество органических веществ в исследуемых водах также определяет формы миграции кальция и магния: чем выше содержание  $C_{орг}$  в водах, тем больший процент этих элементов мигрирует в коллоидных формах (см. фиг. 1).

### Формы миграции кремния

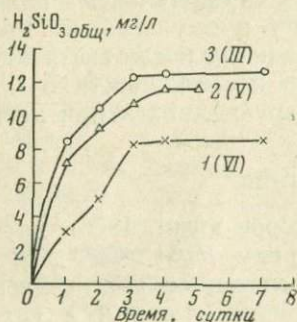
Работами ряда авторов (Окамото и др., 1963; Дэплс, 1963; Богоявленский, 1966; Рыженко, Хитаров, 1968 г.) показано, что основной формой существования кремния является истинно растворенная монокремниевая кислота  $H_4SiO_4$ , которая присутствует в неионизированной форме, и только при наибольшей щелочности ( $pH > 9$ ) силикат-ион ( $SiO_3^{2-}$ ) может играть существенную роль.

Гидроокись кремния ( $SiO_2 \cdot 2H_2O$ ) существует в равновесии с агрегированными молекулярными формами. Некоторое коли-



чество монокремниевой кислоты может находиться в виде коллоидных частиц, которые в разбавленных растворах сохраняются в течение нескольких дней или недель (Конрад, Краускопф, 1963). Кроме того, наличие коллоидных форм связано со стабилизирующим действием гуминовых кислот (Богоявленский, 1966). Установлено также (Фотиев, 1971), что атом Si входит в состав молекулы фульвокислоты.

В изучаемых нами водах количество коллоидного кремнезема в общем небольшое: от 10 до 20 %; во многих водах он не обнаружен вообще и лишь в некоторых пробах с высоким содержанием органических веществ его количество составляет 40—50 % (см. фиг. 1). По-видимому, в этих водах часть кремния связана с органическими веществами (Быкова, Никитина, 1966).



Фиг. 4. Кинетика диализа кремния

Содержание кремния в пробах в диализате:

1 — 9,50; 2 — 11,70; 3 — 16,20; римские цифры в скобках — класс вод

Время, необходимое для достижения равновесия при диализе для соединений кремния, находится в пределах трех суток (фиг. 4).

В органических экстрактах и эмульсиях кремний не был обнаружен: весь кремний остается в воде после экстракции. Возможно, при экстрагировании органическими растворителями связь гумусовых кислот с кремнием ослабевает и кремний переходит в водный раствор.

\* \* \*

Натрий, калий, сульфат и хлор-ионы мигрируют в истинно растворенных формах (см. фиг. 1). В наших водах возможна миграция натрия и калия в виде гуматов и фульватов; по данным исследований указанных выше авторов, соли щелочных металлов с гумусовыми кислотами высокодисперсны и подвижны.

Большинство микрокомпонентов (Ti, Mn, P, Ba, Sr, Cr, V, Cu, Ni, Zn, La) вод ландшафтов кислого глеевого и кислого классов мигрирует не в виде простых ионов, а либо в коллоидной форме, либо в форме комплексных ионов с большим радиусом, образующихся при участии высокомолекулярных органических веществ. По данным диализа, эти формы составляют 47—90 % общего содержания

микрокомпонентов. Более подробно изучались формы миграции Си. Как видно из таблицы, предварительное экстрагирование органических веществ изобутиловым спиртом приводит к потере до 50 % Си.

Результаты определения меди в грунтовых водах без разрушения органических веществ (I) с разрушением органических веществ (II) и после экстракции (III) (в мкг/л)

Проба	1763	1771	1770	1772	1762	1767	1769	1766
I	7,5	5	10	15	10	10	5	10
II	17	10	15	20	20	15	8	15
III	5	3	3	10	5	5	2	5

## Выводы

Результаты диализа и экстракции подтверждают, что органические вещества оказывают весьма существенное влияние на миграцию элементов в ультрапресных водах:

1. Железо в водах, богатых органическими веществами, мигрирует в коллоидной форме в виде комплексных органо-железистых соединений. В водах с низким и средним содержанием органических веществ количество этих форм железа меньше (60—70 %). В водах с очень малым содержанием органических веществ коллоидное железо не обнаружено, все железо мигрирует в истинно растворенной форме.

2. Количество алюминия в коллоидной форме несколько ниже, чем железа, но в основном он также мигрирует в этой форме. Алюминий образует с гумусовыми кислотами менее прочные соединения, обладающие меньшей миграционной способностью.

3. Чем выше содержание  $C_{орг}$  в водах, тем больший процент Са и Mg мигрирует в коллоидной форме (10—80 %).

4. Основной формой миграции кремния является истинно растворенная кремневая кислота. Количество коллоидного кремния в большинстве вод составляет 10—20 % и лишь в отдельных пробах с большим содержанием органических веществ достигает 40—50 %.

5.  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  находятся в истинно растворенных формах во всех водах.

6. Время, необходимое для установления равновесия при диализе соединений железа, алюминия, кремния, составляет от 3 (для Si) до 5 (для Fe и Al) суток.



## ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. Н.* Органо-минеральные соединения и органо-минеральные коллоиды в почве.— Доклады советских почвоведов к VII Междуна. конгрессу в США. Изд-во АН СССР, 1960.
- Александрова Л. Н.* Современные представления о природе гумусовых веществ и их органо-минеральных производных.— В кн. «Проблемы почвоведения». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ариуншикина Е. В.* Руководство по химическому анализу почв. Изд-во МГУ, 1961.
- Арнио Б. А.* О выпадении окислов железа и алюминия в щебенчатых почвах Финляндии.— Почвоведение, 1913, № 2, 3.
- Барс Е. А., Коган С. С.* Органическое вещество подземных вод нефтегазоносных областей. Изд-во «Недра», 1965.
- Богоявленский А. Н.* Распределение и миграция растворенной кремниевой кислоты в океанах.— В сб. «Геохимия кремнезема». Изд-во АН СССР, 1966.
- Бугельский Ю. Ю., Цимлянская Л. С.* О формах миграции никеля в природных водах.— В сб. «Кора выветривания», вып. 7. Изд-во «Наука», 1968.
- Быкова Е. Л., Никитина И. Б.* Взаимосвязь железа и кремния с органическим веществом в природных водах Южной Якутии.— Геохимия, 1966, № 10.
- Воицкий С. С.* Курс коллоидной химии. Изд-во «Химия», 1964.
- Ганев И. Г.* О возможности переноса вещества в форме сложных комплексных соединений.— Геохимия, 1962, № 10.
- Голева Г. А., Быкова Е. Л., Воробьева И. Н.* Распределение и формы миграции меди в подземных водах.— Геохимия, 1968, № 5.
- Григоров и др.* Электрокинетические свойства капиллярных систем. Изд-во АН СССР, 1956.
- Дэпплс Э.* Поведение кремнезема в диагенезе.— В сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Еременко В. Я.* К методике установления форм нахождения тяжелых металлов в природных водах.— ГХМ, 1966, т. 41.
- Кононова М. М.* Органическое вещество почвы. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кононова М. М., Александрова И. В., Титова Н. А.* Разложение силикатов органическими веществами почвы.— Почвоведение, 1964, № 10.
- Конрад Б., Краускопф.* Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Окамото Го, Такеси Окура, Куцуми Гото.* Свойства кремнезема в воде.— В сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Пономарева В. В.* О реакциях взаимодействия фульвокислот с гидроокислами оснований.— Почвоведение, 1949, № 11.
- Пономарева В. В., Николаева Т. А.* Некоторые особенности взаимодействия гетерогенной системы гумусовых веществ с железом, алюминием, кальцием. Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов. Доклады к VIII Междуна. конгрессу почвоведов. Изд-во АН СССР, 1964.
- Сапожников Д. Г., Соколова Е. И. и др.* Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. Изд-во «Наука», 1968.
- Серебрякова М. Б.* Опыт применения физико-химических методов для экспериментального определения форм нахождения урана в подземных водах.— Геохимия, 1964, № 9.
- Фотиев А. В.* К природе водного гумуса.— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 1.
- Фридрихсберг Д. А., Лин Гуан-цан.* Исследование поверхностной проводимости в зависимости от температуры, состава раствора и его концентраций.— Вестн. ЛГУ, 1963, вып. 3, № 16.
- Фридрихсберг Д. А., Павлова Л. В.* Связь коэффициентов диффузии с электрокинетическими свойствами мембран.— Коллоидный ж., 1965, 27, № 1.
- Шлефер Г. Л.* Комплексообразование в растворах. Изд-во «Химия», 1964.
- Яковлева М. Н., Шуриалина М. А.* Миграция урана в природных водах.— Радиохимия, 1961, № 4.
- Shapiro I.* Effect of Yellow Organic Acids on Iron and other Metals in Water.— J. Amer. Water Works Association, 1964, 56.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Северо-западная часть Сибирской платформы представляет собой обширную территорию площадью свыше 120 тыс. км<sup>2</sup>. Большая, восточная, часть территории занята западными отрогами Средне-Сибирского плоскогорья. Западная часть региона — низменная равнина на правом берегу р. Енисей, принадлежащая уже к Западно-Сибирской низменности. На севере территории она через депрессию озера Пясино соединяется с Таймырской (Северо-Сибирской) низменностью.

Основной водной артерией региона является р. Енисей с крупными правыми притоками — реками Дудинкой, Хантайкой, Курейкой, Нижней Тунгуской.

В геолого-структурном отношении регион представляет собой окраинную область Сибирской платформы. Восточная структурно-тектоническая зона — западный борт Тунгусской синеклизы — сложена эффузивными и интрузивными траппами и терригенными образованиями верхнего палеозоя. Центральная зона — это сублинейные структуры обрамления синеклизы, сформированные на породах нижнего и среднего палеозоя. И, наконец, западная зона, совпадающая с современной долиной р. Енисей — зона блоково-складчатых структур, сложенных верхнепротерозойскими образованиями. Для региона в целом характерно обилие и разнообразие интрузий трапповой формации; с ними генетически связаны скопления сульфидных медно-никелевых руд. В последнее десятилетие на территории региона выполнялись специальные геохимические исследования. В 1962—1965 гг. под руководством И. С. Егоровой (Институт геологии Арктики) производились опытно-методические работы по эффективности лито- и биогеохимического опробования на медно-никелевых рудоуправлениях.

Главной задачей было изучение содержаний и распределения меди, никеля, кобальта, хрома, титана и ванадия в природных объектах региона и их системах — геохимических ландшафтах. Применение ландшафтно-геохимического метода позволило произвести районирование территории по условиям и методам ведения геохимических поисков меди и никеля. Были также выявлены основные геохимические критерии медно-никеленосности региона и произведена разбраковка аномалий.



При выделении, описании и классификации геохимических ландшафтов региона, составлении среднemasштабной ландшафтно-геохимической карты и карты-схемы районирования территории по условиям и методам ведения геохимических поисков мы руководствовались следующими основными положениями.

1. Выделенные таксономические единицы должны быть достаточны по площади для показа на картах среднего масштаба; они должны иметь набор признаков, позволяющих четко диагностировать данную единицу в поле и дать ее полное описание при камеральных исследованиях.

2. Поскольку ландшафтно-геохимические исследования являются основой для разработки методов поисков полезных ископаемых, классификация ландшафтов должна быть хорошо увязана с геолого-геоморфологическими данными.

3. Ландшафтно-геохимическая карта должна содержать достаточную информацию для последующего районирования территории по условиям и методам геохимических поисков.

Прежде чем переходить к описанию геохимических ландшафтов региона следует отметить, что в вопросах выделения и номенклатуры элементарных ландшафтов мы полностью придерживаемся взглядов ведущих исследователей в этой области — Б. Б. Полюнова, А. И. Перельмана, М. А. Глазовской, М. М. Ермолаева. При картировании в мелком и среднем масштабах выделяемые единицы по существу являются не элементарными ландшафтами, а их сочетаниями, т. е. местными конкретными ландшафтами с определенным доминирующим видом (классом, родом и т. д.). Ниже приводится таблица классификации геохимических ландшафтов, выделенных в пределах северо-западной части Сибирской платформы (см. таблицу 1).

Наиболее крупной таксономической единицей геохимических ландшафтов региона является тип. Выделение типов ландшафтов обусловлено особенностями миграции элементов в различных почвенно-биоклиматических поясах. Для территории северо-запада Сибирской платформы характерны два типа геохимических ландшафтов — тундровый (тундровые ландшафты) и бореальный (бореальные или таежные ландшафты). Они соответствуют тундровому и бореальному почвенно-биоклиматическим поясам.

1. Тундровые ландшафты развиты в северной и северо-восточной части региона. Для климата этих областей характерна чрезвычайная суровость. Среднегодовые температуры наиболее теплого месяца — июля — от  $+12$  до  $+14^{\circ}$ , а наиболее холодного (января) от  $-26$  до  $-36^{\circ}$ . Безморозный период длится всего 100—120 дней. Для горных областей характерна очень низкая влажность воздуха, для равнинных тундровых областей она несколько выше (среднегодовая — около 4 мм). Среднегодовое количество осадков колеблется от 280—400 мм в горных районах до 600—750 мм в равнинных областях. Снежный покров, лежащий в течение 240—250 дней, имеет высоту 50—90 см на открытых участках и 2—3 м на закрытых; в

## Классификация геохимических ландшафтов северо-западной части Сибирской платформы

Ранг	Наименование таксономической единицы геохимических ландшафтов	Принципы, положенные в основу выделения единиц	Критерии для выделения единиц	Примеры выделенных единиц
I	Тип	Особенности биологического круговорота веществ в различных почвенно-биоклиматических поясах	Принадлежность к почвенно-биоклиматическому поясу	Тундровый тип (тундровые ландшафты)
II	Подтип	Особенности миграции элементов в различных почвенно-растительных зонах и областях	Принадлежность к растительной формации и почвенной зоне	Восточно-Сибирский горнотундровый подтип (Восточно-Сибирские горнотундровые ландшафты)
III	Семейство	Особенности миграции элементов в различных почвенно-растительных ассоциациях	Почвенно-растительные ассоциации	Семейство кустарниковых, мохово-лишайниковых горных тундр с одиночными лиственницами на торфяно-глеевых, почво-грунтах
IV	Класс	Особенности водной миграции, связанные с биоклиматическими и геологическими факторами	Типоморфные элементы и ионы водной миграции	Кислый класс (H <sup>+</sup> -класс)
V	Группа	Характер миграции элементов (соотношение выноса и привноса) и степень зависимости от других ландшафтов	Принадлежность к категории и типу рельефа, определяющим соотношение выноса и аккумуляции веществ	Автономные элювиальные ландшафты
VI	Подгруппа (только для группы элювиальных ландшафтов)	Характер процессов миграции в субстратах различного генезиса и состава	Принадлежность коренного субстрата к эндогенным (изверженным) породам	Ортоэлювиальные ландшафты
VII	Род	Характер и интенсивность процессов миграции в различных геоморфологических условиях	Принадлежность к генетически однородным поверхностям рельефа	Ландшафты плосковыпуклых и пологонаклонных поверхностей водоразделов
VIII	Вид	Характер (степень литификации) и генезис горных пород (магматические или экзогенные)	Принадлежность субстрата к рыхлым или коренным (изверженным или осадочным) горным породам	Ландшафты на коренных изверженных породах
IX	Подвид	Литоогические и петрохимические особенности горных пород	Принадлежность горных пород к геологическим формациям и их членам	Ландшафты на изотропных интрузивах щелочного состава



некоторых ущельях снежные наносы достигают мощности 4—5 м. Продолжительность полярной ночи на широте 70° равна 53 дням, а полярного дня — 2 месяцам. Распределение солнечной радиации по временам года очень неравномерно; в летнее время радиация (суммарная) достигает 8—12 ккал/см<sup>2</sup>.

Тундровые ландшафты региона располагаются в области сплошного развития многолетнемерзлых толщ. Здесь выделяются южно-тундровая и лесотундровая геокриологические зоны, каждая из которых в свою очередь состоит из равнинной и горной подзон (Шевелева, Хомичевская, 1967).

В пределах равнинных геокриологических подзон мерзлыми являются как рыхлые мезо-кайнозойские образования, так и подстилающие их коренные осадочные породы верхнего протерозоя и палеозоя с редкими интрузиями траппов. Кровля толщи многолетнемерзлых пород располагается на глубине 0,4—3,0 м от поверхности. Сезонное промерзание начинается в конце сентября и заканчивается в мае.

Мощность деятельного слоя тесно связана с составом пород: она наименьшая (0,4—0,5 м) в суглинках и торфах и наибольшая (до 2—3 м) в песках. Мощность слоя, в котором проявляются сезонные колебания температуры, 25—30 м.

Мощность криозоны в равнинных тундровых и лесотундровой областях весьма непостоянна. Она колеблется от 350—500 м в предгорьях до 75—100 м в долинах крупных рек; местами на пойменных террасах мощность криозоны всего 5—10 м. Неровный рельеф подошвы криозоны зачастую связан с блоковым строением отдельных участков.

Горнотундровая и горнолесотундровая геокриологические подзоны характеризуются мерзлым состоянием изверженных пород (траппов) и осадочных пород палеозоя. Сплошное развитие многолетней мерзлоты прерывается лишь в зонах тектонических нарушений и на участках окисления сульфидных руд. Кровля криозоны залегает на глубине 0,5—3,5 м в зависимости от экспозиции склонов, состава и физических свойств горных пород, мощности снежного покрова и других факторов. Глубина залегания подошвы криозоны меняется от 100—150 м у подножий гор до 400—500 м на возвышенностях. Существенное влияние на режим деятельного слоя оказывает снеговой покров; при мощности его в 2,5 м и более промерзание пород уже не происходит. Глубина зоны сезонных колебаний температуры меняется от 12—17 до 20—30 м при температуре мерзлых пород в ее подошве от —2 до —8°. Мощность криозоны в горных областях тесно связана с рельефом местности — при увеличении высот на каждые 100 м мощность толщи многолетнемерзлых пород возрастает на 40—60 м.

Для тундровых ландшафтов в целом обычно наличие таликов трех типов. Первые два, как уже говорилось, связаны с зонами крупных тектонических нарушений и участками сульфидных руд. Третий тип — это подозерные и подрусловые талики. Они встречаются



под озерами размером свыше 100 м в поперечнике и глубиной более 3—4 м, а также под руслами крупных рек.

Широко развиты в пределах тундровых ландшафтов различные криогенные формы — полигональные грунты, медальоны, солифлюкционные потоки, термокарстовые озера, наледи, бугры пучения (гидролакколиты). Последние весьма характерны для равнинной тундровой области — для участков плоскобугристых торфяников, где глубина залегания криозоны не превышает 0,4—0,5 м. Здесь встречаются также жильные льды с мощностью жил до 2—3 м и протяженностью до 50—70 м. Высокой льдонасыщенностью (40—50%) обладают суглинки; гнезда, прожилки, жилы льда и ледяной цемент в породах создают особую, сетчатослоистую криогенную текстуру последних. Наименьшая льдонасыщенность (около 20%) отмечается у валунно-галечных образований.

Активные процессы миграции веществ происходят в основном в верхних горизонтах почв. Условия зоны криогенеза способствуют интенсивному заболачиванию, а тундровая растительность не составляет достаточно материала для возникновения больших скоплений органического вещества. Почвам тундровых ландшафтов в целом свойственны малая мощность и редуцированность профиля, кислая реакция (рН 3,5—4), слабое разложение органического вещества. В равнинных областях тундровые почвы характеризуются широким развитием процессов оглеения (сизо-серый цвет), обычные скопления вивианита, для заболоченных участков — выпадение из растворов соединений железа и алюминия (бурые, «ржавые» цвета). Оглеение повышает на 20—25% плотность почв и их объемный вес. Обменная кислотность в почвах тундровых ландшафтов выше гидrolитической; почвенные растворы содержат подвижный алюминий, имеется обменный водород. Общее содержание минеральных веществ в почвенном растворе обычно не превышает 10 мг/л и лишь для торфянистых почв увеличивается до 1 г/л.

Горнотундровые почвы обычно формируются на траппах и представляют собой по существу почво-грунты, т. е. мало измененный элювиально-делювиальный материал (скелетные почвы). Химическое выветривание в тундровых ландшафтах очень слабое. Механическое выветривание, наоборот, происходит весьма интенсивно.

Тундровая растительность характеризуется обилием мхов, лишайников, кустарничков и локальным развитием кустарниковых зарослей и травостоев (в поймах). У кустарников и редких деревьев тундра наблюдается очень медленный прирост живой массы; наличие криозоны и недостаток минерального питания способствуют развитию сложной корневой системы, ориентированной параллельно поверхности земли. На отдельных участках в тундре, обычно в поймах рек или распадках, где проходят зоны таликов и обеспечивается поступление с растворами минеральной «подкормки», наблюдаются пышные заросли трав, мощные заросли кустарников и даже группы деревьев. Такие «оазисы» существуют по долинам некоторых рек на плато Хараелах.



По характеру процессов миграции веществ и почвенно-биологическим особенностям в составе тундровых ландшафтов выделяются два подтипа — Западно-Сибирские тундровые ландшафты и Восточно-Сибирские горнотундровые ландшафты.

1) Западно-Сибирские тундровые ландшафты региона выделены в пределах Западно-Сибирской (Евразийской) полярной почвенной области и на площади развития тундровой растительной формации. Эти ландшафты сформированы на рыхлых породах мезокайнозоя, у северных подножий Средне-Сибирского плоскогорья, и представляют собой южную окраину обширнейшей зоны низменных тундр арктического побережья. Западно-Сибирские тундровые ландшафты состоят из трех семейств ландшафтов, выделение которых производится по конкретным почвенно-растительным ассоциациям:

а) семейство моховых, травянисто-моховых, мохово-лишайниковых тундр, развитых на торфяно- и торфянисто-глеевых мерзлотных почвах;

б) кустарниковые и пушицево-осоковые кочкарные тундры с редкими деревьями, развитые на торфяно-глеевых, торфяно-подзолисто-глеевых, глеевато-подзолистых мерзлотных почвах;

в) мохово-лишайниковые и мохово-кустарниковые тундры с участками лиственничного леса на торфяно-глеевых, глеево-подзолистых мерзлотных почвах;

в ряду семейств 1→2→3 увеличивается объем биомассы, почвы приобретают большую мощность профиля, усиливается подзолообразование;

2) Восточно-Сибирские горнотундровые ландшафты соответствуют области развития горнотундровой растительной формации и Восточно-Сибирской почвенной зоне. В качестве верхнего члена вертикального ряда ландшафтов они занимают вершины и верхние части склонов возвышенностей на Норильском плато, в горах Харалах, Микчанда, Ламских, Имангда, Кета. На севере региона нижней границей данного подтипа ландшафтов служит уровень 250—300 м, в его центральной части эта граница поднимается до 500—650 м над уровнем моря.

Горнотундровые ландшафты представлены двумя семействами:

а) кустарниковые, мохово-лишайниковые горные тундры с одинокими лиственницами на глеевых, щебнистых мерзлотных почво-грунтах;

б) разреженная растительность осыпей и скал — травяно-кустарничково-моховые и лишайниковые группировки на глинистых, щебнистых мерзлотных почво-грунтах.

Горнотундровые растительные сообщества отличаются от равниннотундровых присутствием особых видов растений — горностепных и арктовысокогорных. Некоторые виды этих растений являются реликтовыми для данного региона и встречаются в других регионах на более низких широтах.



2. Таежные или бореальные ландшафты распространены в центральной и южной частях региона, т. е. в основном южнее полярного круга. Для климата этой области характерна несколько меньшая суровость по сравнению с тундрой. Полярная ночь на широте  $66^\circ$  отсутствует, а полярный день длится 17 суток. Число часов солнечного сияния на широте г. Игарки достигает 1650 за год. Суммарная радиация на широте г. Туруханска равна  $75 \text{ ккал/см}^2$  за год (от 0,3 в декабре до 13,7 в июне). Зима здесь умеренно суровая, снежная. Среднемесячная температура июля около  $+15^\circ$ , января — около  $-28^\circ$ . Таежные ландшафты региона приурочены к северотаежной геокриологической зоне, состоящей из двух подзон — равнинной и горной. Равнинная северотаежная геокриологическая подзона включает низменность на правом берегу Енисея между реками Хантайка и Нижняя Тунгуска. Многолетнемерзлыми породами здесь являются рыхлые осадки мезо-кайнозоя и коренные, преимущественно осадочные образования верхнего протерозоя и палеозоя.

Кровля криозоны располагается обычно на глубине от 0,4—0,5 м (торфяники) до 2—3 м. На отдельных участках между деятельным слоем и кровлей криозоны, залегающей на больших глубинах, имеется постоянный слой талых пород. Мощность криозоны 15—35 м, уменьшается к югу. Под руслами Енисея и его крупных притоков имеются талики.

Горная северотаежная геокриологическая подзона охватывает возвышенности, сложенные траппами. Мощность криозоны в горных массивах 200—300 м при глубине залегания кровли от 0,5—2 до 60—80 м. В понижениях рельефа криозона имеет меньшую мощность, местами приобретает островной характер. Отепляющим фактором является мощный снеговой покров на густо залесенных участках. Обычными криогенными формами являются полигональные грунты, медальоны, солифлюкционные образования, термокарст, гидролакколиты; часты прослои и линзы льда в рыхлых породах.

Для равнинных северотаежных ландшафтов (Западно-Сибирская северотаежная почвенная зона) характерны глеево-подзолистые, торфяно-глеевые, торфяно-подзолистые почвы, формирующиеся на рыхлых осадках мезо-кайнозоя. рН почв обычно составляет 4,5—6,5, а гидролитическая кислотность колеблется от 6,5 до 10,4 м/экв на 100 г почвы. Общая сумма поглощенных оснований равна 15—25 м/экв, а степень насыщенности составляет 70—90 % емкости поглощения. Последняя достигает значительных величин — до 50 м/экв на 100 г почвы, что, вероятно, связано с повышенным содержанием коллоидов. Обменные катионы представлены кальцием и магнием; в верхних горизонтах почв иногда отмечается обменный водород в количестве 2—6 м/экв (Зайцев, 1943). Содержание гумуса в почвах обычно невелико, степень разложения его незначительна. Мощность почв колеблется от 30—40 до 80—100 см.

Мерзлотные почвы возвышенных областей формируются на траппах, в меньшей степени — на осадочных породах. Мощность почв в лесных массивах достигает 1—1,5 м, а в горнотаежных ланд-



шафтах — не превышает 30—40 см. Почвы кислые ( $pH = 3,5-5$ ), подзолистые, с маломощным прослоем гумуса; процессы оглеения и оторфования развиты сравнительно слабо. Емкость поглощения и количество глинистого вещества обычно велики. Сумма поглощенных оснований (кальций, реже — магний) — около 25—30 м/экв на 100 г почвы; степень насыщенности не превышает 80—85% от емкости поглощения. Величина гидролитической кислотности равна 4—10 м/экв.

Широкое развитие речной сети в области таежных ландшафтов обуславливает распространение песчаных аллювиальных почв. Эти почвы бесструктурные, слоистые, имеют  $pH$  около 4,5—5, содержат гумусовые прослойки, в которых много поглощенных катионов. Мощность аллювиальных почв достигает 1,5 м.

В целом почвы таежных ландшафтов по сравнению с тундровыми содержат значительно больше гумуса. Активно развиваются процессы оподзоливания, формируется иллювиальный горизонт, обогащенный минеральными соединениями. В верхних горизонтах почв за счет разложения гумуса интенсивно образуются фульвокислоты, в свою очередь реагирующие с железом и алюминием (органоминеральные соединения). Накопление последних также происходит в горизонте вымывания.

Таежный тип ландшафтов в соответствии с растительно-почвенными особенностями делится на три подтипа: Западно-Сибирский таежный, Восточно-Сибирский таежный и Восточно-Сибирский горнотаежный.

Западно-Сибирские таежные ландшафты отвечают области развития Урало-Сибирской растительной формации и северо-таежной зоне мерзлотных почв; в их составе выделяются три семейства:

1) претундровые лиственничные редколесья с участками тундр и болот, развитые на торфянисто-глеевых, торфянисто-подзолисто-глеевых мерзлотных почвах;

2) лиственничные, елово-лиственничные редкостойные северо-таежные леса с участками болот, развитые на подзолисто-болотных оглееных торфянистых мерзлотных почвах;

3) лиственнично-елово-пихтовые северотаежные леса на подзолисто-глеевых, слабоподзолистых и дерново-подзолистых (нередко торфянистых) мерзлотных почвах.

Восточно-Сибирские таежные ландшафты характеризуются растительностью Ангаридской формации и почвами северо- и средне-таежной зоны. Они состоят из двух семейств:

1) лиственнично-кедровые, елово-кедровые редкостойные леса на подзолисто-глеевых, подзолисто-щебнистых мерзлотных почвах;

2) темнохвойно-лиственничная тайга на суглинистых дерново-подзолистых и подзолисто-глеевых длительно-мерзлых почвах.

Редкостойные леса распространяются в среднем течении рек Курейка, Северная и Ерачимо, а темнохвойно-лиственничная тайга — на крайнем юге региона в бассейне р. Нижняя Тунгуска.



Восточно-Сибирские горнотаежные ландшафты представляют собой сочетание растительности Ангаридской формации и мерзлотных почв Путоранских вертикальных горнотаежных зон; они подразделяются на два семейства:

1) лиственничное горнотаежное редколесье и кустарниковые тундры на торфянисто-подзолистых оглеенных мерзлотных почвах; эти ландшафты распространены в основном по долинам крупных рек и озер в северо-восточной части региона;

2) горные лиственничные северо-таежные редкостойные леса с мохово-ерниковым покровом на торфянисто-глеевых слабоподзолистых мерзлотных почвах; Ландшафты этого семейства занимают большие площади на юге и юго-востоке региона, покрывая возвышенности с абсолютными отметками до 500—600 м.

В основе выделения групп и родов геохимических ландшафтов лежат геоморфологические признаки. Для северо-запада Сибирской платформы основными группами геохимических ландшафтов являются: 1) автономные элювиальные (ортоэлювиальные), 2) подчиненные трансэлювиальные, 3) подчиненные элювиально-аккумулятивные, 4) подчиненные аккумулятивные (суперкальвые).

Группа автономных элювиальных ландшафтов представлена лишь одним родом — это ландшафты плосковыпуклых и пологонаклонных поверхностей водоразделов. Развита они на Средне-Сибирском плоскогорье в наиболее возвышенных участках. Очень яркое выражение водораздельные поверхности получают в области структурного лавового плато (Западно-Путоранской). Плоские, слабовыпуклые и пологонаклонные поверхности водоразделов бронированы лавовыми покровами. Эти поверхности располагаются на различных гипсометрических уровнях (200—250, 400—600, 650—850, 1000—1250, 1300—1400 м). Поскольку все породы, на которых формируются автономные ландшафты, относятся к изверженным, сами ландшафты принадлежат к подгруппе ортоэлювиальных. В геоморфологическом отношении эти ландшафты тесно связаны с областью развития структурно-денудационного рельефа в восточной части территории.

Водораздельные поверхности лавовых плато и ограничивающие их уступы прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках и фиксируются на геологических и геоморфологических картах. Таким образом, степень достоверности и детальности картирования автономных элювиальных ландшафтов для данного региона в пределах структурного лавового плато очень высока.

Близкий характер имеют ландшафты данного рода и в области развития останцово-увалистого и крупногрядового рельефов, окаймляющих лавовое плато с запада и юга. Здесь возвышенности бронированы не только лавовыми покровами, но и различными интрузивными телами трапповой формации. Характер водораздельных поверхностей на пластовых интрузиях аналогичен таковому на лавках. Лакколитообразные интрузии формируют возвышенности срав-



нительно мягких очертаний, поэтому переход водораздельных поверхностей в склоновые обычно сглаженный.

Группа подчиненных трансэлювиальных ландшафтов также связана с областью развития структурно-денудационного рельефа и представлена одним родом — ландшафтами склоновых поверхностей. Эти ландшафты окаймляют ландшафты водораздельных поверхностей; ширина полосы их распространения зависит от крутизны склонов и высоты горного массива.

Для данной группы ландшафтов характерны подчиненность, зависимость состава и содержания в них элементов от автономных ландшафтов водоразделов.

Для крутых склонов, сложенных лавовыми покровами и пластовыми интрузиями, характерны ступенчатость, террасированность. Высота ступеней, зависящая от мощности покровов и силлов, различна (первые метры — десятки метров). Площадки между уступами формируются на менее устойчивых породах — миндалекаменных лавах, туфах, пластах осадочных пород. Ширина «террас» колеблется от долей метра до сотен метров.

На склонах средней крутизны и пологих увеличиваются мощность и распространение элювиально-делювиальных россыпей, формируются «каменные реки», солифлюкционные образования. Здесь иногда наблюдаются морены; разреженная растительность осыпей и скал сменяется зарослями кустарников и редколесьем.

Основная масса веществ, поступающих в трансэлювиальные ландшафты со стороны автономных, не задерживается здесь, а «транзитом» проходит далее.

Крутым склонам свойственны почти исключительно процессы механического транзита веществ. По мере выполаживания склонов механический вынос замещается физико-химической и биогенной миграцией. Граница между трансэлювиальными и сменяющими их элювиально-аккумулятивными ландшафтами весьма условна. В принципе она должна проводиться по смене преобладающего выноса преобладанием аккумулятивных процессов.

Группа подчиненных элювиально-аккумулятивных ландшафтов связана с зонами и участками перехода от структурно-денудационного рельефа к аккумулятивному. Там, где граница между этими категориями рельефа отчетливая (лавовое плато), элювиально-аккумулятивные ландшафты развиты лишь в виде узких полос по долинам рек и озер. Напротив, области останцево-увалистого и крупногрядового рельефа характеризуются широким развитием элювиально-аккумулятивных ландшафтов вдоль подножий склонов возвышенностей. Род ландшафтов определяется принадлежностью к крупногрядовым и пологохолмистым поверхностям.

Для данных ландшафтов обычны выходы коренных пород и скопления элювиально-делювиального материала у подножий склонов или по рекам в сочетании с покровом дальнепринесенных ледниковых и водноледниковых отложений небольшой мощности (доли метра



или первые метры). Коренной субстрат зачастую «просвечивает» через плащ рыхлых осадков.

Ландшафты данной группы наиболее трудны по диагностике при картировании, так как, во-первых, граница их с трансэлювиальными ландшафтами нечеткая, а, во-вторых, не всегда удается установить мощность рыхлых образований. Однако выделение группы элювиально-аккумулятивных ландшафтов необходимо, поскольку близкое залегание субстрата оказывает существенное влияние на содержание и распределение элементов в рыхлых породах, почвах, водах и растениях.

Группа подчиненных аккумулятивных (супераккумулятивных) ландшафтов тесно связана с областью аккумулятивного равнинного рельефа на правобережье Енисея и юге Северо-Сибирской низменности (абсолютные отметки колеблются здесь от 15—20 до 100—140 м, а превышения — от 15 до 40 м). В пределах этой области выделяется ряд генетически однородных поверхностей с характерными морфоструктурными признаками.

Для всех ландшафтов данной группы характерно глубокое залегание коренных пород под покровом рыхлых образований верхнего мела — кайнозоя. Процессы механической миграции веществ резко ослаблены (за исключением пойменных ландшафтов).

Важная особенность пород с ландшафтно-геохимических позиций — степень литификации. В соответствии с этим выделяются ландшафты трех видов:

1) на коренных изверженных породах (трапповая формация верхней перми — триаса, эффузивы и диабазы верхнего протерозоя);

2) на коренных осадочных породах (верхний протерозой — палеозой);

3) на рыхлых осадочных породах мезо-кайнозоя.

Более мелкие единицы ландшафтов — подвиды — устанавливаются по литологическим и петрохимическим характеристикам пород в конкретных геологических формациях и их членах.

Ландшафты на коренных изверженных породах представлены большим числом подвидов. Это связано с широким развитием в регионе разновидностей пород трапповой формации.

Как особые подвиды выделяются ландшафты на контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях, а также ландшафты на скоплениях сульфидных руд.

Ландшафты на коренных осадочных породах представлены несколькими подвидами. Наиболее распространены ландшафты на породах морской и лагунно-морской терригенно-карбонатных формациях нижнего и среднего палеозоя, а также на породах лагунно-континентальной терригенной угленосной формации верхнего палеозоя. Область их распространения находится к западу от возвышенностей Средне-Сибирского плоскогорья, сложенных траппами. Для терригенно-карбонатной формации нижнего палеозоя характерна чрезвычайная изменчивость фациального состава; среднепалеозойской



формации свойственно обилие гипсов и ангидритов, а верхнепалеозойской — органического вещества (угли).

Ландшафты на рыхлых осадочных породах связаны с мезо-кайнозойскими формациями. Необходимость расчленения на подвиды ландшафтов, связанных с рыхлыми осадками мезо-кайнозоя, обусловлена большой важностью ландшафтов данного вида при геохимических поисках. Рыхлые толщи являются той средой, где образуются вторичные концентрации элементов, в том числе и рудных.

### Классификация ландшафтов по особенностям водной миграции

Особое значение при изучении и классификации геохимических ландшафтов имеет состав типоморфных элементов и ионов водной миграции, в соответствии с которым выделяются классы ландшафтов (Перельман, 1966).

Основным для северо-запада Сибирской платформы является класс геохимических ландшафтов с кислыми водами ( $H^+$ -класс). Эти ландшафты развиты в пределах распространения Восточно-Сибирских горнотундрового и горнотаежного подтипов ландшафта на коренных изверженных породах трапповой формации. Для них характерны кислые и слабокислые, реже нейтральные почвенно-грунтовые воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевого или гидрокарбонатно-натриево-кальциевого состава. Воды пресные и ультрапресные (минерализация 0,03—0,35 г/л).

Второй класс геохимических ландшафтов, также широко развитый в пределах региона — с кислыми глеевыми водами ( $H^+ - Fe^{2+}$ -класс). Эти ландшафты по площади распространения соответствуют Западно-Сибирским тундровым и таежным ландшафтам и Восточно-Сибирскому таежному ландшафту. По геологическим и геоморфологическим особенностям они принадлежат подчиненным аккумулятивным (супераквальным) ландшафтам, развитым на рыхлых четвертичных образованиях мезо-кайнозоя. Поверхностные и подземные воды здесь слабо минерализованы (0,05—0,50 г/л), имеют кислую, слабокислую или нейтральную реакцию. По составу воды гидрокарбонатно-натриевые или гидрокарбонатно-кальциевые. Характерны широко развитые процессы оглеения; поэтому типоморфным мигрантом наряду с  $H^+$  является ион  $Fe^{2+}$ .

Смешанный класс водной миграции, переходный от кислого глеевого к кальциевому ( $H^+ - Fe^{2+} - Ca^{2+}$ -класс), характерен для Западно-Сибирских тундровых и таежных ландшафтов, развитых на коренных осадочных породах верхнего протерозоя — нижнего и среднего палеозоя (терригенно-карбонатные формации). Грунтовые воды в ландшафтах этого класса имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, содержат повышенные по сравнению с двумя предыдущими классами количества иона  $Ca^{2+}$ . Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый.



По характеру водной миграции выделяются также аazonальные ландшафты. Их развитие полностью зависит от геологических особенностей и не обусловлено климатической зональностью. К ним относится класс сернокислых ландшафтов ( $H^+ - SO_4^{-2}$ -класс), который приурочен к участкам скопления сульфидных руд. Воды имеют обычно кислую реакцию и минерализацию от 1—2 до 5—8 г/л. В зонах окисления сульфидных руд иногда отмечаются подземные воды с очень высокими содержаниями сульфатов металлов, минерализация достигает сотен грамм на литр, резко обогащены металлами почвы и растительность.

Сернокислые ландшафты не только фиксируют непосредственное залегание вблизи поверхности сульфидных руд, но и возникают на участках древних зон окисления. Ландшафты сернокислого класса служат надежным критерием при поисках рудных месторождений.

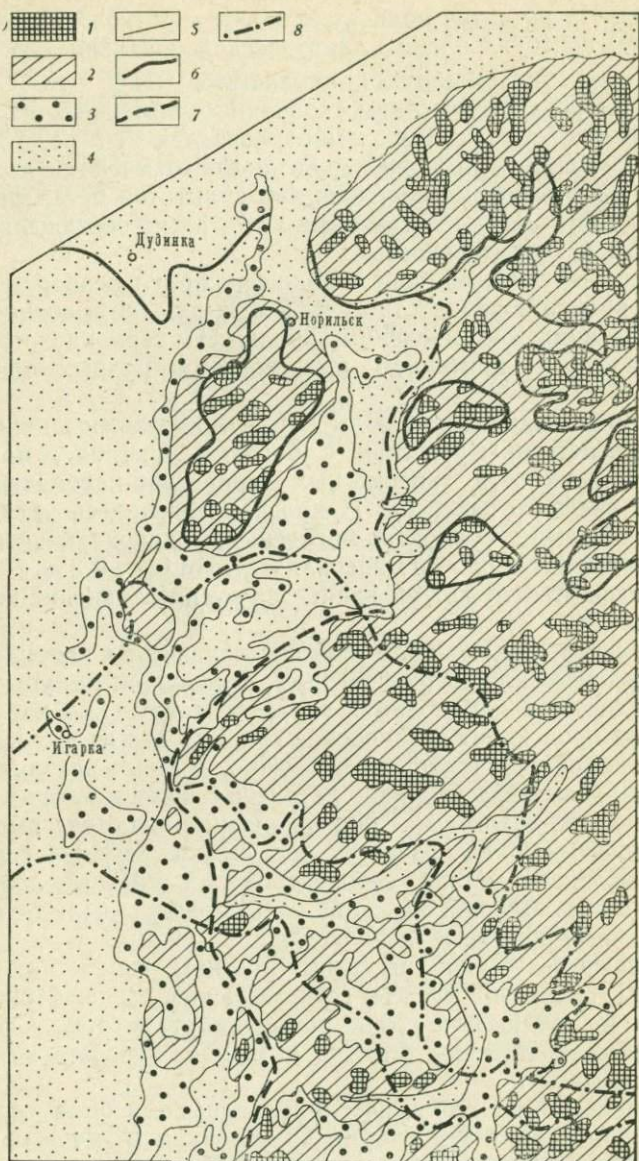
Аazonальные ландшафты, воды которых обогащены кальцием и магнием, свойственны участкам с близким залеганием или выходами на поверхность гипсоносных терригенно-карбонатных образований среднего палеозоя. Природные воды здесь имеют сульфатно-кальциевый, сульфатно-магниевый, гидрокарбонатно-сульфатный состав, рН около 7 и минерализацию от 0,2—0,3 до 2—2,7 г/л. Такие ландшафты служат указанием на распространение гипсоносных толщ.

Очень интересны, но мало изучены ландшафты хлоридно-сульфатно-натриевого класса (соленосные). Отмечается приуроченность таких ландшафтов к куполам и зонам тектонических нарушений, по которым происходит поступление соленых вод из нижних горизонтов палеозойской толщи (а, возможно, и более древних толщ). Состав природных вод хлоридно-натриевый, иногда хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевый. Минерализация вод очень высокая — от 7—10 до 380—420 г/л. Зачастую поступление рассолов сопровождается выделением метана, сероводорода. Соленосные ландшафты являются поисковым признаком на соль, нефть, газы и другие связанные с ними полезные ископаемые.

Описанные выше единицы (типы, подтипы, семейства, группы, роды, виды, подвиды и классы) геохимических ландшафтов изображены нами на ландшафтно-геохимической карте региона. Схема распространения ландшафтов (стр. 58) позволяет показать их лишь в самом общем виде.

На основе карты геохимических ландшафтов была составлена схема районирования территории по условиям и методам ведения геохимических поисков меди и никеля. Подсчитаны фоновые содержания меди, никеля, кобальта, хрома, титана, ванадия в геохимических ландшафтах региона (для коренных и рыхлых пород, почв, вод, растительности). Это позволило дифференцированно подойти к установлению границы фоновых и аномальных содержаний металлов для конкретных природных объектов (Иванова, Егорова, 1968 г.).





Схематическая ландшафтно-геохимическая карта северо-западной части Сибирской платформы

1 — автономные ортоэлювиальные ландшафты плосковыпуклых и пологонаклонных поверхностей водоразделов, развитые на коренных изверженных (вулканогенных и интрузивных) породах трапповой формации  $P_2-T$ ; 2 — подчиненные трансэлювиальные ландшафты склоновых поверхностей, развитые на коренных изверженных (вулканогенных и интрузивных) породах трапповой формации  $P_2-T$  и осадочных породах; 3 — подчиненные элювиально-аккумулятивные ландшафты крупногрядовых и пологохолмистых по-



Районирование территории по условиям и методам ведения геохимических поисков было произведено применительно к трем основным рудным элементам данной металлогенической провинции — меди, никелю и кобальту. Были учтены особенности нахождения и миграции этих элементов в природных объектах региона, встречаемость и интенсивность аномалий (ореолов рассеивания).

Для северо-запада Сибирской платформы нами выделяются три категории областей, различающихся по условиям геохимических поисков и тем самым по комплексу применяемых методов.

Области I категории — это наиболее возвышенная часть Средне-Сибирского плоскогорья, где степень обнаженности коренных пород велика; широко развиты первичные ореолы, а вторичные имеют характер открытых или приповерхностных. В ландшафтно-геохимическом отношении областям I категории соответствуют ортоэлювиальные автономные ландшафты плосковыпуклых и пологонаклонных поверхностей водоразделов. По почвенно-биоклиматическим особенностям области I категории относятся преимущественно к горногундровым и горнотаежным Восточно-Сибирским ландшафтам. Ландшафты формируются на породах вулканогенной трапповой формации и интрузивных траппах. Здесь обычные выходы коренных пород и участки медальонных тундр с мелкощебнистым суглинистым субстратом. Почвы, как правило, скелетные. Для областей I категории характерна автономность ландшафтов. Поэтому ведущими здесь являются процессы физико-химической и биогенной миграции веществ в системе коренные породы субстрата → рыхлые образования и почвы → грунтовые воды → растения. Вторичные ореолы связаны с элювиально-делювиальными образованиями и почво-грунтами, а также с растительным покровом. Ореолы открытые (или приповерхностные), солевые, несмещенные.

Области I категории весьма благоприятны для поисков как первичных, так и вторичных ореолов меди, никеля, кобальта. Здесь рекомендуется проведение литогеохимического опробования коренных пород и отбор проб из тонкой фракции элюво-делювия (последняя является в то же время составной частью почвы). Учитывая скелетный характер и карликовость почв, можно производить отбор проб из приповерхностных горизонтов (5—15 см). Хорошие результаты дает биогеохимическое опробование по мхам, лишайникам, багульнику, ветвям карликовой березки и ивы. Для верховых болот на водоразделах желательна применение торфометрического опробования.

верхностей, развитые на коренных осадочных породах и рыхлых осадках  $O_{2-4}$ ; 4 — подчиненные супераквальные ландшафты аккумулятивных поверхностей, развитые на рыхлых осадках мезо-кайнозой (морского, ледникового, элювиального и озерно-болотного происхождения); 5 — границы между группами ландшафтов; 6 — границы между типами ландшафтов; 7 — границы между подтипами ландшафтов; 8 — границы между семействами ландшафтов



Области II категории включают склоны и подножья возвышенностей в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и окаймляющих его с запада гряд и увалов. Обнаженность коренных пород здесь меняется от хорошей в верхних частях склонов до плохой в понижениях рельефа. Вторичные ореолы весьма широко распространены. Области II категории включают ландшафты двух групп. Первая группа — подчиненные трансэлювиальные ландшафты склонов возвышенностей, сформированные преимущественно на вулканогенных породах трапповой формации, осадочных породах палеозоя и интрузивных траппах.

По почвенно-биоклиматическим особенностям ландшафты принадлежат к горнотундровым, горнотаежным и в меньшей степени — равнинно-тундровым и таежным. Коренные породы в виде скальных уступов обнажаются в основном на крутых склонах, а на склонах средней крутизны и пологих фиксируются обширные поля и потоки элювиально-делювиального материала. Для ландшафтов этой группы характерно поступление элементов и их соединений из автономных ландшафтов путем механического перемещения и солевого стока. При этом в трансэлювиальных ландшафтах задерживается лишь незначительная часть поступивших веществ, а основной их объем транзитом выносится через ландшафт в нижележащие участки. Последние принадлежат к другой группе — подчиненным элювиально-аккумулятивным ландшафтам останцово-увалистых крупногрядовых и пологохолмистых поверхностей. В их строении играют существенную роль не только коренные породы и элюво-делювий (траппы и осадочные образования палеозоя и верхнего протерозоя), но и рыхлые отложения преимущественно ледникового и водно-ледникового генезиса. Плащ рыхлых осадков не превышает по мощности 3—5 м. Здесь шире, чем в трансэлювиальных ландшафтах, развиты таежные и лесотундровые ассоциации, оподзоленные почвы с достаточно мощным профилем. Для ландшафтов данной группы возрастает роль физико-химической и биогенной миграции.

В ландшафтах, свойственных областям II категории, обнаруживаются как первичные, так и вторичные ореолы. Вторичные ореолы — открытые и неглубоко погребенные — размещаются в плаще элювиально-делювиальных и водно-ледниковых образований. Величина горизонтального смещения их от источников сноса зависит от крутизны склонов и характера ореолов. Так, механические ледниковые ореолы и потоки рассеивания, как правило, удалены от источника сноса на сотни метров и первые километры. Солевые и биогеохимические ореолы могут быть несмещенными или слабо смещенными. Хорошо фиксируются гидрогеохимические аномалии.

Для областей II категории на северо-западе Сибирской платформы рекомендуются следующие виды геохимического опробования:

- 1) литохимическое опробование коренных пород;
- 2) литохимическое опробование тонкой фракции элюво-делювия



(при изучении ореолов необходимо учитывать крутизну склонов и направление сноса);

3) отбор проб из почвенного слоя:

а) на скелетных почвах из тонкой фракции почво-грунтов с глубины 5—15 см;

б) на почвах с полным и достаточно мощным профилем — из горизонтов  $A_0$  —  $A$  и  $B$  (приповерхностный и иллювиальный горизонты);

4) биогеохимическое опробование — отбор проб из древесных, кустарниковых и кустарничковых растений (концы веток, листья хвоя) и мохово-лишайникового покрова;

5) отбор проб из торфяников;

6) гидрогеохимическое опробование водотоков, источников, озер.

Области III категории включают подчиненные супераквальные ландшафты равнинных, пологохолмистых, волнистых, холмисто-грядово-западных и других аккумулятивных поверхностей, окаймляющих с запада и севера возвышенности региона. Они сформированы на рыхлых мезо-кайнозойских образованиях различного генезиса. По почвенно-биоклиматическим особенностям ландшафты относятся к Западно-Сибирским тундровым и таежным, а также к Восточно-Сибирским таежным. Выходы коренных пород отсутствуют, мощность рыхлых отложений колеблется от 5—10 до 100 м и более, неуклонно возрастая к западу и северу.

Для современных ландшафтов в областях III категории характерно резкое преобладание аккумуляции над выносом веществ. Миграция элементов связана преимущественно с физико-химическим и биогенным процессами. Механическое перемещение играет главную роль лишь в аллювиальных (пойменных) ландшафтах.

Области III категории очень сложны по составу, характеру и генезису ореолов. Поэтому при оценке условий геохимических поисков и выборе методик опробования приходится рассматривать ландшафты дифференцированно:

а) ландшафты, развитые на прибрежно-морских верхнемеловых, санчуговских и казанцевских осадках, могут содержать древние законсервированные ореолы, возникшие при размыве первичных ореолов и кор выветривания;

б) ландшафты ледниковых и водно-ледниковых (зырянских и сартанских) поверхностей характеризуются древними, в основном механическими ореолами;

в) ландшафты на каргинских и позднепослесартанских озерно-и озерно-аллювиальных осадках часто содержат древние вторичные концентрации рудных элементов. Это связано, во-первых, с обилием в этих осадках глинистого материала — хорошего сорбента, а, во-вторых, с благоприятными геологическими предпосылками (ледники предшествовавших эпох эродировали местами свсе ложе, выводя на поверхность коренные породы);

г) современные ландшафты — озерные (озерно-аллювиальные, озерно-болотные, аллювиальные) характеризуются «молодыми»,



наложенными ореолами и потоками рассеивания. Среди них наиболее интересны концентрации элементов в тонкой фракции аллювия — донных осадках и ореолы в торфяниках. Накопление элементов в донных осадках происходит за счет размыва коренных источников или древних ореолов. То же самое можно сказать и о торфяниках, но с той разницей, что в них миграция элементов идет субвертикально, тогда как аллювиальные концентрации смещаются вниз по течению рек от источников сноса.

В соответствии со сказанным для проведения геохимических поисков в областях III категории можно рекомендовать следующие методы:

1) литохимическое (донное) опробование тонкой фракции аллювия;

2) литохимическое опробование глинистых осадков озерно-аллювиального генезиса с целью выявления древних, законсервированных, и «молодых», наложенных, ореолов (особенное внимание следует уделять этим осадкам в предгорных депрессиях, где они могут перекрывать эродированные ледниками коренные рудоносные породы);

3) биогеохимическое опробование по растениям с хорошо развитой корневой системой (при условии, что мощность рыхлых осадков не превышает 15—20 м);

4) торфометрическое опробование на участках с залеганием коренных пород не глубже 10—15 м;

5) опробование коренных пород по керну скважин.

Для успешного применения геохимических методов поисков в областях III категории необходимо составить схему изопакит рыхлого покрова и предварительно оконтурить площади с его надкритической мощностью.

При районировании территории по условиям и методам ведения геохимических поисков следует иметь в виду и особые факторы: наличие таликов и сернокислые ландшафты.

Как известно, в условиях криозоны процессы миграции веществ замедлены по сравнению с тальми породами. Поэтому в областях всех трех категорий при выборе площадей для опробования следует отдавать предпочтение зонам и участкам развития таликов.

Сернокислые ландшафты, как правило, характеризуются тальм состоянием пород, процессами гипергенной минерализации, резким обогащением вод ионом  $\text{SO}_4^{--}$  и тяжелыми металлами. Почвы и растения таких ландшафтов также содержат повышенные концентрации меди, никеля и кобальта. На участках развития сернокислых ландшафтов необходимо применение детального лито- и биогеохимического опробования и отбор водных проб в комплексе с наземными геофизическими работами, поисковым бурением или проходкой шурфов. Очень перспективен также метод индикационной геоботаники, к сожалению, еще не нашедший применения при поисках медно-никелевых руд на северо-западе Сибирской платформы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Изд-во МГУ, 1964.
- Ермолаев М. М., Чочиа Н. С., Крым И. Я. Геохимические ландшафты и некоторые особенности миграции микроэлементов Орь-Кумакского водораздела (Южный Урал).— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геофиз., 1962, вып. 3, № 18.
- Ерохина А. А. Дерново-таежные мерзлотно-глеевые почвы.— В сб. «Генезис и география почв». Изд-во АН СССР, 1966.
- Зайцев Б. Д. Поглощение анионов подзолистыми почвами Крайнего Севера.— Почвоведение, 1943, № 9—10.
- Иванова А. М. О палеогеохимическом методе поисков руд на примере северо-запада Сибирской платформы.— Ученые записки, регион. геол., вып. 3. Л., 1964.
- Иванова А. М. Об изучении геохимических ландшафтов в связи с поисками полезных ископаемых.— Ученые записки, регион. геол., вып. 4. Л., 1964.
- Иванова А. М. Содержание микроэлементов в породах различных геологических формаций как одна из характеристик геохимии ландшафта на примере северо-западной части Сибирской платформы. — Ученые записки, регион. геол., вып. 7. Л., 1966.
- Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1963.
- Михайлов Н. И. Физико-географические районы западной части гор Путорана.— Вопросы физ. географии СССР. Изд-во МГУ, 1959.
- Пармузин Ю. П. Горы Путорана.— Вопросы физ. географии СССР. Изд-во МГУ, 1959.
- Перельман А. И. Геохимические ландшафты (карта геохимических ландшафтов СССР масштаба 1:20 000 000).— Физико-географический атлас мира. М., 1964.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд-во «Недра», 1965.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд-во «Высшая школа», 1966.
- Полынов Б. Б. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1956.
- Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд-во МГУ, 1963.
- Шевелева Н. С., Хомичевская Л. С. Геокриологические условия Енисейского Севера. Изд-во «Наука», 1967.



## СЕЛЕН В ПУСТЫННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТАХ

Селен характеризуется сравнительно интенсивной миграцией в пустынях. В зарубежной литературе имеются данные о накоплении селена в пустынной растительности, в почвах, в солончаках (Treleases, 1945; Fleming, 1957; и др.). Имеются сводные работы по характеристике биогеохимических селеновых провинций. Слабо изучена гидрогеохимия селена. В настоящей статье приводится краткий обзор работ по геохимии селена в зоне гипергенеза и некоторые результаты исследований, выполненных автором<sup>1</sup>, по современной миграции селена в пустынных районах.

### **Химические свойства селена, определяющие его гипергенную миграцию**

Селен находится в VI группе периодической системы Д. И. Менделеева между серой и теллуром. Порядковый номер селена 32, атомный вес 78,96. Атомный радиус, по данным различных исследователей, 1,17—1,40 А (Чижилов, Счастливый, 1964). Как известно, химические свойства атома зависят от строения внешнего электронного слоя. На внешней орбите у атомов серы, селена и теллура находится шесть электронов, что определяет их металлоидный характер и близость химических свойств. Селен считают аналогом серы.

Сильнее всего неметаллические свойства выражены у серы, металлические — у теллура. Селен занимает промежуточное положение.

Селен обладает высокой химической активностью. В химии известно более 170 твердых соединений селена, три жидких и два газообразных (Чижилов, Счастливый, 1964). Природных соединений селена значительно меньше, что можно объяснить, с одной стороны, низким кларком селена ( $5 \cdot 10^{-6}$  % в литосфере), а с другой, — не-

<sup>1</sup> Работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора А. И. Перельмана, которому автор выражает искреннюю благодарность. Автор признателен доктору геолого-минералогических наук профессору В. В. Щербине и кандидату геолого-минералогических наук Л. С. Евсеевой за ценные советы и замечания.



достижимостью произведения растворимости его соединений. Селен встречается в виде самородного селена, селенсодержащих сульфидов, лимонитов, реже селенидов и еще реже в виде солей селенистой и селеновой кислот (Бурьянова, 1959 г.; Ченцов, 1959; Щербина, 1962; и др.). Самородный селен обычно представлен гексагональным серым гамма-селеном со светлым металлическим блеском (Савельев, 1964).

*Соединения селена с водородом и металлами.* В соединениях с водородом и металлами селен, как и сера, проявляет отрицательную валентность, равную 2. Присоединяя электроны, селен приобретает устойчивую конфигурацию инертного газа.

С водородом селен образует селеноводород —  $\text{H}_2\text{Se}$ . Это соединение в нормальных условиях представляет собой бесцветный газ с неприятным запахом и токсическими свойствами. Строение молекул селеноводорода аналогично строению молекул сероводорода. Радиус иона  $\text{Se}^{2-} = 1,93 \text{ \AA}$  (у серы  $1,74 \text{ \AA}$ ), теплота образования  $\text{H}_2\text{Se}$  ( $\Delta\text{H}_{298}$ ) — от  $-18,05$  до  $-20,5$  ккал/моль (у  $\text{H}_2\text{S}$  —  $5$  ккал/моль), т. е. образование  $\text{H}_2\text{Se}$  связано с поглощением тепла, поэтому он неустойчив.

В лабораторных условиях селен с водородом начинает взаимодействовать только после нагревания до  $200^\circ$ . Селеноводород может быть получен гидролизом или действием разбавленных кислот на селениды металлов. В природных условиях селенистый водород образуется при гниении селенсодержащих растительных остатков и в процессе вулканических извержений. Селеноводород растворим в воде, но хуже, чем сероводород. Образующаяся при этом кислота — селеноводородная — является более сильной кислотой, чем сероводородная. Константа диссоциации  $K_1(\text{H}_2\text{Se}) = 1 \cdot 10^{-4}$ ,  $K_1(\text{H}_2\text{S}) = 9 \cdot 10^{-8}$  (Некрасов, 1965). По сравнению с сероводородом восстановительные свойства селеноводорода выражены сильнее.

Со многими металлами селен при нагревании образует селениды, которые по своему характеру аналогичны сульфидам. В химии известны селенистые соединения с элементами всех групп периодической системы.

В лабораторных условиях селениды можно получить при сплавлении селена с металлами, при взаимодействии паров селена с металлом, путем обработки водных растворов металлов растворенным или газообразным селеноводородом и т. д.

Селениды щелочных и щелочноземельных металлов очень гигроскопичны и легко гидролизуются с образованием гидроселенид-ионов. Поэтому в природных условиях они, как и соответствующие сульфиды, не встречаются. В природе двухвалентный селен образует соединения, как правило, с элементами высоких порядковых номеров (Синдеева, 1959). Значительная же часть его находится в виде изоморфной примеси в сульфидах (Синдеева, 1959; Щербина, 1962; и др.). В обстановке недостатка или отсутствия кислорода, что характерно для эндогенных процессов, селен всегда ассоциирует с серой (Петровская, 1958 и др.).



Таблица 1

Растворимость селенистой кислоты в воде в зависимости от температуры (приводится по книге Д. М. Чижикова и В. П. Счастливого, 1964)

Температура, °С	-10	0	10	20	26	30	40	80
Растворимость, %	42,2	47,4	55,0	62,5	67,0	70,2	77,5	79,3

Растворимость  $\text{Na}_2\text{SeO}_3$  в воде

Температура, °С	-15	-10	0,5	16,3	19,5	24,4	30,4	54,4	103,3
Растворимость, %	40,0	41,58	43,9	45,48	46,12	47,28	42,27	48,14	45,30

Растворимость  $\text{SeO}_2$  в воде

Температура, °С	-0,2	-5,0	-20,0	7,0	22,0	42,0	65,0
Растворимость, %	0,99	21,83	53,60	68,32	72,52	77,50	82,50

*Соединения селена с кислородом.* В химии известны следующие окислы селена:  $\text{SeO}$ ,  $\text{SeO}_2$ ,  $\text{Se}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Se}_3\text{O}_4$ ,  $\text{SeO}_3$ . За исключением двуокиси селена —  $\text{SeO}_2$ , все они в нормальных условиях неустойчивы. Двуокись селена и отвечающие ей селенистая кислота и селениты — наиболее устойчивые из кислородных соединений селена.

Двуокись селена образуется при сгорании селена на воздухе или в токе кислорода. Окислы азота ускоряют реакцию. В природных условиях  $\text{SeO}_2$  — селенит — является продуктом окисления селенидов; он обнаружен в лаве из кратера Везувия (Синдеева, 1959).

Двуокись селена представляет собой белое кристаллическое вещество, хорошо растворимое в воде (см. табл. 1). При растворении образуется селенистая кислота. В отличие от двуокиси серы двуокись селена легко восстанавливается до элементарного селена. В органической химии ее часто применяют как окислитель.

Селенистая кислота —  $\text{H}_2\text{SeO}_3$  — может быть получена растворением порошкообразного селена в азотной кислоте. При упаривании раствора она выделяется в виде бесцветного кристаллогидрата, который на воздухе постепенно выветривается. Как видно из табл. 2,  $\text{H}_2\text{SeO}_3$  хорошо растворяется. Селенистая кислота диссоциирована несколько слабее, чем сернистая. Константы диссоциации их составляют величины:  $K_1(\text{H}_2\text{SeO}_3) = 4 \cdot 10^{-3}$ ;  $K_1(\text{H}_2\text{SO}_3) = 2 \cdot 10^{-2}$ ;  $K_2(\text{HSeO}_3) = 9 \cdot 10^{-9}$ ;  $K_2(\text{HSO}_3) = 6 \cdot 10^{-8}$  (Некрасов, 1965). Селенистая кислота аналогично сернистой образует бесцветные кислые и нейтральные соли. Хорошо растворимы в воде селениты щелочных металлов (см. табл. 1). Растворы нейтральных солей селенистой кислоты вследствие гидролиза показывают щелочную реакцию. Согласно Бринтцингеру (Реми, 1963),

селенит-ионы в водном растворе существуют в виде гексагидроксо-ионов  $[\text{Se}(\text{OH})_6]^{2-}$ .

Селениты щелочноземельных и тяжелых металлов растворимы хуже. Их произведения растворимости в нормальных условиях при  $T = 20^\circ$  приведены в табл. 2.

Таблица 2

Произведение растворимости некоторых селенитов (Чухланцев, Томашевский, 1957)

Формула	Произведение растворимости	Формула	Произведение растворимости	Формула	Произведение растворимости
$\text{CaSeO}_3$	$2,96 \cdot 10^{-6}$	$\text{CdSeO}_3$	$1,29 \cdot 10^{-9}$	$\text{PbSeO}_3$	$(3,4 \pm 1,3) \cdot 10^{-12}$
$\text{MgSeO}_3$	$1,29 \cdot 10^{-5}$	$\text{Ag}_2\text{SeO}_3$	$9,7 \cdot 10^{-16}$	$\text{Fe}_2(\text{SeO}_3)_3$	$(2,0 \pm 1,7) \cdot 10^{-31}$
$\text{SrSeO}_3$	$1,82 \cdot 10^{-6}$	$\text{Hg}_2\text{SeO}_3$	$(3,8 \pm 2,2) \cdot 10^{-19}$	$\text{Ce}(\text{SeO}_3)_2$	$(3,7 \pm 0,3) \cdot 10^{-29}$
$\text{ZnSeO}_3$	$2,58 \cdot 10^{-7}$	$\text{NiSeO}_3$	$(1 \pm 0,1) \cdot 10^{-6}$	$\text{MnSeO}_3$	$(1,2 \pm 0,4) \cdot 10^{-7}$
$\text{CuSeO}_3$	$2,09 \cdot 10^{-8}$	$\text{CoSeO}_3$	$(1,6 \pm 0,8) \cdot 10^{-7}$		

По сравнению с соединениями четырехвалентной серы, которые являются сильными восстановителями, производные четырехвалентного селена проявляют более окислительные свойства; они довольно легко восстанавливаются до элементарного красного селена. Нормальный потенциал системы  $\text{SeO}_3^{2-}/\text{Se}$  составляет  $0,74 \text{ в}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}/\text{S}^0 = 0,45 \text{ в}$ .

Селеновая кислота и селенаты во многом напоминают серную кислоту и сульфаты. В лаборатории селеновую кислоту получают чаще всего путем обработки взвеси  $\text{Ag}_2\text{SeO}_3$  бромной водой:  $\text{Ag}_2\text{SeO}_3 + \text{Br}_2 + \text{H}_2\text{O} = 2\text{AgBr} \downarrow + \text{H}_2\text{SeO}_4$ .

Упариванием раствора в вакууме и кристаллизацией остатка селеновая кислота может быть выделена как в виде кристаллогидрата  $\text{H}_2\text{SeO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (т. пл.  $26^\circ$ ), так и в безводном состоянии (т. пл.  $58^\circ$ ). Растворимость ее в зависимости от температуры приведена в табл. 4. Селеновая кислота по силе немного слабее серной:  $K_1(\text{H}_2\text{SeO}_4) = 1 \cdot 10^{-2}$ ,  $K_1(\text{H}_2\text{SO}_4) = 5 \cdot 10^{-1}$  (Некрасов, 1965).

Горячая безводная селеновая кислота растворяет не только серебро, но и золото, т. е. селеновая кислота является более сильным окислителем, чем серная. Нормальный потенциал системы  $\text{SeO}_3^{2-}/\text{SeO}_4^{2-}$  равен  $1,15 \text{ в}$ , а  $\text{SO}_3^{2-}/\text{SO}_4^{2-} = 0,17 \text{ в}$ . Для перевода селенистой кислоты и ее солей в производные шестивалентного селена требуется действие сильного окислителя. Растворы сернистой кислоты и ее солей при стоянии на воздухе постепенно окисляются и переходят в сернокислые соединения. Поэтому в природных условиях сульфиты металлов не встречаются.

Селеновая кислота образует кислые и средние соли — селенаты — и двойные соли подобные квасцам. В отличие от сульфатов



Таблица 3

Растворимость селеновой кислоты и некоторых селенатов в воде  
(Чижигов, Счастливый, 1964)

$H_2SeO_4$

Температура, °С	-10	0,0	20	30	50	60
Растворимость, %	21,0	81,0	85,0—91,0	93,0	96,5	100,0

$Na_2SeO_4$

Температура, °С	0	15,0	18,0	25,2	30,0	50,0	75,0
Растворимость, %	11,74	25,01	29,00	36,91	44,49	44,49	42,83

$MgSeO_4$

Температура, °С	0,0	8,0	20	25,0	30,0	40,0	50	60
Растворимость, %	16,7	23,0	27,2	27,5	31,2	32,3	34,9	35,8

$CaSeO_4$

Температура, °С	0,0	10,0	15,0	18,0	25,0	30,0	35,0	50,0
Растворимость, %	7,52	7,55	7,63	7,65	6,88	6,84	6,81	5,89

$Ag_2SeO_4$

Температура, °С	20,4	30,0	40,0	50,0	100,0
Растворимость, %	0,0016	0,0026	0,0029	0,0033	0,0053

селенаты лучше растворяются в воде. Так, растворимость  $BaSeO_4$  при  $25^\circ$  составляет  $8,25 \cdot 10^{-3}$  г/л в 100 г воды, а  $BaSO_4$  —  $2,3 \times 10^{-3}$  г/л. В табл. 3 приведена растворимость некоторых селенатов.

В связи с тем, что для существования селенат-ионов требуется высокий окислительно-восстановительный потенциал, селенаты в природных условиях встречаются редко и изучены недостаточно. В зоне окисления некоторых месторождений наряду с ярозитами обнаружено образование селено-ярозита (Синдеева, 1959; Савельев, 1964; Баскаков, 1964; и др.).

Природные органические соединения селена изучены мало. Известно, что селен может замещать серу в структуре некоторых аминокислот, например в цистеине белков астрагалов и других растений. Предполагается, что селеноорганические соединения из селеносодержащих растений при разложении переходят в почву (А. П. Виноградов, 1957 г., 1963 г.). Селен обнаружен в хлорсформенной и спиртобензольной вытяжках из углеродистых глин, что позволяет предполагать наличие в них селеноорганических соединений (Воробьев, Грушевой, 1966).

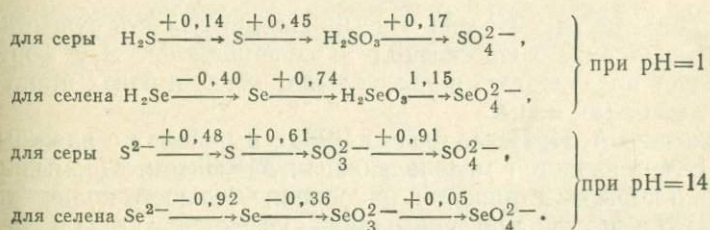
## Роль сорбции в химии и геохимии селена

Соосаждение селена с различными гидроокислами металлов часто используется в аналитических и технологических целях. В. И. Плотников (1959) изучил условия соосаждения селена IV и VI с гидроокисью железа. Селенат-ион соосаждается с  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  при pH 3,5—7. При этом предполагается его участие в построении внешнего двойного слоя на границе раздела твердой и жидкой фаз (электростатическая адсорбция). Соосаждение селенит-иона с  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  происходит в интервале pH 7—8,5 и имеет природу химической адсорбции. При одном и том же значении pH, когда имеется и селеновая и селенистая кислота, предпочтительнее, как отмечает В. И. Плотников, соосаждение селенистой кислоты как более слабой ( $K_1(\text{H}_2\text{SeO}_3) = 4 \cdot 10^{-3}$ ;  $K_1(\text{H}_2\text{SeO}_4) = 1 \cdot 10^{-2}$ ).

Способность селена соосаждаться с гидроокисью железа использована В. М. Тараян и Ж. М. Арстамян (1962) при разработке методики определения селена в сульфидных рудах. Известно, что концентрирование селена может происходить в результате соосаждения его из ненасыщенных растворов с гидроокислами железа. Обогащение селеном гидроокислов металлов, органических остатков, фосфоритов объясняется как результат адсорбции (Краускопф, 1959; Щербина, 1962). В лимонитах, образующихся при окислении селеносодержащих сульфидов, селен предположительно находится в виде селенита железа  $\text{Fe}(\text{OH})_4\text{SeO}_3$  (Колмэн, Делево, 1960).

*Окислительно-восстановительные реакции селена и серы, Eh-pH диаграмма.* Как известно, окислительно-восстановительный потенциал и щелочно-кислотные условия среды определяют состояние элемента в природных растворах. В одних и тех же условиях селен труднее окисляется и легче восстанавливается, чем сера, а это является главным фактором различия в миграции селена и серы в зоне гипергенеза (Гольдшмидт, 1938).

В. Л. Латимер (1959) приводит значения нормальных потенциалов в зависимости от реакции среды:



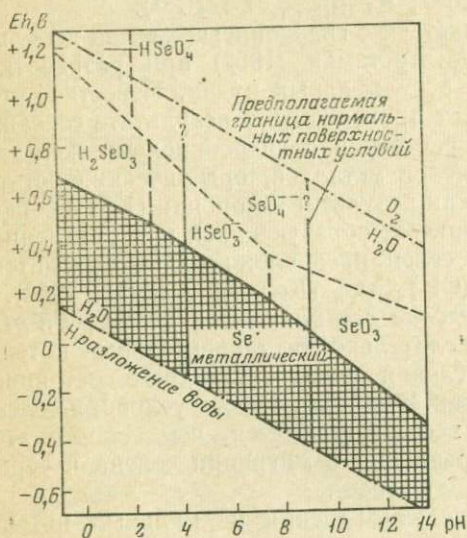
Известна Eh-pH диаграмма равновесного состояния соединений селена в растворе при его концентрации  $10^{-6}$  M (фиг. 1), что соответствует  $10^{-5}$  г/л (Краускопф, 1959).

Из диаграммы видно, что область малоподвижного селена (элементарный селен) занимает значительную ее часть. В сильно-кислой среде при  $\text{Eh} > 0,7$  в устойчива селенистая кислота.



При снижении кислотности до  $pH = 3-7$  начинается ее диссоциация и появляется гидроселенит-ион  $HSeO_3^-$ . При  $pH > 7$  и при  $Eh (0,26) - (-0,3 в)$  существует другая растворимая форма селена:  $SeO_3^{2-}$ .

Значения  $pH$  природных вод зоны гипергенеза наиболее часто находятся в пределах  $4-9$ , а  $Eh$  — от  $-0,5$  до  $0,7 в$ . Значения  $pH$  подземных вод пустынь находятся в более узких пределах:  $7,0-8,4$ . Из диаграммы следует, что в зоне гипергенеза селен находится преимущественно в форме элементарного, небольшая часть — в виде гидроселенит ( $HSeO_3^-$ )- и селенит ( $SeO_3^{2-}$ )-иона; селенат-ион ( $SeO_4^{2-}$ ) возможен только в условиях высокого окислительного потенциала и высокой щелочности среды.



Фиг. 1. Стабильные поля селена (материалы Делахей, Пурбэ, Ван Риссельберга, переложенные на диаграмму Колеманом) [из книги Н. Д. Синдеевой (1959 г.)

В диаграмме не рассмотрена и не приведена область существования селена в виде гидроселенид- и селенид-иона. Эту форму селена следует предполагать в тех случаях, когда в водах присутствуют сульфидные ионы.

Как показано А. И. Перельманом (1963), в районах с влажным климатом селен является малоподвижным элементом. Промывной режим почв и коры выветривания, накопление большого количества органического вещества в почвах, наличие углекислого газа и органических кислот (гумуса) — все это является причиной того, что в водах районов с влажным климатом селен сравнительно малоподвижен в отличие от серы, которая энергично мигрирует в форме  $SO_4^{2-}$ . Из Eh-pH диаграммы (фиг. 1) видно, что в слабокислой среде ( $pH = 4-5$ ) восстановление соединений  $SeO_3^{2-}$  начинается уже при  $Eh = +0,3 в$ . Поэтому в условиях кислых и слабокислых

вод в зоне гипергенеза селенаты, вероятно, почти не существуют, так как необходимый для этого окислительный потенциал (более 0,6 в) встречается редко. Селениты в этих условиях также сравнительно малоустойчивы, они легко восстанавливаются до элементарного селена. Более низкая миграционная способность селена по сравнению с серой в условиях влажного климата является причиной малого поступления селена с речным стоком в моря и океаны.

Таким образом, поведение селена в зоне гипергенеза определяется следующими свойствами:

1) способностью соединений селена восстанавливаться до элементарного;

2) хорошей растворимостью селенитов и селенатов щелочных металлов и трудной растворимостью соответствующих соединений с щелочноземельными и тяжелыми металлами;

3) возможностью изоморфного замещения серы селеном в сульфидах вследствие близости ионных радиусов сульфид- и селенид-ионов ( $S^{2-} = 1,74 \text{ \AA}$ ,  $Se^{2-} = 1,93 \text{ \AA}$ );

4) способностью селена соосаждаться с гидроокислами металлов, в первую очередь гидроокислами железа.

### Основные черты геохимии селена в зоне гипергенеза

*Кларки селена в литосфере.* В геохимических классификациях В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана и В. В. Щербины селен отнесен к группе халькофильных элементов. Среднее содержание селена в земной коре многие исследователи вычисляли по корреляционной зависимости между серой и селеном из-за отсутствия необходимого количества определений селена в горных породах. По В. М. Гольдшмидту (Гольдшмидт, Гефтер, 1938), отношение серы к селену в сульфидах различного происхождения 6000 : 1, содержание серы в изверженных породах 0,052 %. Не трудно подсчитать, что содержание селена оказывается равным  $9 \cdot 10^{-6} \%$ . Результаты химического определения селена в породах, полученные Ноддаками (1930 г.), легли в основу вычислений кларка селена в последующее время. Ниже приводятся таблицы кларков селена (табл. 4).

Таблица 4

Кларки селена, теллура и серы в главных типах пород, метеоритах и литосфере по А. П. Виноградову (1962)

Элементы	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дуниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы, диориты и др.	Кислые породы, граниты и др.	Литосфера (2 части кислых пород + 1 часть основных пород)
Селен	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Теллур	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Сера	2,0	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$



Среднее содержание селена в изверженных горных породах по данным Н. Д. Синдеевой (1959) составляет  $1,36 \cdot 10^{-5} \%$ . При подсчете использованы результаты анализа 23 штучных проб.

*Селен в осадочных породах.* Среднее содержание селена в осадочных породах (глины и сланцы), по А. П. Виноградову (1962),  $6 \cdot 10^{-5} \%$ , теллура —  $1 \cdot 10^{-6} \%$ , серы —  $3 \cdot 10^{-1} \%$ .

Изучение осадочных пород показало, что наиболее устойчивой формой селена в поверхностных условиях является элементарный селен, но встречаются также селениты и даже селениты натрия, например в почвах аридных районов (А. П. Виноградов, 1957 г.).

Установлено повышенное содержание селена в осадочных породах мелового возраста в западных штатах США: в известняках  $1,4 \cdot 10^{-3}$ — $7 \cdot 10^{-4} \%$ , в песчаниках  $3 \cdot 10^{-4}$ — $1,3 \cdot 10^{-2} \%$ , в известковистых песчаниках  $1 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-4} \%$  (Beath a. o., 1937 г.).

Повышенное содержание селена (от  $1,25 \cdot 10^{-3}$  до  $1,87 \cdot 10^{-2} \%$ ) установлено в туфогенно-осадочных породах эоценового возраста штата Вайоминг (Beath, 1937 г.). Позднее Эверетт и Бауел (Everette, Bauerle, 1957) показали, что содержание селена в туфах сильно колеблется. Из 198 образцов в 6 образцах содержание Se было  $5 \cdot 10^{-3}$ — $1,2 \cdot 10^{-2} \%$ , в двух образцах —  $1,2 \cdot 10^{-2} \%$  (в остальных менее  $5 \cdot 10^{-3} \%$ ).

Аномальное содержание селена в осадочных породах западных штатов США объясняют влиянием вулканической деятельности (А. П. Виноградов, 1957 г.; Краускопф, 1959).

На урановых месторождениях в Новой Мексике, Оклахоме, Пенсильвании, Южной Дакоте, Техасе, Вайоминге в окисленных песчаных породах на контакте с урановой рудой обнаружены содержания селена до 0,1% (Davidson, 1963). Породы, обогащенные сульфидами или углистыми растительными остатками, часто характеризуются повышенным содержанием селена. Углеродисто-кремнистые сланцы содержат до  $5 \cdot 10^{-3} \%$  селена (Савельев, 1964). По данным Е. З. Бурьяновой (1961), содержание селена в пиритах из осадочных пород достигает 1,12%. По данным И. Г. Ченцова (1959), в пиритах из известняков содержится от  $2 \cdot 10^{-3}$  до  $6 \cdot 10^{-2} \%$  селена. В. Ф. Савельев (1964) считает, что основной формой селена в породах является самородный гамма-селен.

*Минералы селена.* В настоящее время насчитывается более 40 собственных селеновых минералов. В виде изоморфной примеси селен установлен в 29 минералах из классов сульфидов и сульфосолей. Так как минералы селена встречаются сравнительно редко и в небольших количествах, часто в виде микроскопических выделений, диагностика их разработана слабо. Многие минералы, прежде описанные как самостоятельные виды, оказались при позднейших исследованиях смесями.

Известны соединения селена с 16 химическими элементами, среди которых преобладают металлы с высокими порядковыми номерами: Pb, Ag, Cu, Hg, Fe и др. В большинстве минералы селена являются



производными селенистого водорода. Наиболее изучены минералы селена, характерные для гидротермальных месторождений. Гипергенные минералы селена в природе встречаются реже и изучены хуже. Типичными минералами селена для осадочных пород зоны гипергенеза являются самородный селен, клаусталит, ферроселит и кадмоселит (Эгель, 1962).

В последнее время были обнаружены новые минералы селена — селениды никеля в ассоциации с урановой минерализацией на месторождении Куусато в северо-восточной Финляндии (Vuogelainen а. о., 1964). Новый минеральный вид тротгалита — остербонит  $(\text{Pd}, \text{Cu})_7\text{Se}_5$  — обнаружен в Катанге (Iohan а. о., 1970). Там же в зоне окисления обнаружен новый минерал — гюллеминит —  $\text{Ba}(\text{UO}_3)_2(\text{OH})_4(\text{SeO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (Pierrot а. о., 1965). Это первое упоминание об ураноселеносодержащем минерале.

Новый минерал селена — олзахерит —  $\text{Pb}_2(\text{SO}_4) \cdot (\text{SeO}_4)$  — обнаружен как продукт изменения пенрозеита на руднике Пакахакке в Боливии (Hurlbut, Aristarain, 1969).

*Селен в природных водах.* Низкий кларк селена в литосфере определяет низкое содержание селена в водах. По данным Гольдшмидта (Гольдшмидт, Гефтер, 1938), в морской и океанической воде содержание селена порядка  $10^{-8}$  г/л, а в воде Тихого и Атлантического океанов — меньше  $10^{-8}$  г/л. Отношение S/Se в воде Северного моря, по тем же данным, составляет около 232 000.

Некоторые данные имеются по содержанию селена в рудничных водах гидротермальных месторождений (Синдеева, 1959; Дьячкова, 1962; Фармазян, 1964 и др.). Повышенное содержание селена (до  $3 \cdot 10^{-3}$  г/л) обнаружено в некоторых рудничных водах сульфидных месторождений Южного Урала, до  $6,4 \cdot 10^{-4}$  г/л — в рудничных водах Каджаранского рудного поля, до  $1 \cdot 10^{-2}$  г/л — в дренажных канавах на урановых месторождениях плато Колорадо (Williams, Byers, 1935) и в воде некоторых притоков рек Колорадо и Гуанхуато (Phoenix, 1959) и т. д.

Г. А. Голевой и В. П. Лушниковым (1967) изучено содержание селена в рудничных водах медноколчеданных месторождений Урала, полиметаллических месторождений Рудного Алтая, молибденовых месторождений Забайкалья и т. д. Наиболее высокое содержание селена (до  $3 \cdot 10^{-4}$  г/л) обнаружено ими в кислых сульфатных водах месторождений Урала (с pH = 2,6—3,0 и Eh = 0,5 — (+0,7) в. Протяженность водных ореолов селена с содержанием от 8 до  $12 \cdot 10^{-6}$  г/л достигает нескольких сот метров, реже 2—3 км. Таким образом, селен может рассматриваться как элемент-индикатор при поисках сульфидного оруденения.

В сероводородных водах серных месторождений Предкарпатья содержится  $2 \cdot 10^{-4}$  г/л селена в виде селенистого водорода (Голева, 1967). Окислительно-восстановительный потенциал составляет —0,05 — (—0,1) в, содержание свободного сероводорода 100—250 мг/л. В углеводородно-азотных водах содержание селена не превышает  $3—5 \cdot 10^{-6}$  г/л.



Новые данные о содержании селена в природных водах помещены в статье «Биогеохимическая селеновая провинция Тувы» (Ковальский и др., 1967). Содержание селена колеблется от 0,2 до  $5,1 \cdot 10^{-6}$  г/л. Намечается корреляция между содержанием селена, сульфатностью и щелочностью вод. Повышенные содержания селена отмечаются в водах р. Барык, некоторых скважин в поселке Ийл-Тал и в сульфатных озерах, рН которых превышает 10. Анализ воды из р. Барык показал, что  $(3,8-4) \cdot 10^{-6}$  г/л составляют селенаты,  $(0,5-0,7) \cdot 10^{-6}$  г/л приходится на долю селенитов и  $6,0 \times 10^{-7}$  г/л обнаружено в осадке от фильтрования речной воды, т. е. форма селенат-иона преобладает.

*Селен в почвах.* Содержание селена в почвах зависит от концентрации его в почвообразующих породах, от окислительно-восстановительных условий и общих климатических особенностей.

Изучение селена в почвах связано главным образом с его токсическим действием на домашних животных. А. П. Виноградов (1957 г.) различает нормальные почвы с содержанием селена  $n \cdot 10^{-6}$  % и аномальные с исключительно высоким содержанием — до  $10^{-3}$  %. В почвах Восточно-Европейской равнины содержание селена не превышает  $1 \cdot 10^{-6}$  % (Виноградов, 1957 г.). Почвы Японии содержат от  $4 \cdot 10^{-5}$  до  $1 \cdot 10^{-4}$  %, в среднем  $7 \cdot 10^{-5}$  % (Эгель, 1962). А. П. Виноградов (1957 г.) предполагает, что селен в почвах присутствует в следующих формах: 1) элементарный селен, 2) селениды, 3) селениты, 4) селенаты, 5) селеноорганические соединения.

Селенсодержащие почвы известны в западных штатах США, где они занимают около 300 тыс. кв. миль, в Канаде, Мексике и Ирландии (Trelease, 1945, 1949; Fleming, 1957). Селенсодержащие почвы США залегают на осадочных породах от пермского до олигоценевого возраста; среднее содержание селена в этих почвах из 500 определений составляет  $4,5 \cdot 10^{-4}$  %, варьируя от  $1 \cdot 10^{-4}$  до  $8 \cdot 10^{-3}$  %. Высокие содержания чаще встречаются в районах с засушливым климатом. Водные вытяжки показывают, что растворимый селен составляет 50 % от общего содержания.

Почвы США на породах, небогатых селеном, содержат его от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $n \cdot 10^{-5}$  %.

В Ирландии селенсодержащие почвы сформированы на известняках верхнего и среднего карбона, среди которых встречаются глинистые сланцы и песчаники (Fleming, 1957). В пиритсодержащих сланцах содержание селена колеблется от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $2,8 \cdot 10^{-3}$  %, во вмещающих известняках — от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $2 \cdot 10^{-4}$  %. При анализе почв наибольшие концентрации селена (до  $8,5 \cdot 10^{-2}$  %) обнаружены в образцах, содержащих органическое вещество. В этих почвах сильно развиты процессы оглеения, и, следовательно, можно ожидать, что селен находится в неподвижной форме. Эти почвы обнаружены в основании долины, где почти отсутствует дренаж, и, по мнению Флеминга, представляют первоначальную стадию образования торфа. Водные вытяжки из них показали, что основной



формой являются нерастворимые соединения. Воднорастворимый селен составляет незначительную часть от общего. Так, в вытяжке из почвы с содержанием  $2,07 \cdot 10^{-2} \%$  было обнаружено  $1,29 \cdot 10^{-4} \%$  селена, что составляет 0,62% от общего количества (Fleming, 1957). Почвы, расположенные на более высоком уровне склонов долины, содержат селена меньше: от  $1,4 \cdot 10^{-4}$  до  $3,3 \cdot 10^{-4} \%$ .

Песчаные и подзолистые почвы Московской области содержат  $1,2 \cdot 10^{-6}$ — $2,4 \cdot 10^{-6} \%$  селена, т. е. несколько обеднены по сравнению с черноземными, содержащими  $1 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-5} \%$  (Ковальский, Ермаков, 1967). По тем же данным почвы Тувинской АССР в среднем содержат  $(1,8 \pm 0,9) \cdot 10^{-5} \%$  селена, а в пределах биогеохимической селеновой провинции —  $(8 \pm 4) \cdot 10^{-5} \%$ . Гумусовый горизонт каштановых почв Тувы обладает слабой способностью аккумулировать селен ( $7,8 \cdot 10^{-5}$ — $1,1 \cdot 10^{-4} \%$ ).

*Селен в растениях и животных.* Среднее содержание селена в живом веществе, по А. П. Виноградову (1954 г.), составляет величину, меньшую  $1,0 \cdot 10^{-5} \%$ , а среднее содержание селена в золе наземных растений —  $n \cdot 10^{-5} \%$  (Перельман, 1965). Известно, что на селенсодержащих почвах США произрастают многочисленные виды бобовых, главным образом из рода *Astragalus*, все виды *Xylorrhiza* (лесистая астра) и др. Среди астрагалов выделяют такие, которые растут только на селенсодержащих почвах. К ним относятся наиболее распространенные виды *A. ramosus*, *A. bisulcatus*, *A. pectinatus*, *A. pattersoni*. Эти растения извлекают селен из почв и накапливают его в золе до  $0,0 n$ — $0, n \%$  (Robinson, 1945). Установлено, что селен стимулирует развитие этих растений, и содержание селена до  $2,7 \cdot 10^{-3} \%$  не вызывает в них изменений. При содержании селена  $8 \cdot 10^{-3} \%$  наблюдается заболевание астрагалов — хлороз, а при содержании  $3 \cdot 10^{-2} \%$  селена растения погибают (Trelease, 1938). Опытным путем показано, что 80% от общего количества селена, содержащегося в астрагале, составляют воднорастворимые формы селена (органические соединения), которые хорошо усваиваются молодыми растениями (Trelease, 1945).

Селенсодержащие астрагалы растут на почвах урановых месторождений плато Колорадо. Это позволило американским исследователям использовать некоторые из них в качестве индикаторов при поисках урановых руд (Колмэн, Делево, 1960).

Растения, произрастающие на селенсодержащих ирландских почвах, не являются специфичными, индикаторными в отличие от американских астрагалов. Пастбищные растения на почве с содержанием  $3,24 \cdot 10^{-4} \%$  селена накапливают до  $4,5 \cdot 10^{-4} \%$ , а на почве с содержанием  $1,7 \cdot 10^{-6}$ — $6,9 \cdot 10^{-5} \%$  селена на сухой вес (тип почв не указан). Анализ культурных растений показал, что листья капусты накапливают селена до  $2 \cdot 10^{-4} \%$ , больше, чем черенск ( $3,7 \cdot 10^{-5} \%$ ); зерна овса содержат до  $2 \cdot 10^{-5} \%$ , это в 10 раз больше, чем содержание в соломе. Колебания содержаний селена в различных частях растений указывают на то, что селен может замещать серу в структуре некоторых аминокислот (Fleming, 1957).



Животные, поедаящие селенсодержащие кормовые растения, либо заболевают «щелочной болезнью», при которой изменяется форма копыт, рогов, выпадает шерсть, либо погибают от острого отравления. Пища, содержащая  $5 \cdot 10^{-4}$  % селена, задерживает рост животных, а пища, содержащая  $2 \cdot 10^{-3}$  % селена, вызывает их гибель. Концентрация селена  $5 \cdot 10^{-4}$  г/л в молоке или в воде является токсичной (Trelease, 1945). По данным В. К. Бондаричева (1960 г.), предельно допустимая концентрация селена в воде водоемов должна быть на уровне  $10^{-5}$  г/л.

В некоторых районах Южного Урала обнаружено заболевание мелкого рогатого скота алкалозом (щелочная болезнь), вызванное присутствием селена в кормовых травах (Синдеева, 1959).

Азональная биогеохимическая селеновая провинция выявлена на территории Тувинской АССР (Ковальский, Ермаков, 1967; Ермаков, 1967). Анализы растений, собранных в Тувинской АССР, показали содержание селена  $1,2 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-6}$  % на воздушно-сухой вес. Высокие концентрации селена обнаружены в растениях, произрастающих на селенсодержащих почвах (например, бурячок ленский в этих условиях накапливает  $1 \cdot 10^{-3}$  %).

При отмирании растений селен переходит в почву, где поведение его зависит от микробиологической деятельности. Имеющиеся в почвах аутотрофные бактерии могут окислять селен до селеновой кислоты (Liptan, Waksman, 1923; Д. Сапожников, 1937 г.), но многие бактерии и актиномицеты способны восстанавливать ионный селен до элементарного состояния (Ковальский, Ермаков, Летунова, 1967). При этом в клетках бактерий и актиномицетов концентрируется до 0,18 % селена.

### Водная миграция селена в пустынях

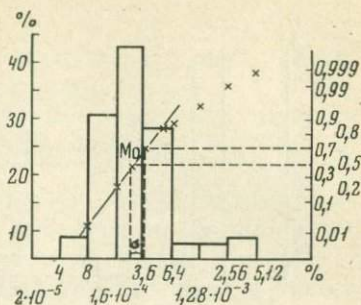
В геохимии ландшафта вопросы водной миграции элементов рассматриваются в аспекте взаимодействия подземных вод с водоносными породами. В изученных нами пустынных ландшафтах водоносными являются изверженные и осадочно-метаморфические породы палеозойского возраста и осадочные породы мезо-кайнозойского возраста. В изверженных и осадочно-метаморфических породах формируются трещинно-грунтовые воды, в мезо-кайнозойских породах — воды пластовой циркуляции.

Большинство осадочно-метаморфических пород характеризуется содержанием селена от  $10^{-5}$  до  $1,1 \cdot 10^{-4}$  %, и распределение селена в этом интервале концентраций может быть описано логарифмически нормальным законом (фиг. 2). Модальное содержание селена соответствует  $5,6 \cdot 10^{-5}$  %, что очень близко к кларку селена по А. П. Виноградову (1962). Среднеквадратичное отклонение составляет  $1,8 \cdot 10^{-5}$  % ( $n = 192$ ).

О распределении селена в изверженных породах кислого состава можно говорить на основании более ограниченного числа анализов ( $n = 52$ ). Из гистограммы содержаний селена следует,

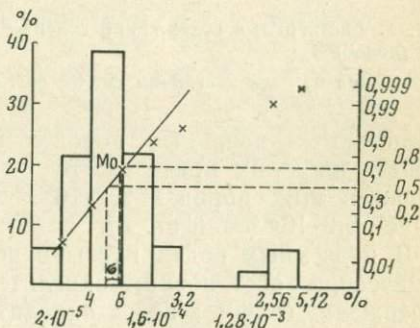
Фиг. 2. Гистограмма содержания селена в осадочно-метаморфических породах палеозойского возраста ( $n=192$ ). При построении гистограмм использован метод диаграмм накопления (Хальд, 1956 г.)

На оси абсцисс — содержания селена, на оси ординат слева — количество проб в процентах от общего числа, справа — величины накопленных частот



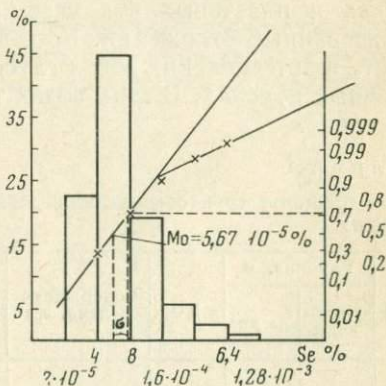
Фиг. 3. Гистограмма содержания селена в изверженных породах палеозойского возраста ( $n=52$ )

Обозначения на осях диаграммы см. на фиг. 2



Фиг. 4. Гистограмма содержания селена в сероцветных осадочных породах ( $n=129$ )

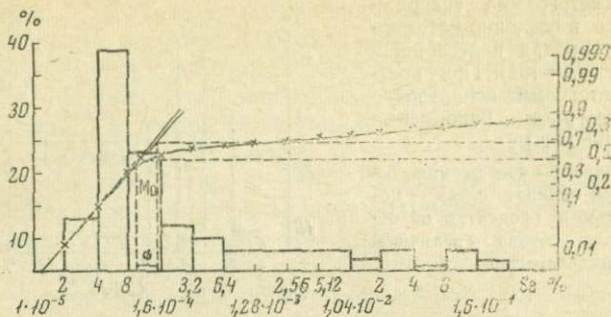
Обозначения на осях диаграммы см. на фиг. 2



что модальное значение отвечает  $6 \cdot 10^{-5} \%$ ; среднее квадратическое отклонение —  $2 \cdot 10^{-5} \%$ . Распределение селена логарифмически нормальное (фиг. 3).

При изучении мезо-кайнозойских водоносных пород содержание селена определялось отдельно для сероцветных и лимонитизированных песчаников. Модальное содержание селена в сероцветных песчаниках  $5,6 \cdot 10^{-5} \%$  (фиг. 4), среднее квадратическое отклонение  $2,13 \cdot 10^{-5} \%$ . Повышенное содержание селена (более  $1,2 \cdot 10^{-4} \%$ ) обнаружено в образцах песчаников, содержащих пирит.





Фиг. 5. Гистограмма содержаний селена в лимонитизированных осадочных породах ( $n=56$ )

Обозначения на осях диаграммы см. на фиг. 2

В лимонитизированных породах содержание селена колеблется в более широких пределах:  $10^{-5}$ — $10^{-2}$ %. Модальное содержание селена в этих породах  $9,2 \cdot 10^{-5}$ %, среднее квадратическое отклонение  $6,3 \cdot 10^{-5}$ % (фиг. 5).

В подземных водах пустынь встречаются две различных геохимических обстановки: окислительная и восстановительная<sup>1</sup>. Содержание селена в водах окислительной обстановки рассмотрено на примере кислородных трещинно-грунтовых вод в палеозойских породах и пластовых вод мезо-кайнозойских осадочных нематаморфизованных отложений. Восстановительная обстановка широко развита в артезианских водах глубокой циркуляции, в сероцветных осадочных породах. В этих водах также было определено содержание селена.

Таблица 5

Селен в трещинно-грунтовых водах палеозойских пород (по данным обследования колодцев)

Проба	Глубина, м		рН	Содержание селена, г/л	Формула Курлова
	до воды	до дна			
1	3,2	6,2	8,1	$3 \cdot 10^{-6}$	$M_{1,1} \frac{SO_{55}^4 Cl_{27} HCO_{17}^3}{Na_{27} Ca_{35} Mg_{27}}$
2	9,0	11,0	8,1	$4 \cdot 10^{-6}$	$M_{1,0} \frac{SO_{61}^4 HCO_{24}^3 Cl_{10}}{Mg_{39} Ca_{38} Na_{22}}$
3	8,0	14,0	6,6	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$M_{4,1} \frac{SO_{65}^4 Cl_{24} HCO_{10}^3}{Mg_{39} Ca_{38} Na_{22}}$

<sup>1</sup> В геохимии принято считать обстановки с соединениями  $Fe^{3+}$  окислительными, а обстановки с соединениями  $Fe^{2+}$  восстановительными (Щербина, 1939; Перельман, 1965).

**Селен в водах окислительной обстановки.** Источником питания трещинных вод в палеозойских породах являются атмосферные осадки. Воды имеют сульфатно-хлоридно-натриевый состав с минерализацией от 0,6 до 8 г/л ( $n = 91$ ).

В водах содержится растворенный кислород, окислительно-восстановительный потенциал (Eh) порядка 342 — (+400) мв, рН преимущественно 7,0—8,3.

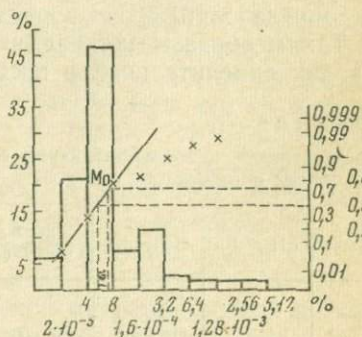
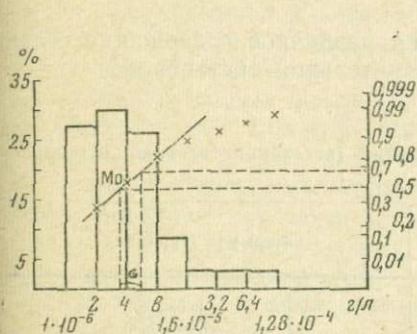
Содержание селена в трещинно-грунтовых водах колеблется от  $10^{-6}$  до  $10^{-5}$  г/л (несколько примеров приведено в табл. 5).

Модальное содержание селена в трещинно-грунтовых водах (независимо от типа пород  $3,5 \cdot 10^{-6}$  г/л, среднее квадратическое отклонение  $2 \cdot 10^{-6}$  г/л (фиг. 6).

Содержания селена, превышающие  $1 \cdot 10^{-5}$  г/л, являются аномальными. Их происхождение связано со многими факторами, в числе которых испарительные процессы. Для того, чтобы исключить влияние испарительной концентрации, обычно рассматривают содержание элементов в процентах от сухого остатка воды. Модальное содержание селена в сухом остатке трещинно-грунтовых вод  $2,16 \cdot 10^{-4}$  %, среднее квадратическое отклонение —  $1 \cdot 10^{-4}$  % (фиг. 7).

Кислородные пластовые воды песчано-глинистых отложений также формируются под значительным влиянием процессов испарения. Источником их питания являются в основном трещинно-грунтовые воды палеозойских пород и в меньшей степени атмосферные осадки, инфильтрация которых возможна на выходах водопроницаемых пластов.

Пластовые воды имеют преимущественно сульфатно-хлоридно-натриевый состав. Несколько примеров приведено в табл. 6. Модальное содержание селена в кислородных пластовых водах



**Фиг. 6.** Гистограмма содержаний селена в трещинно-грунтовых водах ( $n=86$ )  
Обозначения на осях диаграммы см. на фиг. 2

**Фиг. 7.** Гистограмма содержаний селена в сухом остатке трещинно-грунтовых вод

Обозначения на осях диаграммы см. на фиг. 2



Таблица 6

Селен в водах мезо-кайнозойских отложений по данным опробования колодцев (окислительная обстановка)

Проба	Глубина, м		рН	Содержание селена, г/л	Формула Курлова
	до воды	до дна			
1	2,5	3,0	7,8	$2 \cdot 10^{-6}$	$M_{0,5} \frac{SO_{50}^4 HCO_{26}^3 Cl_{23}}{Na_{51} Ca_{30} Mg_{13}}$
2	34,0	?	8,3	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$M_{1,4} \frac{SO_{46}^4 Cl_{39} HCO_{12}^3}{Na_{45} Ca_{31} Mg_{24}}$
3	4,0	5,0	8,3	$1,75 \cdot 10^{-5}$	$M_{1,7} \frac{Cl_{46} SO_{35}^4 HCO_{15}^3}{Na_{38} Ca_{36} Mg_{25}}$

( $n = 39$ ) соответствует  $5,8 \cdot 10^{-6}$  г/л, среднее квадратическое отклонение —  $2,8 \cdot 10^{-6}$  г/л. В сухом остатке содержится  $n \cdot 10^{-4}$  селена.

Селен в водах восстановительной обстановки. Напорные пластовые воды восстановительной обстановки часто содержат растворенный сероводород, и окислительно-восстановительный потенциал их менее  $+100$  мв. Вскрываются эти воды самоизливающимися скважинами в пустынных межгорных депрессиях, сложенных осадочными породами. По составу воды сульфатно- и хлоридно-натриевые с минерализацией 0,5—6,0 г/л. В табл. 7 приведены результаты анализа вод из трех скважин.

Содержание селена в водах с восстановительной обстановкой менее  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л, преимущественно  $4-7 \cdot 10^{-7}$  г/л, в пересчете на сухой остаток менее  $1 \cdot 10^{-4}$  % и часто менее  $2 \cdot 10^{-5}$  % (по данным 24 определений).

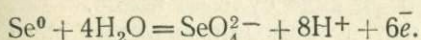
Таким образом устанавливается различное содержание селена в водах окислительной и восстановительной обстановок.

Таблица 7

Селен в водах мезо-кайнозойских отложений (восстановительная обстановка) по данным опробования скважин

Проба	рН и Eh	H <sub>2</sub> S, мг/л	Содержание селена, г/л	Формула Курлова
1	7,4; +20мв	Не опр.	$\leq 5 \cdot 10^{-7}$	$M_{2,6} \frac{Cl_{55} SO_{38}^4}{Na_{65} Ca_{21} Mg_{13}}$
2	7,7	3,8	$7 \cdot 10^{-7}$	$M_{1,6} \frac{SO_{51}^4 Cl_{39}}{Na_{60} Ca_{39} Mg_{16}}$
3	7,9	2,4	$7 \cdot 10^{-7}$	$M_{2,0} \frac{SO_{47}^4 Cl_{45}}{Na_{62} Ca_{22} Mg_{16}}$

Оценка гидрохимических условий осаждения селена из подземных вод сделана А. К. Лисициным (1963) при условии, что концентрация селенат-иона в воде  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л ( $1 \cdot 10^{-7} \cdot 86$  э-ион/л) и рН-7. Равновесие селенат-иона с самородным селеном определяется уравнением



Соответствующее уравнение Нернста имеет вид:

$$E_h = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln a \text{SeO}_4^{2-} a_{\text{H}^+}^8.$$

Для  $25^\circ \text{C}$  и 1 атм общего давления  $E_h$  начала осаждения селена из воды, по расчетам А. К. Лисицина, оказывается равной  $+0,241$  в, т. е. значительно выше  $E_h$  осаждения пирита ( $-0,1$  в), и, следовательно, может происходить восстановление и осаждение селена в лимонитизированных породах.

*Интенсивность водной миграции селена в разных геохимических обстановках.* Для сравнения интенсивности миграции селена в разных породах и обстановках в геохимии ландшафта принято использовать метод подсчета коэффициентов водной миграции, предложенный впервые Б. Б. Полюновым (1956) и развитый в дальнейшем А. И. Перельманом (1955, 1961).

Коэффициенты водной миграции устраняют влияние кларков элементов в породах и позволяют проводить сравнение как различных элементов, так и одного элемента в разных обстановках. Подсчет коэффициентов водной миграции, согласно А. И. Перельману (1955), проводят по формуле:  $K_x = \frac{m_x \cdot 100}{n_x \cdot a}$ , где  $m_x$  — содержание элемента в воде, в г/л,  $n_x$  — содержание его в породах (в %),  $a$  — сухой остаток воды. Чем интенсивнее мигрирует элемент, тем больше величина коэффициента водной миграции ( $K_x$ ).

Как показали расчеты, коэффициент водной миграции селена в трещинно-грунтовых водах при тех содержаниях селена в водах и породах, которые приведены выше, колеблется от 0,75 до 12,70. В среднем по 86 определениям он составляет 4,97. Для сравнения подсчитаны коэффициенты миграции серы в форме  $\text{SO}_4^{2-}$  и кальция: среднее значение для серы в этих водах соответствует 53, для кальция — 5,6<sup>1</sup>. В кислородных пластовых водах  $K_{\text{Se}}$  в среднем по 34 анализам отвечает 3,31.

Таким образом, коэффициенты водной миграции селена в окислительной обстановке больше единицы. По величине этого коэффициента селен попадает в группу легкоподвижных мигрантов (А. И. Перельман, 1964 г.).

<sup>1</sup> При подсчете коэффициентов водной миграции селена использовано модальное содержание селена в горных породах, равное  $5,6 \cdot 10^{-5}\%$ , для серы и кальция — кларки их по А. П. Виноградову (1962).

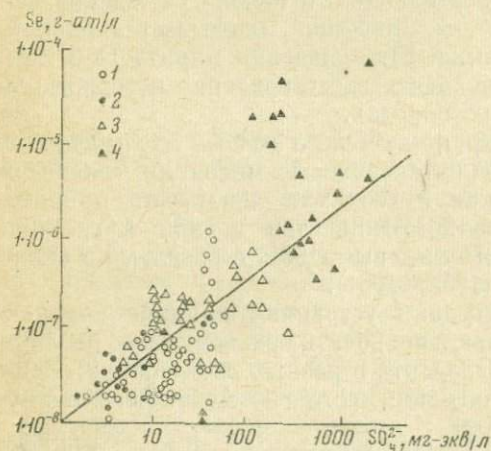


По сравнению с серой селен мигрирует в окислительной обстановке значительно слабее ( $K_S = 10 - 100$ ;  $K_{Se} < 10$ ).

В восстановительной обстановке селен малоподвижен ( $K_{Se} < 1$  и часто  $< 0,4$ ), т. е. находится в группе слабоподвижных и инертных элементов и этим отличается от серы, которая и в бескислородных водах может мигрировать в виде сульфат-ионов.

Эти коэффициенты, также как и термодинамические расчеты, показывают, что при смене окислительных условий на восстановительные в зоне гипергенеза пустынь может происходить осаждение большей части селена из растворов.

*Влияние химического состава воды.* Четкой зависимости между химическим составом воды и содержанием селена не наблюдается.



Фиг. 8. Зависимость между содержанием селена и сульфатностью вод в пустынных геохимических ландшафтах

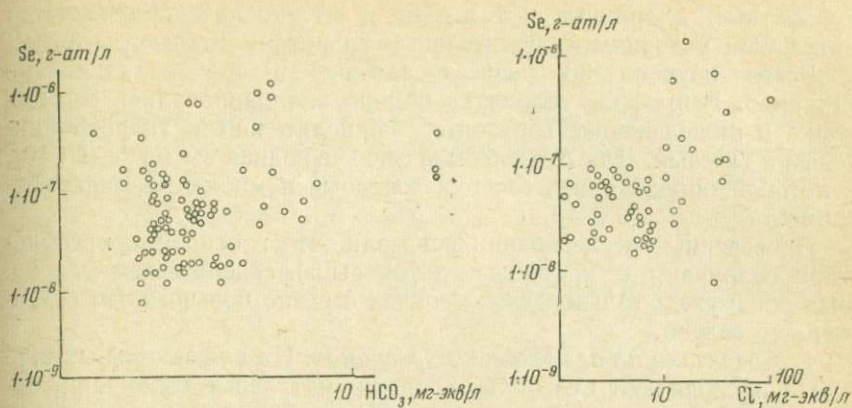
1 — воды сланцев и известняков палеозойского возраста; 2 — воды гранитоидных массивов; 3 — воды осадочных пород мезо-кайнозойского возраста; 4 — грунтовые воды солончаков и воды соленых озер

Намечается тенденция к увеличению содержания селена с ростом сульфатности, что заметно на примере высокоминерализованных грунтовых вод в обогащенных селеном породах (фиг. 8).

В менее минерализованных водах содержание селена не увеличивается пропорционально росту сульфатности вод. Известно, что сланцы несколько обогащены пиритом. С этим связана и более высокая сульфатность вод сланцев (часть сульфат-ионов — продукт окисления пирита) и повышенное содержание в водах селена.

В тех случаях, когда сульфатность повышается под влиянием испарения, зависимость между содержанием селена и сульфатностью в водах не выражается прямой линией. Содержание селена в водах зависит не только от испарительных процессов, но, вероятно, от степени подвижности форм селена в водовмещающих породах и окислительно-восстановительных условий.

Гидрокарбонат-ион преобладает только в водах гранитоидных пород. Пропорциональной зависимости между содержанием селена и содержанием гидрокарбонат-иона не наблюдается (фиг. 9). Рассмотрение содержания селена в зависимости от содержания хлор-иона также не дает возможности установить какую-либо



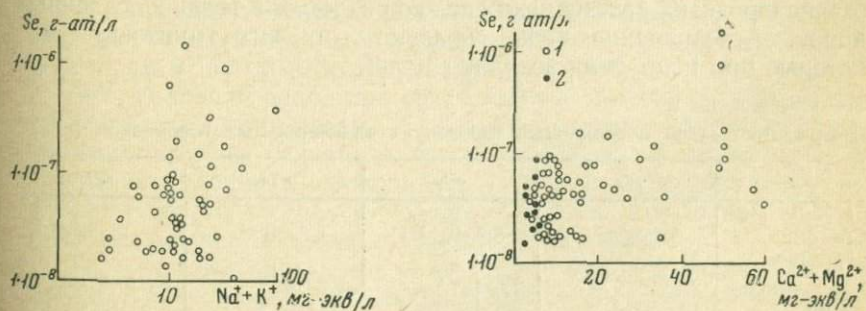
Фиг. 9. Зависимость между содержанием селена и гидрокарбонат-ионом

Фиг. 10. Зависимость между селеном и хлор-ионом в трещинно-грунтовых водах

определенную закономерность (фиг. 10). Аналогичный вывод можно сделать из рассмотрения зависимости содержания селена от содержания ионов натрия (фиг. 11) и ионов щелочноземельных металлов (фиг. 12).

*Селен в процессах континентального соленакопления.* Более детально поведение селена в условиях испарительной концентрации растворов было изучено на солончаках. Объектами нашего исследования являлись два геологических типа солончаков — солончаки аллювиальных равнин и солончаки пустынных впадин. Второй тип формируется главным образом в местах разгрузки артезианских вод.

В соответствии с классификацией А. И. Перельмана (1966) солончаки различаются не только по составу солей (хлоридно-



Фиг. 11. Зависимость между селеном и катионами щелочных металлов в трещинно-грунтовых водах

Фиг. 12. Зависимость между селеном и содержанием катионов щелочноземельных металлов

1 — воды сланцев; 2 — воды гранитоидов



сульфатные, хлоридные и т. д.), но и по окислительно-восстановительным условиям (окислительные, гидротроилитовые, глеевые).

Всего изучено 33 разреза солончаков, проанализировано 218 проб. В профиле солончака обычно анализировались солевая корка и нижележащие горизонты — окислительный, гидротроилитовый и глеевый. Для 70 проб была сделана водная вытяжка (1 : 10), в которой определялись селен и основные компоненты минерализации.

Проведенные исследования показали, что в основном преобладают солончаки с кларковым («фоновым») содержанием селена. Был обнаружен только один солончак с резко повышенным содержанием селена.

1. *Солончаки на аллювиальных равнинах.* На аллювиальных равнинах преобладают сульфатно-хлоридно-натриевые солончаки. Содержание селена в солевых корках («С») рассмотренных солончаков колеблется от  $10^{-5}$  до  $1,5 \cdot 10^{-4}$  % и в среднем по 13 анализам составляет  $6,4 \cdot 10^{-5}$  %, что почти соответствует кларку. Отношение воднорастворимой серы к селену в них достигает 70 000 : 1, что значительно превышает отношение серы к селену в осадочных породах (4000—5000 : 1), установленное Минами (Гольдшмидт, Гефтер, 1938).

В солончаках с окислительной обстановкой под солевой коркой находится окислительный горизонт («О»), который представлен бурым пылеватым песком. Содержание селена в нем составляет в среднем по 15 анализам  $8,4 \cdot 10^{-5}$  % при колебаниях от  $2,5 \cdot 10^{-5}$  до  $1,5 \cdot 10^{-4}$  % (табл. 8). В разрезе солончака с восстановительной обстановкой черный ил с запахом сероводорода («Г») иногда содержит повышенное количество селена. Так, в гидротроилитовом горизонте одного высохшего озера-солончака содержание селена достигает  $3,75 \cdot 10^{-4}$  %, в пять раз выше кларка (табл. 9). Вода, питающая это озеро, имеет низкое содержание селена.

2. *Солончаки в бессточных впадинах* часто связаны с разгрузкой бескислородных, артезианских вод по разломам в толщах осадочных пород. Артезианские воды образуют горизонт грунтовых вод, которые при испарении засоляют почвы.

Т а б л и ц а 8

Содержания селена в различных горизонтах аллювиальных солончаков (в %) \*

	«С»	«О»	«Г»	«Г»
Средние значения	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,14 \cdot 10^{-4}$
Предел колебания	$2,5 \cdot 10^{-5}$ — $1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$ — $1,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$ — $2,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$ — $2,5 \cdot 10^{-4}$
Число определений	13	15	4	3

\* «С» — солевые корки, «О» — окислительный, «Г» — гидротроилитовый, «Г» — глеевый (обозначение горизонтов приводится по А. И. Перельману, 1966).

Т а б л и ц а 9

Содержание селена в генетических горизонтах солончака

Характеристика образца	Обозначение горизонта	Распространение от поверхности, см	Содержание селена, %
Солевая корка	«С»	0—1,0	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Серый песок с гидротроилитом	«Т»	3—15,0	$3,75 \cdot 10^{-4}$
Серый песок оглеенный	«Г»	15—30,0	$1 \cdot 10^{-4}$
Бурый песок	«О»	30,0 и глубже (образец отобран с 0,5 м)	$5 \cdot 10^{-5}$

Солончаки в пустынных впадинах отличаются от аллювиальных как по составу питающих вод, так и тем, что развиваются непосредственно на коренных породах, обнажающихся при выдувании впадин. Обычно дно таких впадин представляет собой шоровый солончак, а повышенная часть котловины занята пухлым солончаком с солянковой растительностью.

В солончаках впадин отмечаются главным образом солевые корки («С») и бурый песок под ними («О»). Как показал анализ, содержание селена в солевых корках («С») колеблется от  $2,5 \cdot 10^{-5} \%$  до  $6 \cdot 10^{-4} \%$  и в среднем по 30 анализам соответствует  $1,18 \cdot 10^{-4} \%$ . В буром песке («О») содержание селена того же порядка:  $3,5 \cdot 10^{-5}$  до  $4,5 \cdot 10^{-4} \%$ , в среднем составляет  $9,8 \cdot 10^{-5} \%$  (по данным 21 анализа), т. е. в разрезе таких солончаков иногда наблюдается повышенное содержание селена. В артезианской воде, питающей солончаки, содержание селена составляет  $(4-7) \cdot 10^{-7} \text{ г/л}$  при общей минерализации около 2 г/л.

Таким образом, в большинстве случаев при континентальном соленакоплении селен в отличие от серы не накапливается в профиле солончаков в заметных количествах. Только в одной из пустынных впадин был обнаружен солончак, содержание селена в котором в 1000 раз превышает величину кларка.

Этот солончак находится среди эоловых песков с кустарниками из семейства астрагаловых. На берегу его растет сарсазан. Максимальная ширина солончака достигает 200 м, длина около 1 км. Изучение солончака проводилось системой профилей и шурфов, которые закладывались от береговой слабо засоленной части к центральной части солончака (всего 28 шурфов).

При опробовании по окраине располагалась полоса окислительного солончака с серой песчанистой солевой коркой. Центральная часть представляла шоровый солончак, покрытый белой солевой коркой с черной грязью под ней (гидротроилитовый солончак). Мощность гидротроилитового горизонта в центре солончака составляла 20 см. Ниже, с глубины 20—25 см, располагался окислительный горизонт («О»), представленный бурым глинистым песком.



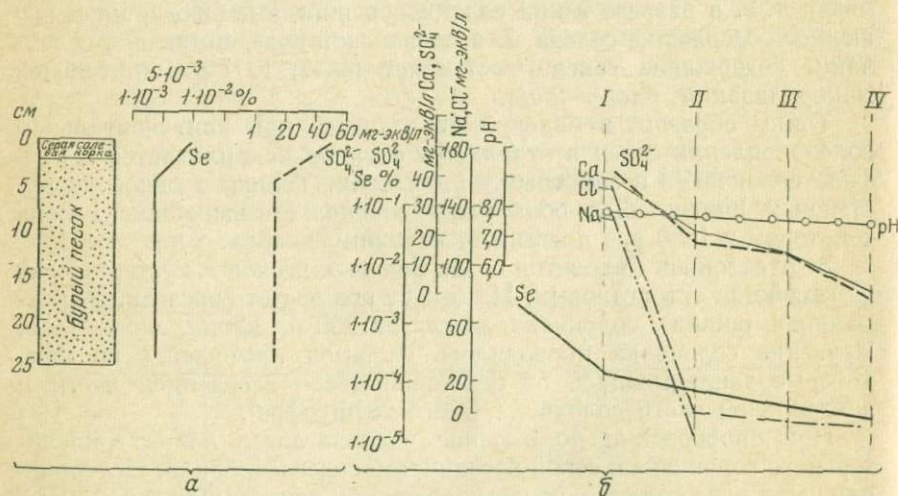
От береговой линии к центру солончака были направлены хорошо заметные ручейки сильно минерализованных грунтовых вод. Особенно выразительны они в северной части солончака, где обнажались мокрые желто-бурые (а ниже голубовато-серые) коренные глинистые породы. В центре солончака коренные породы покрыты четвертичными отложениями (до 2 м), главным образом эолового происхождения. Основу верхних горизонтов солончака в центре составляет мелкозернистый пылеватый песок.

Проведенные исследования показали, что солевые корки в по- лосе окислительного солончака содержат повышенные количества селена ( $10^{-3}$ — $10^{-2}\%$ ). Среднее содержание селена в них, по данным 20 определений,  $3,26 \cdot 10^{-3}\%$  (табл. 10).

Отношение воднорастворимой серы к селену в серых солевых корках в среднем 200 : 1. В буром песке, расположенном ниже серой солевой корки, содержание селена преимущественно  $10^{-4}\%$ . Водными вытяжками (1 : 10) установлено, что в серых солевых корках и в буром песке над ними преобладает трудно растворимая форма селена (табл. 11).

Таким образом, анализ образцов, взятых из различных гори- зонтов окислительного солончака, и анализ водных вытяжек пока- зывает (фиг. 13), что селен концентрируется при испарении грунто- вых вод в серых солевых корках.

В разрезах с восстановительной обстановкой максимальные содержания селена (до 0,015%) обнаружены в черном иле с запахом сероводорода (гидротронлитовый горизонт). Содержание селена



Фиг. 13.

а — селен и сульфат-ион в профиле солончака (окислительная обстановка); б — результаты четырехкратных суточных водных вытяжек (1:10) образца из горизонта с окислительной обстановкой

Таблица 10

Содержание селена в различных горизонтах селеноносного солончака и в подстилающих коренных породах

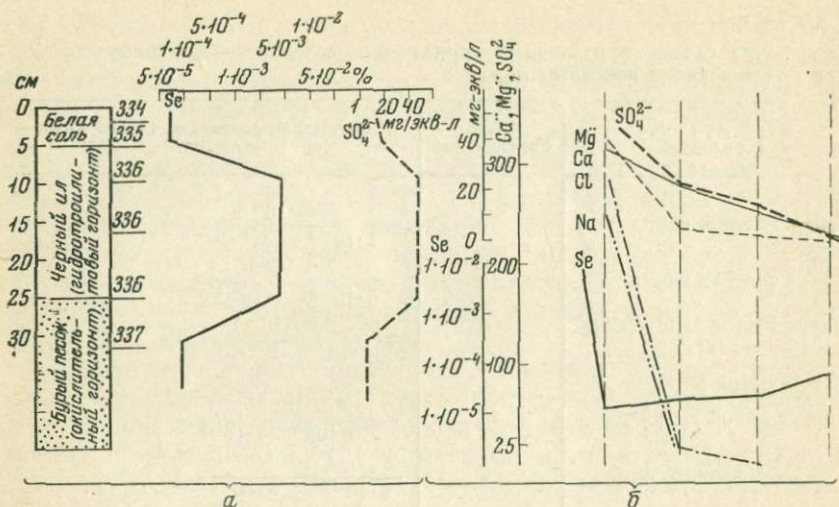
Характеристика горизонтов	Число определений	Содержание селена, % (подчеркнуто среднее арифметическое)
Серая солевая корка («С»)	20	$\frac{3,26 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3} - 1,1 \cdot 10^{-2}}$
Белая солевая корка	4	$\frac{7,5 \cdot 10^{-5}}{5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}}$
Черный ил с запахом сероводорода («Т»)	8	$\frac{6,83 \cdot 10^{-3}}{2,2 \cdot 10^{-3} - 1,5 \cdot 10^{-2}}$
Бурый песок («О»): ниже солевой корки	16	$\frac{8,5 \cdot 10^{-4}}{7,5 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-3}}$
ниже черного ила	7	$\frac{1 \cdot 10^{-4}}{4 \cdot 10^{-5} - 2,5 \cdot 10^{-4}}$
Глина на северном окончании солончака	1	$5 \cdot 10^{-4}$
Глина бурая, там же с 25 см	1	$1,12 \cdot 10^{-3}$
Эоловый песок	6	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{4 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-5}}$

Таблица 11

Результаты определения селена в водных вытяжках образцов, взятых из разных горизонтов солончака

Характеристика пробы	Глубина отбора, см	Содержание, %		% воднорастворенного селена
		исходное	в вытяжке	
<i>Шурф № 1</i>				
Серая солевая корка	0—1	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	33,3
Бурый пылеватый песок	1—5	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	4,5
<i>Шурф № 2</i>				
Серая солевая корка	0—1	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	10,0
Бурый песок	1—5	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	7,1
<i>Шурф № 3</i>				
Белая соль	0—2	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	
Гидротроилитовый горизонт под белой солью	5—25	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,1
Серая солевая корка	0—2	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	10,6
Бурый пылеватый песок	5—10	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	20,0





Фиг. 14.

*a* — селен и сульфат-ион в профиле солончака (восстановительная обстановка); *б* — результаты четырехкратных суточных водных вытяжек образца из гидротроилитового горизонта

в этом горизонте в среднем по восьми анализам составляет  $6,83 \times 10^{-3} \%$  (табл. 10).

Замеры окислительно-восстановительного потенциала, проведенные непосредственно на солончаке, показали, что в гидротроилитовом горизонте «Е» колеблется от  $-348$  до  $-200$  мв. В этих условиях селен находится в неподвижной форме. Анализ водной вытяжки после окисления пробы из этого горизонта показал отсутствие воднорастворимого селена (табл. 11). В белых солевых корках над гидротроилитовым горизонтом содержание селена колеблется от  $5 \cdot 10^{-5}$  до  $1 \cdot 10^{-4} \%$ . В буром песке, расположенном ниже гидротроилитового горизонта, содержание селена в среднем по семи анализам  $1 \cdot 10^{-4} \%$ . Окислительно-восстановительный потенциал в этом горизонте колеблется от  $+345$  до  $505$  мв. Распределение селена в профиле с восстановительной обстановкой показывает, что селен накапливается в черном иле (фиг. 14).

В грунтовой воде из шурфов этого солончака содержится до  $6,5 \cdot 10^{-3}$  г/л селена. В артезианской воде, в месте разгрузки которой образован данный солончак, содержание селена менее  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л (табл. 12).

Дальнейшие исследования показали, что уникальные содержания селена в этом солончаке связаны с обогащенностью селеном подстилающих глинистых пород (до  $n \cdot 10^{-3} \%$ ). Вовлечение этих пород в солончаковое почвообразование обеспечивает выщелачивание из них селена и переотложение его в восстановительных горизонтах.

Таблица 12

## Химический состав грунтовых вод солончака, рапы и артезианской воды

Характеристика пробы	Формула Курлова	Содержание селена, г/л % от сухого остатка
Родник в северной части солончака из трещиноватых глинистых отложений	$M_{119,6} \frac{Cl_{76}SO_{23}^4}{Na_{74}Mg_{24}}$	$\frac{6,5 \cdot 10^{-3}}{5,4 \cdot 10^{-3}}$
То же	$M_{96,0} \frac{Cl_{81}SO_{14}^4}{Na_{78}Mg_{22}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{4,17 \cdot 10^{-3}}$
» »	$M_{106,0} \frac{Cl_{77}SO_{14}^4}{Na_{76}Mg_{21}}$	$\frac{1,4 \cdot 10^{-3}}{1,3 \cdot 10^{-3}}$
Грунтовая вода из шурфа	$M_{52,6} \frac{Cl_{87}SO_{15}^4}{Na_{80}Mg_{13}}$	$\frac{1,15 \cdot 10^{-3}}{2,28 \cdot 10^{-3}}$
То же	$M_{110,0} \frac{Cl_{87}SO_{10}^4}{Na_{84}Mg_{13}}$	$\frac{1,5 \cdot 10^{-3}}{1,4 \cdot 10^{-3}}$
» »	$M_{191,7} \frac{Cl_{93}}{Na_{87}Mg_{11}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-4}}{4,1 \cdot 10^{-4}}$
» »	$M_{64,8} \frac{Cl_{84}SO_{26}^4 HCO_{10}^3}{Na_{80}Mg_{16}}$	$\frac{1,2 \cdot 10^{-4}}{2,2 \cdot 10^{-4}}$
Рапа из искусственной ямы	$M_{329,0} \frac{Cl_{82}SO_{16}^4}{Na_{72}Mg_{27}}$	$\frac{4,4 \cdot 10^{-4}}{1,3 \cdot 10^{-4}}$
То же	$M_{342,0} \frac{Cl_{85}SO_{13}^4}{Na_{82}Mg_{17}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-5}}{1,1 \cdot 10^{-5}}$
Артезианская вода из самоизливающей скважины	$M_{2,0} \frac{SO_{47}^4 Cl_{45}}{Na_{62}Ca_{22}Mg_{16}}$	$\frac{7 \cdot 10^{-7}}{3,5 \cdot 10^{-6}}$

## Выводы

1. Основная особенность гипергенной миграции селена в пустынных ландшафтах состоит в интенсивной его миграции в резко-окислительной среде и в низкой миграционной способности в слабо-окислительной и восстановительной среде.

2. Поведение селена в зоне гипергенеза определяется следующими свойствами:

а) способностью соединений селена восстанавливаться до элементарного;

б) хорошей растворимостью селенитов и селенатов щелочных металлов и трудной растворимостью соответствующих соединений с щелочноземельными и тяжелыми металлами;



в) возможностью изоморфного замещения серы селеном в сульфидах вследствие близости ионных радиусов сульфид- и селенид-ионов;

г) способностью селена соосаждаться с гидроокислами металлов, в первую очередь гидроокислами железа.

3. В большинстве солончаков, питающихся как грунтовыми, так и артезианскими водами, селен не накапливается в отличие от серы, которая энергично аккумулируется в виде гипса и других растворимых сульфатов.

4. Повышенные содержания селена в почвах и растениях пустынь в основном встречаются на участках региональной обогащенности почвообразующих пород селеном в подвижных формах. Приуроченность многих селеновых биогеохимических провинций к зоне засушливого климата объясняется тем, что влияние почвообразующих пород на почвы более резко проявляется в этой зоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баскаков М. П. К геохимии серы и селена в осадочных формациях Узбекистана.— В кн. «Проблемы геологии полезных ископаемых Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука», Узб. ССР, 1964.
- Бурьянова Е. З. Селеноносность осадочных пород Тувы.— Геохимия, 1961, № 7.
- Бурьянова Е. З., Ковалев Г. А., Комков А. И. Новый минерал — кадмоселит.— Записки Всес. мин. о-ва, 1957, ч. 36, № 5.
- Бурьянова Е. З. О ферроселите.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, № 3.
- Виноградов А. П. Средний химический состав гидросферы.— Успехи химии, 1944, № 1.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П. Вещество метеоритов.— Геохимия, 1965, № 11.
- Воробьев В. П., Грушевой Г. В. Генезис экзогенных урановых месторождений в осадочных породах.— Геол. рудн. месторожд., 1966, VIII, № 3.
- Голева Г. А., Лушников В. П. Распространение селена в подземных водах рудных месторождений и в некоторых типах минеральных вод.— Геохимия, 1967, № 4.
- Гольдберг Э. Геохимия моря.— В ст. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Гольдшмидт В. М., Гейфтер О. К. Геохимия селена, I, 1938.
- Гольдшмидт В. М., Штрок Л. В. К геохимии селена, II, 1938.
- Дьячкова И. Б. О селене в водах из районов колчеданных месторождений Урала.— Материалы IV конф. молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, 1962.
- Ермаков В. В. Биогеохимическая селеновая провинция Тувы. Автореферат канд. дисс. МГУ, 1967.
- Ковальский В. В., Ермаков В. В. Биогеохимическая селеновая провинция Тувы.— Геохимия, 1967, № 1.
- Ковальский В. В., Ермаков В. В., Летунова С. В. Восстановление селенита штаммами *Vas. pegaterium*, выделенными из почв с различным содержанием селена.— Ж. общей биологии, 1967, 28, вып. 3.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М.—Л., 1946.
- Колман Р. Дж., Делево М. Проявление селена в сульфидах пород.— Новости зарубежной геологии, 1960, вып. 21.
- Краускопф К. Б. Осадочные месторождения редких элементов.— В сб. «Проблемы рудных месторождений», ИЛ, 1959.
- Латимер В. Л. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. ИЛ, 1959.



- Лисицин А. К. К характеристике среды при гидрохимических исследованиях.—  
Геохимия, 1963, № 2.
- Некрасов Б. В. Курс общей химии. Госхимиздат, 1961, 1965.
- Перельман А. И. Некоторые особенности водной миграции химических элементов в ландшафте.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
- Перельман А. И. Геохимия эпитетических процессов. Изд-во «Недра», 1965.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд-во Высшая школа, 1966.
- Петровская Н. В., Клименко Н. Г. Селен и теллур. Требования промышленности к качеству минер. сырья, вып. 71. Госгеолтехиздат, 1960.
- Пилипенко П. П. Селен в алтайских минералах СПб., 1909.
- Плотников В. И. Соосаждение малых количеств селена с гидроокисью железа.—  
Ж. неорг. химии, 1958, III.
- Плотников В. И. Применение гидроокиси железа при разделении четырех и шестивалентного селена.— Зав. лаб., т. I, 1959, 25, № 6.
- Цолынов Б. Б. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1956.
- Реми Г. Курс неорганической химии. ИЛ, 1963.
- Рузатов С. Р. К геохимии селена и теллура в рудопоявлениях Центральных Кызылкумов.— Узб. геол. ж., 1966, № 6.
- Савельев В. Ф. Селеносодержащие минералы осадочных пород Средней Азии.—  
Бюлл. НТИ (ОНТИ ВИМС), 1963, № 6 (50).
- Савельев В. Ф. О редких и рассеянных элементах в фосфоритовых образованиях одного из районов Средней Азии. Научные труды Ташкентского ун-та, вып. 234, геология. Ташкент, 1964.
- Савельев В. Ф. О находке самородного селена в Узбекистане.— В сб. «Вопросы минералогии и геохимии АН Узб. ССР». Изд-во «Наука», Узб. ССР. Ташкент, 1964.
- Сауков А. А. Геохимия. Изд-во Высшая школа. М., 1966.
- Сидельникова В. Д. К методике определения малых количеств селена в природных водах.— В сб. «Химический анализ минералов и их химический состав». Изд-во «Наука», 1964.
- Сидельникова В. Д. Некоторые вопросы водной миграции селена в пустынях.—  
Труды ИГЕМ АН СССР.— В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.
- Сидельникова В. Д., Леонтьева А. А. Определение селена в водах.— В сб. «Методы химического анализа и химический состав минералов». Изд-во «Наука», 1964.
- Сидельникова В. Д., Швей И. В. Селен в палеозойских отложениях Средней Азии, 1967.
- Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. Изд-во АН СССР, 1959.
- Синдеева Н. Д., Курбанова Н. З. О кларке селена в некоторых горных породах СССР.— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 2.
- Соловов А. П. Применение методов математической статистики при геохимических поисках. Алма-Ата, 1965.
- Тараян В. М., Арстамян Ж. М. Соосаждение малых количеств селена и теллура с гидроокисью железа. Сообщ. II.— Изв. АН Арм. ССР, 1962, № 4.
- Фармазян А. С., Зарьян Р. Н. Особенности геохимии селена и теллура в рудах Каджаранского рудного поля.— Геохимия, 1964, № 11.
- Федорович Б. А. Происхождение рельефа современных песчаных пустынь.—  
В кн.: «Вопросы географии». М.—Л., 1956.
- Хальд. Математическая статистика с техническими приложениями. ИЛ, 1956.
- Холодов В. Н. Редкие элементы в осадочных метаморфических породах.— Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17.
- Ченцов И. Г. Селен в отложениях палеогена Средней Азии.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 28.
- Чижиков Д. М., Счастливый В. П. Селен и селениды. Изд-во «Наука», 1964.
- Читаева Н. А. Распределение селена и теллура в зоне окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Геохимия, 1965, № 9.
- Чухланцев В. Г., Томашевский Г. П. Растворимость селенидов, некоторых металлов.— Ж. Аналит. химии, 1957, 12, вып. 3.



- Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов. Докл. АН СССР, 1939, т. XXII, № 8.
- Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах.— Геохимия, 1962, № 11.
- Щербина В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза.— Сов. геология, 1962, № 6.
- Эгель Л. Е. Общие сведения о селене и некоторые особенности его геохимии в экзогенных процессах.— В сб. «Геология месторождений редких элементов». Гостеолтехиздат, вып. II, 1962.
- Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. Изд-во «Наука», 1964.
- Davidson D. F. Selenium in some Oxidized Sandstone-type Uranium Deposits, Contribution to Economic Geology, Geological Survey Bulletin, 1963.
- Fleming S., Walsh Thomas. Selenium occurrence in certain Irish soils and its toxic effects on animals. Dublin, Hodges, Figgis, 1957.
- Everett T. D., Bauerle. Investigation of tuffs near Lisyte Wyoming for Selenium 1957.
- Hurlbut C. S., Aristarain L. F. Olsacherite,  $Pb_2(SO_4)(SeO_4)$ , a new mineral from Bolivia.— Amer. Min., 1969, 54, N 11—12.
- Iohan Z., Picot P., Pierrot R., Verbeek T. L'osterbosnite  $Pd, Cu Se$ , une nouvelle espece minerale et la Trogtalite curro-palladifere de Musonoi (Katanga).— Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr., 1970, 93, N 4.
- Lipman S. C., Waksman S. A. The oxigation of Selenium by a new group of autotrophic microorganisms. Science U. S., 1923, 57.
- Pierrot R., Toussant I., Verbeek T. La guilleminite, une nouvelle espece minerale.— Bull. Sec. Franc. Miner. Crist (1965), LXXXVIII, 132—5.
- Phoenix D. A. Occurrence and chemical character of ground water in the Morrison formation. Geochemistry and Mineralogy of the Colorado Plateau Uranium Ores. Sur. Profess. 1959, 320.
- Robinson W. O. Determination of total Selenium and arsenik in soils. — Soil science, 1945, 59, N 1.
- Robinson W., Edgington G. Minor elements in plants, and some accumulator plants soils. Science, 1945, 60, N 1.
- Trelesse Sam F. Selenium as a stimulating and possible essential element for certain plants.— Science, 1938, 87, N 2247.
- Trelesse Sam F. Selenium in soils, plants and animals.— Soil Science, 1945, 60, N 2.
- Trelesse Sam F., Beath Orville A. Selenium its geological occurrence and its biological effects in relation to botany, chemistry, agriculture, nutrition and medicine. N. Y. the authore, 1949.
- Viorelainen V., Huhma A., Hakli A. Sederholmite, wilkmanite, kullerndite, mäkinenite and trustedtite, five new nickel selenide minerals.— Bull. de la Commiss. geolog. de Finland, 1964, N 215.
- Watkinson S. H. A selenium-accumulating plant of the humid regions. A manita muscaria.— Nature, 1964, 202.
- Williams K. T., Byers H. S. Occurrence of selenium in the Colorado river and some of its tributaries.— Indus. and Engin. Chem. Analust, 1935, Ed. 7.

## ГИПСОНОСНЫЙ ЭЛЮВИЙ КАК ТИПОЛОГИЧЕСКАЯ ОСОБЕННОСТЬ УСТЮРТСКОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЛАНДШАФТА

Развитию представлений о ландшафте как едином целом способствовало появление новой отрасли знания — геохимии ландшафта. На основе геохимического подхода к анализу взаимосвязи природных тел, составляющих ландшафт, сформулировано понятие о пустыне (Перельман, Батулин, 1971). А. И. Перельманом разработана классификация пустынных ландшафтов с учетом особенностей геохимии гипергенных процессов. Эта классификация отражена на составленной им карте геохимических ландшафтов СССР, которая опубликована в Физико-географическом атласе мира (1964). В классе гипсовых пустынь А. И. Перельман выделяет устьюртские геохимические ландшафты. Они занимают равнинные пространства, сложенные мезо-кайнозойскими морскими осадочными породами. Наиболее широко они распространены на плато Устьюрт, но следует подчеркнуть, что понятие «устьюртский ландшафт» имеет типологическое содержание (гипсовая пустыня на морских осадочных породах), и участки, принадлежащие к этому ландшафту, могут быть встречены на других территориях. Главная особенность устьюртского ландшафта — наличие значительных масс сульфата кальция в элювии и маломощных покровных отложениях. Следовательно, рассматривая перечисленные ниже различные элементы структуры ландшафта, мы должны стремиться к объяснению этой основной особенности.

*Рельеф.* Устьюртские ландшафты развиты на пластовых равнинах, сложенных с поверхности осадочными породами, устойчивыми к денудации. На плато Устьюрт это — сарматские известняки, в Кызылкумах значительные площади устьюртских ландшафтов сложены плотными известняками палеоцена. Крупные пологие увалы Устьюрта (Карабаур и др.) имеют тектоническую природу. Увалообразные повышения рельефа приурочены к антиклиналям. Таким образом, рельеф Устьюрта можно с полным основанием назвать тектоническим (Гольц, 1964). Породы, бронирующие рельеф, прикрыты незначительными по мощности (1—2 м) четвертичными образованиями. Обычно эти образования, именуемые ниже покровными суглинками, включают в себя значительное количество щебенки коренных пород. Мелкоземистая часть этих отложений по некоторым минералогическим признакам резко отличается от подсти-



лающих пород и, по мнению В. В. Добровольского, имеет аллохтонное (возможно, золовое) происхождение. Такого же мнения придерживается Б. А. Федорович (1961).

*Коренные породы.* Неогеновые отложения, слагающие поверхность, повторяют структуры нижележащего юрско-палеогенового комплекса, но характеризуются более пологим залеганием (Алексеев, Фокин, 1964; Астафьева, 1964). Эти отложения представлены в нижней части породами тортонского яруса — чередованием мергелей, глин, известняков, гипсов и песчаников. Мощность тортонских отложений — несколько десятков метров. Выше залегают породы сарматского яруса, представленные известняками и мергелями с редкими прослоями зеленовато-серых и коричневых глин. Местами на эродированной поверхности средне- и нижне-сарматских отложений Устюрта залегают более молодые понтические отложения, представленные также преимущественно известняками — ракушечниками и органогенно-оолитовыми известняками (Клейнер, 1961).

Отмечается пространственное изменение окраски известняково-глинистых отложений Устюрта от более светлой, белесоватой или серой окраски до бурой, ржаво-бурой или розовой. Есть основания считать эти изменения эпигенетическими. Изменение окраски наблюдается как вблизи поверхности, так и на глубине. Эти изменения могут быть связаны как с восстановительным эпигенезом (оглеение), так и с окислением вторично восстановленных пород. Возможность этих процессов обусловлена нефтеносностью более глубоко залегающих отложений.

В некоторых случаях изменение окраски пород связано с миграцией железа при формировании своеобразной пестроцветной коры выветривания во время перерыва в осадконакоплении на границе нижнего и среднего миоцена (Богородский и др., 1963). Засоление этого неогенового элювия авторы указанной работы не отмечают. Возможно, что формирование неогеновой коры выветривания происходило в элювиально-гидроморфных условиях и железо мигрировало в слабовосстановительной обстановке (глеевой), в мало-минерализованных водах.

Процессы выщелачивания солей, сопровождавшие формирование подобного элювия, были развиты в течение короткого континентального перерыва и практически не отразились на основной особенности пород Устюрта — их значительной огипсованности. Сингенетичный гипс характерен для отложений тортонского яруса, среди которых имеются прослои гипса мощностью до 20 м. Менее мощные прослои сингенетичного гипса встречаются в сарматских отложениях. Однако еще более характерно эпигенетическое огипсование сарматских отложений. А. А. Алексин (1958) отмечает, что гипсоносность пород Устюрта четко увязывается со структурно-тектоническим планом этой территории. По его данным, содержание гипса в нижнесарматских и конкских карбонатных породах Устюрта в антиклинальных зонах составляет не более 2—4%.



В тех же породах в области синклиналильных структур содержания гипса достигают десятков процентов. Эпигенетические гипсовые горизонты пересекают стратиграфические границы под очень пологими углами. Они прослеживаются на десятки километров. В основном эпигенетическое огипсование развито в зоне колебания уровня подземных вод, но наблюдаются случаи более высокого расположения гипсовых горизонтов, что А. А. Алексин связывает с более высоким уровнем грунтовых вод в прошлом. Решающим фактором накопления эпигенетического гипса А. А. Алексин считает внутрigrунтовое испарение подземных вод. Одним из факторов является также пиритность пород. Наличие пирита на глубине, возможно, объясняется эпигенетическими восстановительными процессами в связи с нефтеносностью. По мнению А. А. Алексина, распространение пирита связано с гидрогеологической зоной весьма замедленного водообмена. В огипсованных породах наблюдается метасоматическое замещение карбоната кальция гипсом, в частности полностью замещенные раковины моллюсков. Замещение известняков-ракушечников гипсом на Устюрте описал С. Н. Колов (1946). Замещение карбоната кальция гипсом Б. А. Федорович (1961) считает основным процессом, формирующим гипсовые горизонты на выходах известняков.

*Подземные воды.* Уже первые исследователи Устюрта отмечали возможность наличия грунтовых вод в сарматских отложениях, основываясь на наблюдениях водопроявлений в восточных чинках. Исследования последних лет подтвердили эти предположения (Астафьева, 1964; Вишняков и др., 1970). Воды сарматских известняков характеризуются пластовой безнапорной циркуляцией. Глубина водоносного горизонта по данным бурения в районе увала Карабаур колеблется от 24 до 40 м. Обводненность пород в этом районе обнаруживает отчетливую связь со структурным положением. В сводовой части Карабаурского поднятия сарматские отложения не обводнены. Скважины и колодцы, вскрывающие воду, находятся на крыльях антиклинальных поднятий (Астафьева, 1964).

Единственным источником питания подземных вод в сводовых частях структур являются атмосферные осадки, инфильтрация которых происходит в пределах области распространения подземных вод. Возможность формирования потоков грунтовых вод на большой глубине в практически равнинном пустынном районе с количеством атмосферных осадков около 100 мм/год представляет значительный интерес. Балансовые расчеты (Вишняков и др., 1970) показали, что из этого количества атмосферных осадков на питание грунтовых вод расходуется не более 4 мм/год. Исключение составляет район Актумсукского вала, где величина инфильтрации достигает 15 мм/год, что связано с высокой закарстованностью пород в зоне аэрации. Остальная часть атмосферных осадков испаряется в зоне аэрации, производя значительную работу по переносу легкорастворимых солей к поверхности испарения.



Воды миоценовых отложений имеют сульфатно-хлоридно-натриевый состав и минерализацию порядка 2—10 г/л. Влияние этих вод на засоление пород вблизи поверхности в устюртском ландшафте исключено в связи с глубоким положением их уровня.

Один из постоянных, хотя и малоэффективных источников засоления — атмосферные осадки. Средняя минерализация их в соседнем районе Юго-Западной Туркмении равна 150 мг/л. Атмосферные осадки являются основным источником сульфата кальция в грубоскелетных почвах пустынь на останцовых возвышенностях (т. е. в тамдинских ландшафтах по терминологии А. И. Перельмана).

*Элювий и покровные отложения.* Кора выветривания в устюртском геохимическом ландшафте представлена практически неизменными коренными осадочными породами, подвергнутыми лишь механическому разрушению. Существенная особенность коры выветривания — наличие легкорастворимых солей, из которых подавляющее значение принадлежит гипсу. Скопления гипса распространяются параллельно дневной поверхности в виде горизонтов мощностью от 10—20 см до 1—2 м. В качестве примеси нередко обнаруживается целестин в мелкокристаллических скоплениях вблизи корней растений. Новообразования целестина в элювии — характерное свойство гипсовых пустынь на морских осадочных породах. Большинство исследователей приповерхностный гипс рассматривается в качестве особого горизонта, отличного по условиям формирования от тех сингенетических и эпигенетических скоплений гипса, которые встречаются на большой глубине. Однако накопление приповерхностного гипса нельзя рассматривать, не принимая во внимание огипсованность коренных пород в целом. Именно эти сингенетические и эпигенетические скопления гипса в породах, подвергаясь перераспределению в элювиальных условиях, дали начало скоплениям приповерхностного гипса (в том числе и в покровных суглинках).

Покровные четвертичные отложения в устюртском ландшафте представлены обычно пылеватыми суглинками с включением щебенки коренных пород. Мощность их, как правило, не более 1 м. Исследования В. В. Добровольского (1962) показали, что в отличие от крупных обломков мелкоземистая часть этих отложений не имеет генетической связи с коренными породами и характеризуется довольно однообразным минеральным составом на огромных пространствах Средней Азии. Это заставляет предполагать эоловое происхождение мелкозема. При этом не исключен и последующий разнос мелкозема дождевыми водами. В понижениях типа западин появляется некоторая упорядоченность в механическом составе покровных отложений, крупные обломки обычно занимают нижнюю часть разреза. Покровные суглинки местами гипсоносны, причем на повышениях мезорельефа гипсовый горизонт в них расположен выше, чем в западинах, где он вымыт на большую глубину. Часть гипса в покровных суглинках обязана поступлению с пылью эоло-



вым путем или привносу сульфатов в растворенном виде с атмосферными осадками, но основные концентрации гипса связаны с корой выветривания третичных отложений. В западинах «шестоватый» гипс часто носит следы свежей коррозии с образованием более молодых выделений («псевдомицелий»).

*Почвы.* Обычно горизонт «шестоватого» гипса располагается в основании почвенного профиля, и его можно считать нижним горизонтом элювиальной серо-бурой почвы. В закономерностях строения серо-бурых почв и гипсового горизонта имеется некоторая взаимосвязь. Так, например, в почвах западин верхняя (безгипсовая) часть профиля более мощная, гипс вымыт на большую глубину. Однако, по установившемуся в почвоведении мнению, безгипсовые серо-бурые почвы не теряют при этом своих остальных типических черт. Формирование серо-бурых почв большинство почвоведов связывает также с элювиальными пустынными условиями. Имеется и противоположная точка зрения, сторонники которой считают серо-бурые почвы, включая гипсовый горизонт, реликтом других ландшафтных условий — продуктом гидроморфного почвообразования. Однако для существования гидроморфных почв типа солончаков было необходимо общее повышение уровня грунтовых вод на огромной территории Устья. Значительное повышение уровня грунтовых вод можно связывать только с более влажными климатическими условиями в олигоцен-четвертичное время.

Слабой стороной гипотезы древнесолончакового происхождения серо-бурых почв является то, что она не принимает во внимание других последствий увлажнения климата, которые должны были непременно сказаться на облике пустыни и которые сделали бы невозможным широкое развитие солончаков. Увлажнение климата, очевидно, выразилось бы в увеличении атмосферных осадков, а следовательно, в усилении процессов эрозии. Это привело бы к разрушению пластовых равнин, к увеличению дренированности территории, и в результате уровень подземных вод не мог бы подняться к поверхности. Формирование древних солончаков на Устье возможно в начальную стадию последней регрессии моря, в условиях прибрежной равнины. Однако такие солончаки должны быть связаны пространственно с понтическими морскими отложениями и образовывать особую краевую фациальную зону. Насколько известно, гипсоносные серо-бурые почвы не обнаруживают никакой пространственной связи с распространением понтических отложений. Предположение о накоплении гипса в древнегидроморфных почвах допустимо для ландшафтов предгорных равнин, сложенных четвертичными отложениями, но и в этом случае нуждается в уточнении, так как динамические условия осадконакопления на пролювиальных шлейфах исключают широкое развитие солончаков.

*Реликтовые образования.* Исследованиями последних лет обнаружены проявления карста в Центральном Устье (Гольц, 1964; Кузнецов, 1963). В сарматских известково-гипсовых отложениях выработаны карстовые полости, пещеры и открытые провалы глу-



биной до нескольких десятков метров. Развитие некоторых из них ограничено уровнем грунтовых вод. Западины рельефа иногда представляют собой результат оседания отложений над карстовыми полостями. Распределение карстопроявлений на Устюрте неравномерно и обнаруживает тяготение к крыльям антиклинальных структур, где скорость движения подземных вод в сарматских отложениях максимальна. По данным Ю. Я. Кузнецова (1963), наиболее интенсивное развитие карстовых процессов было приурочено к понтической эпохе увлажнения климата (плиоцен), когда часть территории Северного Устюрта была занята водами морской трансгрессии. Понятно, что столь раннее проявление карста исключает последующее развитие на этих участках Устюрта солончаковых ландшафтов, так как условия гидроморфного ландшафта в послепонтическое время привели бы к залечиванию карстовых полостей. В карстовых полостях не обнаружено никаких следов последующего поднятия уровня грунтовых вод. Отсутствие натечных образований свидетельствует о том, что опускание уровня грунтовых вод (базиса карста) опережало развитие карстовых форм. По-видимому, опускание уровня грунтовых вод после регрессии моря было необратимым, но ступенчатым процессом, в результате чего и сформировалось несколько эпигенетических гипсовых горизонтов в толще сарматских отложений.

### Выводы

Интенсивное приповерхностное огипсование пород в устюртском геохимическом ландшафте есть следствие формирования своеобразной коры выветривания на осадочных породах, содержащих менее концентрированные выделения гипса. В отличие от классических кор выветривания гумидного климата эта кора формируется частично при восходящем движении поровых растворов в мощной зоне аэрации, что приводит к переносу солей в верхние горизонты и выпадению сульфата кальция на определенной глубине. Процессы разрушения алюмосиликатов и образования тонкодисперсной массы, происходящие в буром горизонте пустынных почв (Лобова, 1960; Решетов, 1971), можно рассматривать как часть общего процесса формирования подобной коры выветривания. Устюртский ландшафт не содержит реликтов гидроморфных условий четвертичного возраста.

### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. С., Фокин А. С. Геологическое строение северо-западной части Центрального Устюрта. — В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). Изд-во «Недра», 1964.
- Алексин А. А. Структурно-тектонический анализ и гипсоносность пород на пр. мере Юго-Восточного Устюрта. — Разведка и охрана недр, 1958, № 8.

- Астафьева Л. Ф.* Геологическое строение, водные ресурсы и нефтегазоносность центральной части увала Карабаур (Устюрт).— В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). Изд-во «Недра», 1964.
- Богородский С. М., Кравчук В. Н., Черняховский А. Г.* Нижне-среднемиоценовый элювий Устюрта.— В сб. «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Вишняков А. С., Куликов Г. В., Соколов В. Н.* О балансе грунтовых вод Северного Устюрта.— Проблемы освоения пустынь, 1970, № 6.
- Гольц С. И.* Рельеф восточной части Центрального Устюрта.— В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» (Труды треста Союзбургаз, вып. 4). Изд-во «Недра», 1964.
- Добровольский В. В.* Характерные черты геохимии ландшафта центральной части Устюрта.— В сб. «Геохимия степей и пустынь». М., 1962.
- Колов С. Н.* Форма кристаллизации гипса в некоторых псевдоморфозах Устюрта.— Бюлл. АН Узб. ССР, 1946, № 7.
- Кирста Б. Т.* Минерализация вод поверхностного стока юго-западной Туркмении.— Проблемы освоения пустынь, 1971, № 2.
- Клейнер Ю. М.* Понтические отложения Северного Устюрта.— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 3.
- Кузнецов Ю. Я.* Карст Устюрта.— Землеведение, 1963, н. с., 6 (46).
- Лобова Е. В.* Почвы пустынной зоны СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Перельман А. И., Батулин С. Г.* Геохимия пустынь СССР. Тезисы докладов Междун. геохим. конгресса. М., 1971.
- Решетов Г. Г.* Серо-бурые почвы древней дельты Кашкадарьи.— Проблемы освоения пустынь, 1971, № 2.
- Федорович Б. А.* Особенности миграции растворов и образования кор и карста в пустынях.— В сб. «Общие вопросы карстоведения». Изд-во АН СССР. М., 1961.
- Физико-географический атлас мира. Изд-во АН СССР и ГУГК ГК. М., 1964.



## О ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЯХ ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ ПУСТЫНЬ В АНТРОПОГЕНЕ

В последнее время существенно возрос интерес к новейшей геологической истории пустынь. Это связано с их хозяйственным освоением, в том числе с открытием месторождений ряда полезных ископаемых, формирование которых происходило в обстановке гипергенеза на протяжении последних миллионов лет. Особенность пустынь заключается в слабом развитии четвертичного покрова. Это обстоятельство, а также неясность в вопросе о том, какое палеогеографическое значение имеет то или иное явление, обнаруживаемое в компонентах ландшафта пустынь, затрудняет изучение их новейшей геологической истории. Использование ряда новых фактических данных в целях палеогеографии встречает затруднения, так как часто мы не знаем, какую информацию о климате и ландшафте несут эти данные.

Значительные трудности возникают при возрастной корреляции четвертичных отложений потому, что в разных районах комплекс применяемых методов исследования может оказаться различным. В районах с фаунистически охарактеризованными отложениями преобладающее значение придается биостратиграфическому методу, в районах с хорошо выраженным геоморфологическим контролем — геоморфологическому. Особая трудность создается в пустынных районах, покрытых маломощными субаэральными четвертичными отложениями, а иногда и лишенных существенного четвертичного покрова. Здесь не применим биостратиграфический метод и затруднен геоморфологический, поскольку неясно происхождение многих форм рельефа. Не рассматривая подробно эту проблему, укажем, что наиболее целесообразный путь к объединению местных стратиграфических схем лежит, как нам кажется, через предварительное районирование пустынных областей по типам четвертичного литогенеза. Тогда палеогеографические реконструкции в пределах развития одного типа литогенеза будут построены на одинаковой методической основе. Это соответствует общей методологии исследований плейстоцена (Марков и др., 1968), которая базируется на признании метакронности изменений природы и индивидуальности развития отдельных территорий и требует выделения типов страторайонов, а также более дробных таксономических единиц.

В настоящее время суждения о палеогеографической обстановке

пустынь в антропогене базируются на наблюдении широкого круга явлений. Все показатели палеогеографической обстановки могут быть сгруппированы в соответствии с принадлежностью их к методам исследования. Ниже кратко перечислены важнейшие группы этих показателей и отмечена специфика некоторых конкретных явлений. Более подробно рассмотрено палеогеографическое значение почвенно-геохимических показателей, которые были изучены автором.

*Палеонтологические и палеоботанические показатели* наиболее однозначно определяют ландшафтную обстановку. Однако в связи с интенсивной минерализацией органического вещества в ходе биологического круговорота четвертичные отложения пустынь весьма бедны ископаемыми остатками. Обычно наиболее интересные находки ископаемой фауны делаются в пещерах, где костные остатки животных хорошо сохраняются. Возрастная связь отложений пещер с субаэральными отложениями пустынь часто остается невыясненной. Трактовка комплекса фауны обязательно должна учитывать значительную сезонную миграцию пустынной фауны. При оценке флористических ассоциаций необходимо учитывать современную распространенность отдельных видов растений.

Пример правильного решения вопроса о палеогеографическом значении данных споро-пыльцевого анализа приводит Б. А. Федорович (1946). Собранные им данные показали, что саксауловая флористическая ассоциация существовала на равнинах Средней Азии не только на протяжении всего четвертичного периода, но и на протяжении плиоцена. Казалось бы, это свидетельствует о неизменном климатическом режиме данной территории. Однако, рассмотрев географическое распространение саксауловой ассоциации в настоящее время, Б. А. Федорович делает справедливый вывод о том, что «прекрасно приспособленная к жизни в жаркой пустыне саксауловая ассоциация, как известно, хорошо переносит и большие морозы и, следовательно, могла переносить понижения среднегодовых и особенно зимних температур. И в этом отношении другие факты могут дать иногда более точные суждения о временных изменениях климата, чем растительность» (Федорович, 1946, стр. 164).

*Археологические показатели ландшафтной обстановки* широко используются в последнее время, в особенности французскими исследователями в Африке. В обзоре работ, проведенных в северной Африке, Н. И. Кригер (1962) указывает: «В полном согласии с геологическими и археологическими данными следует заключить, что в неолите климат Сахары и Египта был более влажным, чем в настоящее время» (стр. 35). Однако в той же работе Н. И. Кригер указывает и на целый ряд трудностей в решении вопроса о соотношении форм рельефа и приуроченных к ним культур. Сама по себе заселенность пустынь древним человеком, очевидно, не является показателем смягчения климатических условий. Есть основания считать, что независимо от колебаний климата доисторический



человек предпочитал сухие безлесные территории дельтам и поймам рек. Надежные палеоклиматические реконструкции базируются обычно на более частных показателях (например, на составе так называемых «кухонных отбросов»). Эти показатели довольно надежно определяют такие особенности палеогеографии, как растительный и животный мир, наличие водоемов и т. д., однако археологические находки не всегда удается связать с геохронологией. Например, доисторические культуры Сахары залегают, как правило, на современной поверхности земли (Алиман, 1960). А. Алиман указывает, что это затрудняет возрастную датировку доисторических культур. Она считает недостатком то обстоятельство, что изучение культур происходит независимо от геологического обоснования хронологии. На это можно возразить, что у геологов за недостатком собственных критериев также появляется соблазн использовать археологические работы для палеогеографических построений; при этом часто они не задумываются над тем, каким путем археолог пришел к выводу о возрасте находки. Это может привести к логическому замкнутому кругу, и не случайно Ф. Цейнер во введении к своей широко известной книге «Плейстоцен» пишет следующее (Цейнер, 1963, стр. 17): «вместо привязки отдельных этапов эволюции человека к геологической хронологии и определения с помощью последней переломных моментов в биологическом и материальном развитии человека было признано, что последовательность человеческих культур достаточно хорошо известна, чтобы пользоваться ею для датировки возраста геологических образований. Результаты такой логической перестановки привели к прискорбной путанице, которую удастся изжить лишь постепенно.» (стр. 17). Поэтому вслед за Ф. Цейнером можно пожелать, чтобы каждый метод, дающий материал для палеогеографических построений, развивался независимо.

*Геоморфологические показатели палеогеографической обстановки* являются, пожалуй, наиболее спорными даже в тех случаях, когда они относятся к аккумулятивным формам рельефа. А. Алиман (1960) считает, что террасы уэдов (сухих русел) Сахары отражают изменения климата. Н. И. Кригер (1962), соглашаясь с тем, что уэды Сахары безусловно свидетельствуют о бывших более влажных климатических условиях, отмечает: «Странно, что уверенность в климатическом значении флювиальных террас существует наряду с нерешенностью вопроса о взаимоотношении аккумулятивной и эрозивной фаз флювиального цикла с плювиальными и аридными эпохами» (стр. 52). Добавим к этому нерешенность вопроса о факторах образования таких форм рельефа, как бессточные впадины в Средней Азии или террасы морских побережий в Африке. Более определенно палеогеографическое значение эоловых форм рельефа, например, различных видов рельефа песчаной пустыни (Мамедов, 1964).

Существует многочисленная литература, посвященная описанию погребенных и реликтовых геоморфологических признаков



мерзлотных явлений в пустынях. На основании их сходства с явлениями, развитыми в зоне вечной мерзлоты, делаются выводы о былом распространении вечной мерзлоты в пустынях. Б. А. Федорович (1962), рассматривая этот вопрос, делает вывод, что морозобойные трещины и следы солифлюкционного смятия не являются диагностическими признаками перигляциальных условий.

*Литолого-фациальные показатели палеогеографической обстановки.* Аккумулятивные отложения пустынь обычно несут достаточно информации о ландшафтной обстановке в период осадконакопления. Задача состоит в правильной расшифровке этой информации. Основная опасность заключается в возможности принять фациальные различия в осадках за стратиграфические, и наоборот, на что справедливо указал в своей монографии Н. И. Кригер (1962). Поэтому все суждения о смене палеогеографических условий желательно ограничивать пределами отдельных структурно-фациальных зон, а закономерности, установленные для одной зоны, нельзя механически переносить на другую. Прежде чем говорить о палеогеографическом значении того или иного явления, обнаруженного в вещественном составе четвертичных отложений, необходимо их стратиграфическое подразделение на основе какого-либо независимого фактора. В качестве такого независимого фактора обычно используется геоморфология. В районах с активной неотектоникой в Средней Азии и Сахаре обычно принято с достаточным основанием считать, что более высокие поверхности пролювиальных шлейфов (и составляющие их отложения) являются и более древними. Однако такой подход базируется на гипотезе об однонаправленном ходе тектонических движений. Наряду с участками, в которых положение разновременных осадков подчинено геоморфологическому контролю, существуют участки длительного опускания, где отложения более молодого цикла накладываются с размывом или согласно на отложения предыдущего цикла. В районах с блоковой новейшей тектоникой четвертичный покров может быть дислоцирован.

В. М. Железнов (1962) указывает, что четвертичные отложения пролювиального типа в Юго-Западных Кызылкумах встречаются на выровненных водоразделах горных сооружений. Превышение этих водораздельных поверхностей над предгорной равниной 150—200 м. Дислоцированность четвертичного покрова в Северном Приаралье отмечает А. Л. Яншин (1953). В почвах пустынь обнаруживаются следы разрывных нарушений, возникающих в ходе альпийской тектонической деятельности (С. Г. Батулин, 1970 г.). В районах с альпийской тектоникой прослеживание литологических признаков часто представляет единственную возможность стратиграфической корреляции отложений. Алиман (Alimpen, 1957) показала возможность стратиграфических корреляций по математически обработанным данным гранулометрического анализа. Иногда отложения одного возраста устойчиво сохраняют присущий им цветовой оттенок независимо от колебаний фациального спектра в пределах пролювиального шлейфа. Наряду с этим



всегда существует опасность того, что геоморфологи в своих исследованиях пустынного рельефа будут опираться на данные по возрасту четвертичных отложений, а эти данные в свою очередь были получены из соображений о возрасте поверхностей. Таким образом, возможно создание методологического порочного круга, аналогичного тому, о котором упоминалось выше.

В пустынях, характеризующихся активной неотектоникой и расчлененным рельефом, пролювиальные шлейфы, примыкающие к поднятиям, представлены грубозернистым, слабо сортированным материалом, отложенным временными солевыми потоками. Вне русловых фаций никаких следов постоянной циркуляции воды (в виде водоносных горизонтов) в осадке после его отложения обычно не наблюдается.

В отдельных возрастных генерациях пролювия при их прослеживании на больших пространствах можно встретить ограниченные по площади участки, где в отложениях встречаются признаки постоянного переувлажнения в прошлом. Наиболее яркими из таких признаков являются псевдоморфозы солей по корням растений, что позволяет классифицировать подобные участки как фации древних солончаков. Наличие таких фаций может быть истолковано двояким образом. Либо эти участки служили местами разгрузки вод более глубоких напорных водоносных горизонтов, либо отложения данной возрастной генерации пролювия формировались в более мягких климатических условиях, допускавших существование, хотя бы в отдельных местах предгорной равнины, постоянного грунтового стока с относительно высоким уровнем грунтовых вод. Без выяснения генетического типа солончаков следы их развития нельзя истолковывать как признаки изменения климата. Решение вопроса о типе солончаков представляет интерес для уточнения ряда проблем генезиса «гидрогенных» месторождений полезных ископаемых.

*Почвенно-геохимические показатели палеогеографической обстановки.* Наиболее спорным является палеогеографическое значение гипсоносности и карбонатности пустынных кор выветривания и почв.

Ландшафтоведам, почвоведам и геологам, работающим в пустыне, знакомы белые или буроватые туфовидные гипсовые образования, развитые непосредственно у поверхности или на глубине нескольких десятков сантиметров. В грубощебенистых отложениях гипс образует бородчатые наросты на щебне, а при больших скоплениях — сплошные массы крупных кристаллов призматического и тонкопластинчатого габитуса, получившие название горизонтов шестоватого гипса (Добровольский, 1966). С глубиной количество гипса, как правило, уменьшается и пористые массы по резкой границе переходят в другие формы кристаллизации сульфата кальция, составляющего цемент обломочных пород. Приповерхностный гипс часто отмечается и на породах, содержащих ничтожное количество серы (гранитах).



А. И. Перельман (1959) считает как плотный гипсовый цемент в четвертичных отложениях, так и горизонты шестоватого гипса реликтами гидроморфного солончакового почвообразования. Е. В. Лобова (1956) считает, что географическое распространение шестоватого гипса в пустынных почвах свидетельствует о приуроченности гипсоносных почв к элювию третичных морских отложений. В доказательство приводится факт обнаружения мелководной морской фауны фораминифер в шестоватом гипсе на плато Каплан-Кыр, что, по мнению Е. В. Лобовой, «ясно говорит о морской природе шестоватых гипсов» (Лобова, 1956, стр. 94). Заметим, что фораминиферы служат обычно показателем нормально-морских или опресненных бассейнов, но не засоленных лагун, в которых может отлагаться гипс. В горизонтах шестоватого гипса можно обнаружить включения любого материала вмещающих пород — обломочный материал, конкреции различного состава, остатки фауны и т. д. Географическое распространение приповерхностного шестоватого гипса, конечно, гораздо шире, чем распространение морских осадков. В частности, на обширных пространствах Кызылкумов распространены древнеаллювиальные и пролювиальные грубообломочные отложения, в которых на глубине 1—2 м почти повсеместно встречается шестоватый гипс в виде горизонтов или отдельных наростов под обломками пород.

А. Н. Розанов (1951) при объяснении происхождения гипсовых горизонтов в сероземах придерживался другой концепции. По его мнению, гипсовые горизонты образовались в условиях элювиального почвообразования и накопление гипса связано с окислением сульфидов, содержащихся в коренных породах. По поводу этих построений следует согласиться с А. И. Перельманом (1956), указавшим на несоответствие тех значительных скоплений гипса, которые наблюдаются в пустынных корах (до 50—70 %), валовому содержанию серы в неокисленных породах, которое обычно не поднимается выше 1 %. А. И. Перельман отметил также, что в этих горизонтах должны были бы наблюдаться эквивалентные концентрации железа, которые в действительности отсутствуют.

Вопрос о природе горизонтов шестоватого гипса является частью более общего вопроса о происхождении значительных аккумуляций сульфата кальция в пустынной коре выветривания. Многочисленные наблюдения показывают, что шестоватая форма гипса является следствием пустынно-элювиального преобразования гипсов любого происхождения, в том числе древнесолончаковых, лагунных, гидротермальных. А. Н. Розанов совершенно справедливо отметил, что морфологическая структура горизонтов шестоватого гипса с очевидностью указывает на их элювиальное происхождение. Но одно дело — морфология выделений, а другое — возможность поверхностной аккумуляции гипса при элювиальном метаморфизме пород с кларковым содержанием серы.

Вопрос о высокой гипсоносности коры выветривания и континентальных отложений может быть решен на основе сопоставления



исторического развития различных пустынь земного шара. Попытка такого сопоставления предпринята в одной из статей автора (Батулин, 1966), в которой отмечено, что повышенная гипсоносность коры выветривания и континентальных отложений пустынь с коротким периодом континентального развития связана с тем, что к началу неоген-четвертичного времени их территория была покрыта мощной толщей морских пород мезо-кайнозоя с большим запасом солей в подвижной форме. В свете этого утверждение Е. В. Лобовой о связи гипсоносных почв с морскими осадочными породами справедливо лишь в том смысле, что размыв этих пород в областях тектонических поднятий сопровождается миграцией сульфатов различными путями и их концентрацией в коре выветривания и континентальных отложениях далеко за пределами морских пород. В ходе денудации сульфат кальция не вымывается из пустынной коры выветривания, а при длительном элювиальном режиме занимает вполне определенное положение в профиле, приобретая характерную шестоватую форму. Значительная концентрация гипса в элювии связана с тем, что фиксируемые геологами морфологически выраженные пустынные гипсовые коры имеют намного меньшую мощность, чем зона аэрации, частью которой эти коры являются и в пределах которой происходит движение поровых растворов, содержащих сульфат-ион и кальций. Первоначальное гипсонакопление во многих случаях было связано с испарением грунтовых вод в солончаках, т. е. в условиях маломощной зоны аэрации. Поэтому горизонты шестоватого гипса могут формироваться и на породах древнесолончаковых фаций в ходе их эволюции в элювиальные ландшафты.

Шестоватый гипс встречается и на выходах пород, содержавших сульфидную минерализацию. В этом случае он сопровождается скоплениями гидроокислов железа. На выходах пород, содержащих жильные скопления гипса, наблюдается развитие шестоватого гипса по трещинам, заполненным первичным прозрачным, пластичатым гипсом, который как бы «разъедается» вблизи поверхности. В промежуточной зоне можно обнаружить отдельные реликты прозрачного гипса, «обросшие» шестоватым гипсом. В нефтегазовых районах приповерхностный гипс появляется в результате эпигенетических процессов над залежами углеводородов в карбонатных породах. Окисление органических веществ приводит к обогащению поровых растворов углекислотой; в результате повышается растворимость карбонатов и идет замещение кальцита гипсом с одновременным образованием соды, которая выносится из зоны аэрации с просачивающимися водами (реакция Гильгарда).

Помимо наличия скоплений сульфата кальция, основным условием формирования шестоватого гипса является длительный пустынно-элювиальный режим без существенной денудации. Поэтому, чем древнее поверхность, тем ярче выражены горизонты шестоватого гипса, если они не были корродированы в периоды смягчения климата. В разрезе пролювия часто отмечаются не только при-



поверхностные горизонты шестоватого гипса (кора выветривания), но и гипсовый цемент на глубине. Происхождение этого цемента связано с испарением жидкой фазы после отложения очередной порции осадка временными селевыми потоками. Кроме того, в четвертичных грубообломочных отложениях горизонты шестоватого гипса могут быть связаны с перекристаллизацией обломочного гипса в условиях зоны аэрации при режиме влажности, характерном для пустынных элювиальных почв. Включения обломочного гипса часто обнаруживаются в молодых делювиально-пролювиальных отложениях некоторых пустынь — там, где имеются гипсоносные породы в коренном залегании. Однако для морфологического превращения этих включений необходимо, как уже сказано, длительное время, а возможно и более благоприятный режим почвенной влаги. В работе Б. В. Горбунова с соавторами (1949) отмечено следующее: «Затрудненность перераспределения гипса в почвенной толще и столь обильного его скопления при современных климатических и гидрогеологических условиях Усть-Урта может быть проиллюстрирована отсутствием гипсового горизонта в почвах, развитых на современных (позднечетвертичных) пролювиально-делювиальных наносах, имеющих некоторое распространение у основания внутренних и внешних чинков. Гипсовый горизонт в них отсутствует несмотря на то, что обломки гипсовых кристаллов наряду с обломками известняка и мергеля составляют нередко скелетную основу этих наносов» («Почвы Узбекской ССР», т. 1. Ташкент, 1949, стр. 118).

В приводораздельных частях пустынных низкогорных массивов, сложенных кристаллическими породами, огипсование в отличие от предгорных равнин не проявляется в виде сплошного горизонта, а развито лишь в местах сильной трещиноватости коренных пород. Обычно накоплению гипса сопутствует накопление мелкозема, заполняющего те же трещины в скальных породах. Происхождение мелкозема здесь связано в основном с эоловым привносом. Об этом свидетельствует отсутствие водно-аккумулятивных отложений и других признаков былых гидроморфных условий почвообразования. Нет также признаков сильного элювиального метаморфизма песчаников и сланцев палеозоя, за счет которого мог накопиться сульфат кальция в коре выветривания. Единственным процессом накопления здесь гипса был, по-видимому, эоловый привнос его вместе с пылью, а также привнос сульфата кальция в растворенном виде с атмосферными осадками. Наряду с этим следует считаться с наличием существенного количества сульфатов в составе твердых и жидких включений в минералах кристаллических пород.

По данным Д. Н. Хитарова (1965), в минералах пегматитов и вмещающих гранитов Центрального Казахстана содержание сульфатной серы ( $SO_4$ ) во включениях колеблется от следов до 70 мг на 100 г породы, кальция — от 1 до 11 мг на 100 г. Приняв в качестве среднего содержание кальция 4 мг на 100 г и учтя, что эквивалентное содержание  $SO_4$  должно быть равно 10 мг на 100 г,



получим, что при физическом выветривании (превращении в мелкозем)  $1 \text{ м}^3$  гранита с объемным весом  $2,5 \text{ т/м}^3$  в пустынный ландшафт поступает  $350 \text{ г/м}^2$   $\text{CaSO}_4$ . Пути миграции освободившихся солей и мелкозема на пустынных возвышенностях разделяются: мелкозем в основном выносятся ветром, а освободившиеся при выветривании соли подвергаются вымыванию в зону трещиноватости. Поступление сульфата кальция в указанных количествах вполне может обеспечить образование тех борозчатых наростов гипса, которые встречаются на обломках скальных пород. Таков геохимический аспект физического пустынного выветривания. Как всякое элювиальное образование приповерхностный гипс подвергается эрозии при развитии рельефа. Часто приходится встречаться с признаками коррозии шестоватого гипса на участках повышенной влажности в коре выветривания. В результате работы ветра и просадочных явлений на пролювиальных равнинах образуется чередование микрозападин и микроповышений. В развивающихся микрозападинах собираются атмосферные осадки, что приводит к повышению влажности пород и растворению солей. Горизонты приповерхностного гипса на этих участках обычно сильно корродированы сверху, имеют неровную верхнюю границу, а иногда и полностью уничтожены. На их месте формируются более молодые солевые образования в виде белой, мучнистой, обычно влажной гипсовой сыпучки, иногда в виде псевдомицелия. Таким образом, признаки коррозии гипсового горизонта также имеют палеогеографическое значение — они свидетельствуют об изменении режима влажности пород в зоне аэрации.

Пустынные равнины Средней Азии покрыты преимущественно так называемыми серо-бурыми почвами (Буцков, Насыров, 1961). Об условиях их формирования нет единого мнения, однако все исследователи подчеркивают древний возраст этих почв. В профиле серо-бурых почв отчетливо различаются два горизонта. Верхний, мощностью  $5\text{--}10 \text{ см}$ , представлен серым слабо уплотненным пылеватым песком, иногда обнаруживающим тонкую субгоризонтальную слоистость. Содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов в этом горизонте иногда достигает  $8\text{--}10\%$ ; однако карбонаты не образуют макроскопических стяжений и представлены в основном тонко распыленными выделениями. Часто верхний горизонт не содержит карбонатов. Нижний горизонт бурый, плотный, мощностью  $20\text{--}25 \text{ см}$ . Верхняя граница его отчетливая. Этот горизонт содержит карбонаты, выделяющиеся в виде хорошо заметных светлых стяжений  $\text{CaCO}_3$  («глазков»), которые чаще концентрируются в нижней части. Под ними обычно обнаруживается гипс, образующий сплошной горизонт, распространение которого подчинено несколько иным закономерностям, нежели распространение двух верхних горизонтов профиля серо-бурых почв. Те исследователи, которые настаивают на соответствии серо-бурых почв современным физико-географическим условиям (Лобова, 1956), считают, что гипсовый горизонт древнее, чем остальной части почвенного профиля.



В распределении карбонатов по профилю серо-бурых почв обнаруживаются противоречивые черты. Н. А. Буцков и Я. М. Насыров (1961) указывают на случаи совпадения карбонатных и гипсовых выделений. Во многих случаях максимальное содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов обнаруживается не в горизонте морфологически выраженной карбонатности («глазковым»), а в верхнем горизонте и плавно убывает книзу. При объяснении этих особенностей большое значение придают биогенному накоплению карбонатов (Горбунов и др., 1949, Лобова, 1956). А. И. Перельман (1955) считает бурый («глазковый») горизонт реликтом древнесолончаковой стадии.

Неясность генезиса серо-бурых почв порождает неопределенность их систематического положения. Ранние исследователи (Неуструев, 1926 г.), пришедшие в пустыни Средней Азии с представлениями о зональности почв на Русской равнине, считали серо-бурые почвы крайним южным членом такой зональности. Действительно, серо-бурые почвы сближаются с бурыми почвами сухих степей по некоторым признакам. И. П. Герасимов и М. А. Глазовская (1960 г.) отмечают большое морфологическое сходство серо-бурых почв с бурыми почвами сухих степей зоны умеренного климата. Однако после работ Е. П. Коровина (1934, 1962), Е. П. Коровина и А. Н. Розанова (1938) пришлось отказаться от концепции о принадлежности равнин и предгорий Средней Азии к умеренному климатическому поясу. Упомянутые исследователи обратили внимание на наличие в климате Средней Азии теплого и влажного весеннего периода, который накладывает глубокий отпечаток на ритм вегетации и на почвообразование. По их мнению, климат и условия почвообразования в Средней Азии более соответствуют субтропическому поясу. Эта точка зрения хорошо согласуется с наличием в буром горизонте почв признаков ферраллитного выветривания в виде повышенного содержания свободных полуторных окислов. При объяснении условий образования серо-бурых почв пустынных равнин А. Н. Розанов, который называл эти почвы кыровыми сероземами, исходил из представления о неизменности климатических условий в области распространения этих почв в четвертичное время. Он допускал только возможность некоторого усиления «субтропичности» климата в отдельные моменты времени. Наряду с этим он указывал, что ряд особенностей, свойственных бурому горизонту этих почв, не соответствует современной направленности почвообразующих процессов. Итак, существуют следующие три точки зрения в вопросе о происхождении серо-бурых почв:

1. Серо-бурые почвы представляют частный случай сероземного (субтропического) почвообразования. Они образовались за счет элювиального метаморфизма пород, причем определяющим фактором выветривания и почвообразования является наличие относительно влажной весенней фазы в климате пустынь. Предполагается, что в прошлом влияние этой фазы было более значительным (Розанов, 1951). Как указывалось, принадлежность серо-бурых почв



к «сероземной зоне» большинства почвоведов оспаривается на основании различий в гумусности и карбонатности почв пустынных равнин и типичных предгорных сероземов. Эта гипотеза удовлетворительно объясняет повышенное содержание полуторных окислов в буром горизонте В. Однако попытка объяснить субтропическим выветриванием накопление значительных количеств гипса в нижней части профиля несостоятельна, что было отмечено А. И. Перельманом (1956).

2. Серо-бурые почвы образовались элювиальным путем, в климатических условиях, близких к современным. Для образования их необходимо длительное время, и потому их полноразвитые представители встречаются на наиболее древних поверхностях (Лобова, 1956). Гипсовый горизонт не относится к профилю серо-бурых почв; гипсоносные почвы являются частным случаем, и генезис гипса не обсуждается или обсуждается отдельно. Е. В. Лобовой и узбекскими почвоведом, придерживающимися близкой точки зрения (Горбунов и др., 1949, Генусов и др., 1960), правильно отмечены некоторые общие черты в свействах серо-бурых и других типов пустынных элювиальных почв. Однако представление об общности всех пустынных элювиальных почв основано на принижении таксономического значения почвообразующей породы, различные структурно-текстурные признаки которой, в том числе наличие реликтов более древних почв, могут сильно повлиять на строение профиля современной пустынной почвы. Этим, в частности, объясняется разнообразие карбонатного профиля серо-бурых почв. Взгляд на серо-бурые почвы как на современные элювиальные почвы пустынь разделяется сейчас большинством почвоведов, хотя в ранних работах некоторые представители этой группы (Горбунов и др., 1949) указывали, что многие особенности серо-бурых почв являются результатом наложения современных процессов почвообразования на более древние. Сильной стороной исследований, проведенных почвоведом, придерживающимися данной точки зрения, является изучение ими комплексности почв. Эта комплексность выражается в закономерном чередовании почвенных разностей по степени солонцеватости, гипсоносности и другим признакам (Буцков, Насыров, 1961). Возникновение комплексности связано с влиянием растительности на почвенный покров и с неоднородностью геологического строения.

3. Серо-бурые почвы являются реликтом древнего гидроморфного почвообразования. В наиболее последовательном виде эта точка зрения развита А. И. Перельманом (1949 г. и последующие работы). По его представлениям, эти почвы формировались на равнинах с неглубоким залеганием грунтовых вод. Особенности профиля зависят от геоморфологических условий и химизма грунтовых вод. В сульфатных солончаках при наличии органических остатков происходило микробиологическое восстановление серы сульфатов, связывание железа в форме гидротроилита и образование черных грязевых горизонтов. Впоследствии с понижением базиса эрозии



супераккумулятивные условия сменились элювиальными. Сульфаты и карбонаты остались в почвенном профиле. Сульфиды в грязевом горизонте окислились, и образовавшиеся окислы железа придают красноватый оттенок горизонту *B*.

Эта точка зрения хорошо объясняет количественную сторону процесса соленакопления, но она противоречит некоторым геологическим фактам. Ареной распространения серо-бурых почв являются главным образом пролювиальные равнины, водный режим которых исключал широкое развитие солончаков. Напротив, аллювиальные равнины представляли идеальную возможность для широкого развития в прошлом солончаков. Однако примеры эволюции типичных аллювиальных солончаков в серо-бурые почвы не известны. Как отмечалось, приповерхностный гипс не является непосредственным показателем существования в прошлом солончаков и древние солончаки не единственный источник гипса. Отметим также, что по данным микроморфологических исследований яркая окраска горизонта *B* связана не с наличием свободных окислов железа, как это было бы в случае окисления гидротроилита, а с повышенным содержанием окрашенной глинистой массы, накопление которой объясняется не только выветриванием в этом горизонте, но и вымыванием тонкодисперсных частиц из верхних горизонтов (Добровольский, 1961).

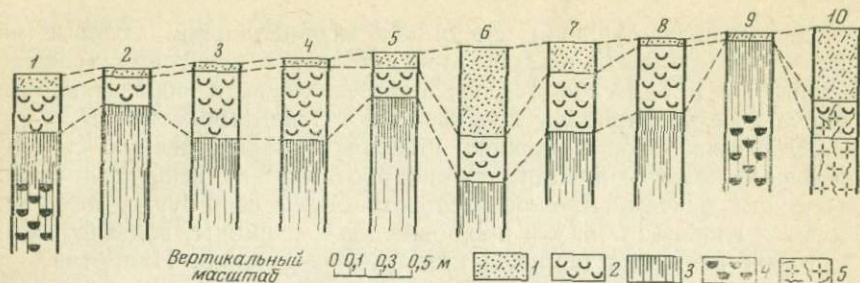
Вторая из рассмотренных точек зрения кажется наиболее обоснованной, однако она нуждается в большем учете факторов четвертичной истории и влияния подстилающих пород на почвообразование. Многие факты свидетельствуют о большой древности серо-бурых почв. Наблюдая распространение горизонта *B* хорошо прослеживающегося благодаря бурой окраске и характерным стяжениям карбонатов, можно обнаружить участки, где он срезается новейшей эрозией или погружается под отложения новейшего цикла седиментации.

Таким образом, с современной поверхностью этот горизонт местами соотносится не как современное почвенное образование, а как геологическое тело. На фигуре представлена серия почвенных разрезов на поверхности пролювиального шлейфа в Центральных Кызылкумах, условно датированного индексом  $Q_2$ . Профиль проходит от внешнего к внутреннему краю пролювиального шлейфа. Шурфы расположены по прямой через 100 м. Крайний справа разрез (10) иллюстрирует положение почвы уже на элювии гранитов. В остальных разрезах почвы развиты на грубообломочных пролювиальных отложениях.

В разрезах 10; 6 отчасти в 5 и 7 бурый иллювиальный горизонт погребен под более молодыми отложениями (эти шурфы расположены в ложбине). В разрезе 9 на микроповышении бурый горизонт эродирован.

На фигуре в шурфах 1 и 9 отмечен еще один более глубокий горизонт карбонатных конкреций, не относящихся к профилю серо-бурых почв. На присутствие второго карбонатного горизонта,





Изменение глубины залегания бурого карбонатного («глазкового») горизонта серо-бурой пустынной почвы на отложениях пролювиального шлейфа

Шурфы расположены по прямой через 100 м. Повышение рельефа в сторону гор показано условно, как равномерное. Шурф № 6 расположен вблизи ложбины, заполненной молодыми отложениями, перекрывающими бурый горизонт. Шурф № 9 — на микроповышении, где почва эродирована. В шурфе № 10 бурый горизонт с «глазками» карбонатов расположен непосредственно на гранитах.

1 — современные пролювиальные отложения (в случае малой мощности неотделимы от горизонта А серо-бурой почвы); 2 — бурый уплотненный горизонт серо-бурой почвы с белыми конкрециями («глазками») карбонатов; 3 — гипс в породах; 4 — карбонатные конкреции в породах; 5 — пустынная кора выветривания гранитов

не относящегося к профилю серо-бурых почв, указывает также Е. В. Лсбова (1956, 1960).

По условиям распространения бурых карбонатных почвенных горизонтов можно выделить два типа поверхностей: 1) поверхности, на которых бурые горизонты широко распространены в различных условиях мезорельефа; 2) поверхности, на которых участки с бурыми карбонатными горизонтами чередуются с участками их отсутствия (пример — см. на фиг. ).

Поверхности первого типа более молодые (моложе  $Q_2$ ). Почвообразующие породы здесь представлены пролювием с большим количеством пятнистых выделений карбонатов по всей толще. Эти пятнистые выделения образуют достаточно протяженные погребенные горизонты межседиментационных почв, не имеющих иллювиального бурого горизонта. Образование этих почв связано с субэральным диагенезом вслед за отложением осадка при насыщении его относительно маломинерализованными гидрокарбонатными водами. Последний, верхний, карбонатный горизонт соответствует моменту прекращения осадконакопления данного цикла. Он включен в сферу формирования элювиальных серо-бурых почв, в результате чего приобрел бурю окраску, а карбонаты частично перераспределились.

Поверхности второго типа характеризуются комплексным почвенным покровом. В условиях слабоволнистого рельефа на повышениях иллювиальный пятнисто-карбонатный бурый горизонт слабо выражен, часто эродирован. В понижениях (западинах) карбонатный горизонт ярко выражен, иногда он коричнево-бурый с

характерной ореховато-столбчатой отдельностью. В современных мелких ложбинах стока этот горизонт часто погребен под молодыми отложениями.

Поверхности второго типа сложены различными породами, в том числе доантропогеновыми.

На поверхностях второго типа формирование почв с уплотненным бурым горизонтом происходило одновременно с формированием аналогичных почв на поверхностях первого типа, т. е. в конце предсовременного цикла аккумуляции пролювия ( $Q_3$ ). Поскольку пролювий более ранних генераций сильнее огипсован, чем  $Q_3$ , то на поверхностях второго типа, свободных от гипса, проявлено только в западинах. Серо-бурые почвы на поверхностях обоих типов являются древними, так как местами перекрыты маломощными современными ( $Q_4$ ) эоловыми и пролювиальными накоплениями. Но время формирования почв на поверхностях второго типа в отличие от времени формирования почв на поверхностях первого типа не соответствует времени формирования самой поверхности.

Пролувиальные отложения, которыми завершилось формирование поверхностей первого типа, имеют некоторые особенности, позволяющие понять причину повсеместного распространения на них почв с бурым горизонтом. В этих отложениях мало гипса, они имеют буроватую окраску мелкоземистой массы и содержат многочисленные реликты погребенных полугидроформных (такырных, лугово-карбонатных) почв. Это позволяет считать влажность серо-бурых почв в начале их формирования несколько более высокой, чем в современных условиях.

## Выводы

1. Среди различных показателей палеогеографической обстановки пустынь в антропогене важное место занимают почвенно-геохимические показатели. Для успешного применения данных палеопочвоведения при палеогеографических реконструкциях необходимо более детальное изучение вещественного состава молодых, древних и погребенных почв и их сопоставление.

2. Серо-бурые почвы пустынь имеют древний возраст. Начало их формирования в Кызылкумах при четырехчленном делении антропогена (Мамедов, 1957) соответствует завершению аккумулятивного цикла, условно датируемого индексом  $Q_3$ . Таким образом, полноразвитые профили серо-бурых почв фиксируют поверхность предсовременной аккумуляции пролювия; но, будучи элювиальными, эти почвы развиты и на всех более древних поверхностях равнинного рельефа. Почвы на самых молодых отложениях ( $Q_4$ ) лишены основных признаков серо-бурых почв (уплотненности, ярко-бурой окраски, дифференцированности солей в профиле).

3. Признаки химического выветривания в профиле серо-бурых почв в совокупности с литологическими особенностями синхронич-



ных им отложений позволяют считать влажностный и, возможно, тепловой режим во время их формирования более близким к субтропическим условиям, чем современный режим. Однако в профиле серо-бурых почв нет никаких признаков былых гидроморфных условий. Форма выделения гипса в нижней части профиля элювиальная. Источники происхождения сульфата кальция разнообразны. По поводу увлечений «палеогидроморфизмом» следует согласиться с мнением академика И. П. Герасимова: «...Разнообразные признаки «гидроморфизма», которые истолковываются... только как реликты «гидробиоаккумулятивной» стадии в общей эволюции почв, т. е. при образовании их под прямым воздействием постоянных грунтовых вод, во многих случаях сформировались при совсем других водных режимах» (1968, стр. 149).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алиман А. Донсторическая Африка. ИЛ, 1960.
- Батулин С. Г. О типах исторического развития пустынь и факторах соленакопления в геохимическом ландшафте.— В кн. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.
- Буцков Н. А., Насыров Я. М. Почвы Юго-Западных Кызылкумов. Ташкент, 1961.
- Генусов А. З., Горбунов Б. В., Кимберг Н. В. Почвенно-климатическое районирование Узбекистана в сельскохозяйственных целях. Ташкент, 1960.
- Герасимов И. П. О структурных сероземах Туркестана. Труды почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1931, вып. 5.
- Герасимов И. П. Основные этапы развития современной поверхности Турана.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1937, вып. 25.
- Герасимов И. П. Метаморфоз почв и эволюция типов почвообразования.— Почвоведение, 1968, № 7.
- Горбунов Б. В., Кимберг Н. В., Шувалов С. А. Место Узбекистана в схеме почвенно-климатической зональности СССР.— В кн. «Почвы Узбекской ССР», т. 1. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1949.
- Добровольский В. В. Типоморфные новообразования в четвертичных отложениях пустынной зоны СССР.— Почвоведение, 1961, № 10.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. Изд-во «Недра», 1966.
- Железнов В. М. Некоторые черты четвертичных тектонических движений в Юго-Западных Кызылумах (горы Ауминзатау и Кульджуктау).— Труды Главгеологии Узб. ССР. Сб. Геология, 1962, № 2.
- Коровин Е. П. Экологические типы пустынь Средней Азии и Казахстана и перспективы их хозяйственного освоения.— В кн. «Хозяйственное освоение пустынь Средней Азии и Казахстана». Москва — Ташкент, 1934.
- Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана, кн. 2. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1962.
- Коровин Е. П., Розанов А. Н. Почвы и растительность Средней Азии как естественная производительная сила.— Труды САГУ, серия XII-a, 1938, вып. 17.
- Кригер Н. И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. Доклады VI Междун. конгрессу почвоведов. Пятая комиссия. Классификация почв. М., 1956.
- Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мамедов Э. Д. К стратиграфии новейших континентальных образований Центральных Кызылкумов.— Труды САГУ им. В. И. Ленина. 1957, вып. ХСІХ.
- Мамедов Э. Д. Пески внутренних Кызылкумов.— Труды Ташк. гос. ун-та им. В. И. Ленина, 1964, вып. 269.

- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. Изд-во «Высшая школа», 1968.
- Перельман А. И. Ископаемые и реликтовые почвы пустынь Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1949, LXIX, № 6.
- Перельман А. И. Рец. на книгу А. Н. Розанова «Сероземы Средней Азии».— В сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. Древние почвы пустынь Средней Азии.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 25.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— В кн. «Проблемы палеогеографии четвертичного периода» (Труды ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37).
- Федорович Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, 1962, 19.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн. «Минеральные микровключения». Изд-во «Наука», 1965.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. ИЛ, 1963.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья.—Издательство МОИП, 1953.
- Alimen A. Sables quaternaires du Sahara nord-occidental (Saoura—Ougarta). Alger, 1957.



## О ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ДРЕВНЕМ ОГЛЕЕНИИ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ КРАСНОЦВЕТАХ ПРИУРАЛЬЯ

В Приуралье, в бассейнах рек Камы, Вятки и Чепцы, широко распространены чепцовские ландшафты. Это южнотаежные расчлененные равнины с переходным (от кислого к кальциевому) классом водной миграции, сложенные породами красноцветной формации. Они отличаются от других ландшафтов южной тайги менее кислой реакцией почв (близкой к нейтральной), лучшей обеспеченностью почв микроэлементами, большей ролью кальция в ландшафте и, соответственно, большим плодородием. Своеобразие чепцовских ландшафтов обусловлено геохимическими особенностями континентальных верхнепермских красноцветных отложений, которые оказывают влияние на специфику биологического круговорота.

В естественных обнажениях по долинам Камы, Вятки, Чепцы и их притоков верхнепермские красноцветные отложения представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями конгломератов и мергелей. Породы окрашены в бурые, красные, малиновые цвета с подчиненным значением серых, голубоватых, сизых и зеленоватых оттенков. Обычно наблюдается четкая текстурная приуроченность окраски. Сероватые, сизоватые, зеленоватые и другие, светлоокрашенные породы имеют более грубый механический состав или более трещиноваты по сравнению с красными. Исследованиями А. Н. Гейслера (1949) и А. И. Перельмана 1959, (Перельман, Борисенко, 1962) доказано вторичное происхождение светлой окраски в красноцветах в результате восстановления и частичного выноса железа бескислородными водами.

А. И. Перельман назвал этот процесс глеевым катагенезом. Он впервые обратил внимание на то, что процесс изменения окраски пород в красноцветной формации, связанный с восстановлением и частичным выносом железа (Гейслер, 1949; Перельман, 1959; Разумова, 1960), по своему характеру аналогичен оглеению, протекающему в современных четвертичных отложениях и почвах, где этот процесс хорошо изучен, и предложил распространить этот термин на подзону катагенеза.

В верхнепермских красноцветных породах оглеение древнее. Оно происходило тогда, когда породы были погружены на различную глубину от дневной поверхности и служили вместилищем подземных вод.

Прежде чем перейти к характеристике древнего оглеения, рассмотрим, как протекают и к каким изменениям приводят процессы современного оглеения.

Современное оглеение широко развито в заболоченных районах, в том числе в ландшафтах южной тайги, где грунтовые воды богаты органическими кислотами и не содержат свободного кислорода. Известно, что при недостатке кислорода в грунте начинают проявляться восстановительные процессы и ряд минеральных элементов из окисной формы переходит в закисную.

Одним из наиболее характерных показателей глееобразования является восстановление окисных соединений железа и марганца до закисных форм, в результате чего заболоченные почвы и грунты приобретают сизую, зеленоватую, серую и охристо-серую окраску. Почвоведомы доказано, что это биохимический процесс. Переход  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$  и  $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+}$  при оглеении осуществляется исключительно в результате жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов, питающихся органическим веществом и отнимающих необходимый им кислород от окисных и гидроокисных соединений металлов. Процесс восстановления окисного железа физикс-химическим путем даже при значительном содержании органического вещества имеет меньшее значение. Опыты показали, что стерилизация породы приводит к полному прекращению процессов восстановления содержащегося в ней окисного железа (Афанасьев, 1930; Непомилуев, Козырев, 1970).

Способностью восстанавливать окисные соединения железа в закисные обладают молочно-кислые бактерии (*B. lactic Acidi*), маслянокислые (*Cl. pastenrianum*, *Cl. butiricum*) и ацетобутиловые бактерии (*Cl. Acetopobutylicum*); ведущая роль принадлежит маслянокислым бактериям (Непомилуев, Козырев, 1970).

Развитие оглеения и его интенсивность зависят от механического состава отложений, степени насыщенности их водой, количества и качества органического вещества, обуславливающего микробиологическую активность, и от количества кислорода. Непосредственная причина развития глеевого процесса — отрицательный кислородный баланс среды. Отчетливое и постоянное оглеение свидетельствует о недостатке кислорода. Существенную роль играет и величина окислительно-восстановительного потенциала среды —  $E_h$ , определяющая соотношение концентраций окислителей и восстановителей.

Цвет оглеенного горизонта, усиление его зеленоватой или зеленовато-голубоватой окраски зависят от реакции среды. Наиболее благоприятными для развития оглеения являются среды, рН которых находится в пределах 6—9. В кислой среде визуально оглеение мало заметно, оно не дает здесь таких отчетливых цветных эффектов, как в нейтральных, слабокислых и слабощелочных условиях (Сюта, 1967).

Процесс современного глееобразования сопровождается изменением физических свойств субстрата: повышением дисперсности,



коллоидальности, вязкости и уменьшением пористости и водопроницаемости (Астахова, 1957; Веригина, 1953; Скворцов, 1957). Это позволяет широко использовать искусственное оглеение в водохранилищах и каналах как метод борьбы с фильтрацией. В результате оглеения фильтрация в песчаных грунтах уменьшается в 5—10 раз, в глинистых иногда более чем в 50 раз (Самбур, Волошин, 1956).

Оглеение приводит также к изменению химического состава пород. Под воздействием анаэробных микроорганизмов трехвалентное железо и четырехвалентный марганец переходят в двухвалентное состояние и могут давать растворимые в воде (бикарбонатные, органоминеральные) соединения (марганец — светлой окраски, железо — голубовато-зеленоватой окраски), которые могут либо оставаться в оглеенном горизонте, либо удаляться из него движущимися водами.

В почвах и четвертичных отложениях алюминий, фосфор, азотистые соединения также переходят в подвижное состояние и могут быть вынесены за пределы оглеенного горизонта (Астахова, 1957).

О влиянии глееобразования на алюмосиликатную часть почвы существуют различные мнения. Одни (Родэ, 1937; Афанасьев, 1930; Кауричев, 1967) предполагают, что в глеевых горизонтах могут происходить разложение первичных минералов, синтез специфических глинистых минералов из аморфных соединений кремнезема и глинозема и гидратация неразложившихся глинистых минералов. Другие (Браун и О. П. Досманова) считают, что оглеение сопровождается малым влиянием на сликаты и не вызывает изменений минерального состава почв. Исследуя сизые и коричневые пятна в пятнисто-оглеенных горизонтах, Браун нашел, что глинистые минералы в коричневых и сизых пятнах идентичны. Третьи (Матинян, 1968) допускают возможность изменения минерального состава глинистых фракций в случае интенсивного процесса. Н. Н. Матинян (1968) выделяет две стадии глееобразования: начального оглеения и интенсивного оглеения. Первая характеризуется изменением химического состава почв без нарушения минерального состава илистых фракций, вторая — изменением глинистых минералов и, в случае малой скорости выноса продуктов разложения, образованием новых минералов, преимущественно смешаннослойных (гидрослюда-монтмориллонит). Кроме того, по мнению Лоугнена, Гримма и Вернета, длительное нахождение в растворе ионов может привести к «псевдофиксации» железа между слоями гидрослюда и образованию новых относительно устойчивых минералов, сходных с вермикулитом-монтмориллонитом.

Исследования А. И. Перельмана (1959, 1961, 1968), С. Г. Батулина (1963), Е. Н. Борисенко (1966, 1971), О. И. Зеленовой (1963), а также И. С. Данилова, В. П. Феоктистова, Л. Е. Крамаренко показали, что процессы древнего оглеения широко распространены в осадочных породах и особенно в породах красноцветной формации.



В породах красноцветной формации оглеение протекало под воздействием пластовых подземных вод в зоне катагенеза. Оно характеризуется теми же внешними признаками, что и в четвертичных отложениях. Катагенетическое оглеение развивалось в водоносных горизонтах (песчаники, конгломераты и другие водопроницаемые породы) и приконтактных частях водоупоров (глины, алевролиты) в те периоды, когда в породах создавались условия затрудненного водообмена.

Восстановительные условия в водоносных горизонтах возникали под влиянием жизнедеятельности анаэробных бактерий.

Одним из необходимых условий развития микроорганизмов в водоносном горизонте является присутствие растворенного органического вещества. Последнее может поступать в глубинные водоносные горизонты тремя путями: 1) с поверхности вместе с инфильтрующимися на глубину подземными водами, 2) в результате выщелачивания органических веществ, заключенных в самих водовмещающих породах, 3) в результате миграции углеводов из нефтегазовых залежей.

Установлено, что микроорганизмы способны переносить значительные колебания давления, температуры и минерализации вод. Они могут развиваться в водах на глубине до 4000 м, перенося давление до 3000 атм, температуру до 85—90° и минерализацию до 300 г/л. Однако слишком высокие минерализация и температура угнетают развитие бактерий, активность их резко понижается. Пределом, при котором может протекать, хотя и в сильно ослабленном виде, жизнедеятельность микроорганизмов, С. И. Кузнецов считает температуру 75—80°. Оптимальной является температура 25—35°.

Сильнокислые и щелочные среды также не благоприятствуют развитию анаэробов. Они хорошо развиваются в нейтральной или слабощелочной среде. В связи с этим существует мнение (Касаткин, 1947), что небольшая карбонатность пород не препятствует, а, наоборот, способствует оглеению. Анаэробные процессы сопровождаются увеличением кислотности, которая тормозит развитие процесса. СаСО<sub>3</sub>, присутствующий в породах, нейтрализует излишнюю кислотность и тем самым способствует развитию процесса.

Таким образом, несмотря на то, что анаэробные бактерии могут существовать в широком интервале температур и переносить значительную минерализацию вод, оптимальным для их жизнедеятельности является следующий комплекс условий: 1) наличие органического вещества, 2) отсутствие свободного кислорода, 3) нейтральная или слабощелочная реакция среды (рН 6—8), 4) температура 25—35°.

По-видимому, наиболее часто этот комплекс условий выдерживался в раннем эпигенезе, когда породы были погружены на относительно небольшую глубину, что обеспечивало оптимальный режим температур (доступ свободного кислорода был затруднен, а содержащаяся в породах органика еще не вся окислилась).



С погружением пород в область больших температур процессы оглеения, вероятно, прекращались.

Механизм процесса оглеения в красноцветных породах сводится к следующему (Перельман, 1959, Перельман, Борисенко, 1962). Известно, что окраска красноцветных пород обусловлена гидроокислами железа, обволакивающими или цементирующими терригенные частицы. Бескислородные воды, циркулировавшие в водоносных горизонтах (песчаниках, конгломератах и т. д.) после седиментации, обладали восстанавливающими свойствами по отношению к железу. Под воздействием таких вод железо переходило в подвижную двухвалентную форму и частично выносилось за пределы водоносного горизонта. Вынос железа, так же как и в случае современного оглеения, мог осуществляться в бикарбонатной форме  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  и в виде органо-минеральных комплексов; «железистая рубашка» снималась с терригенных частиц пород, и они становились светло окрашенными — оглеенными.

Приконтактные части водоупорных горизонтов (глины, алевролиты и др.) обычно пропитывались водой на некоторую глубину; в них создавались те же условия, что и в водоносном горизонте.

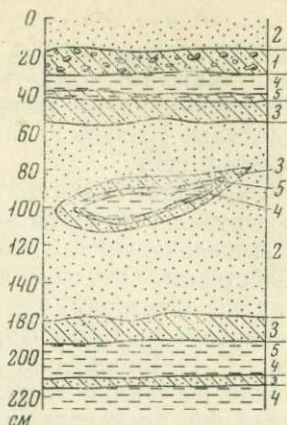
Это обуславливало возможность восстановления железа и в водоупорном горизонте. Восстановленное железо могло мигрировать диффузным путем из водоупорного горизонта в водоносный и далее за его пределы. Так как впитывание вод в приконтактные области водоупорных горизонтов происходило неравномерно (по трещинам, ослабленным зонам, капиллярам), то в результате появлялась либо сплошная, либо пятнистая кайма (сизые, сиреневые, зеленоватые или голубоватые пятна, заливы) в красно-бурых водоупорных породах на границе их с водоносными горизонтами.

А. И. Перельман выделяет глеевый катагенез с восстановительной средой (в воде не было свободного кислорода), когда водоносный горизонт оглеен целиком и глеевый катагенез со слабовосстановительной средой (в воде было некоторое количество свободного кислорода); когда водоносный горизонт оглеен только на контакте с вмещающими породами, центральная часть его не оглеена и имеет красно-бурю окраску.

В верхнепермскую красноцветных отложениях Приуралья наиболее распространен глеевый катагенез со слабовосстановительной средой. В районе Пермского Прикамья, например, все прослои и линзы песчаников на границе их с вмещающими глинисто-алевролитовыми породами оглеены; причем маломощные горизонты (5—10 см), как правило, оглеены целиком и имеют голубовато- или зеленовато-серый цвет; более мощные горизонты оглеены только на контакте с вмещающими породами, и тогда они приобретают пеструю, полосчатую окраску: центральная часть горизонта имеет красноцветную окраску разных оттенков, а его приконтактные части заметно осветлены и имеют яркий голубоватый или зеленоватый оттенок. Ширина полосы приконтактного оглеения в разных горизонтах различна (от 3 до 20—30 см) (фиг. 1).

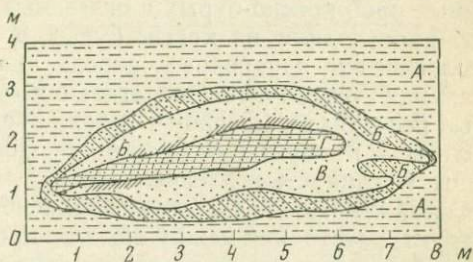
**Фиг. 1.** Древнее оглеение в верхнепермских красноцветных отложениях в бассейне р. Тулва (у пос. Красноярский, фрагмент обнажения)

1 — голубовато-серые (оглеенные) конгломераты; 2 — розовые и розово-бурые (неоглеенные) песчаники; 3 — голубовато-серые (оглеенные) песчаники; 4 — красно-бурые (неоглеенные) алевролиты; 5 — зеленовато-серые (оглеенные) алевролиты



**Фиг. 2.** Древнее оглеение в верхнепермских красноцветах на правом берегу р. Камы (выше г. Частые, фрагмент обнажения)

А — красно-бурые глинистые алевролиты; Б — светлые зеленовато-серые среднезернистые песчаники; В — желтовато-розовые среднезернистые песчаники; Г — желтовато-бурые карбонатизированные песчаники



Другой пример проявления глеевого катагенеза со слабостановительной средой наблюдался в уфимских красноцветах, обнажающихся на правом берегу р. Камы в 10 км от г. Частые вверх по течению (фиг. 2).

Красноцветные отложения представлены здесь красно-бурыми и бурыми карбонатными глинами и глинистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаников и песчаных алевролитов. Вся толща заметно изменена катагенезом. На фиг. 2 показано оглеение линзы среднезернистых слабокарбонатных песчаников, заключенной в толще карбонатных красно-бурых глинистых алевролитов. Песчаники имеют разной интенсивности желтовато-розовый цвет. На контакте с глинистыми алевролитами песчаники оглеены и имеют светло-серый цвет с голубоватым оттенком. Ширина оглеенной полосы 10—20 см с отдельными заливами до 35 см. Распределение карбонатов внутри линзы песчаников неравномерное: в центральной части линзы прослеживается прослой очень плотных сильно-карбонатных желтовато-бурых песчаников; остальная масса песчаников слабокарбонатна. Характерна приуроченность оглеения к краевым частям линзы. Центральная часть линзы не оглеена или оглеена слабо. Переход осветленных песчаников в желтовато-розовые (к центру линзы) постепенный. В желтовато-розовых и буровато-



желтых песчаниках вблизи оглеенных полос наблюдается тонко-полосчатое перераспределение железа — чередование желтых, желто-бурых, бурых и вишневых охристых полос размером от 0,5 до 3,0 мм. Приконтактные части алевролитов, вмещающих линзы песчаников, не оглеены. Наоборот, они здесь местами имеют более интенсивный красный цвет.

Сохранение очень плотных песчаников с первичным карбонатным цементом в центральной части линзы объясняется, вероятно, неравномерным выщелачиванием цемента водами, обладавшими агрессивными свойствами. Оглеение в этом случае — более молодой процесс, чем карбонатизация, так как местами «контакты» этих плотных сильнокарбонатных песчаников оглеены (см. фиг. 2). Л. В. Пустовалов, Г. И. Енцов, Н. А. Игнатьева и Н. П. Стариков называют такие песчаники «псевдоконкрециями».

Изучение изменений, происходящих в породах под влиянием катагенетического оглеения, проводилось путем сравнения сопряженных проб красно-бурых и оглеенных пород. Отбор сопряженных проб производили из красно-бурых и зеленовато-серых участков литологически однородных пород: красновато- и розовато-бурые песчаники — продукты их оглеения (зеленовато- и голубовато-серые песчаники), красно- и розово-бурые глины и глинистые алевролиты — продукты их оглеения (голубовато-, зеленовато-серые глины и глинистые алевролиты).

Сопряженные пробы отбирали в непосредственной близости друг от друга, расстояние между ними не превышало 10 см. Кроме того, при ширине оглеенного горизонта больше 10 см отбирали пробы из центральной части оглеенного горизонта и непосредственно на контакте его с породами другого литологического состава. Неизменные красно-бурые породы опробовали через 0,5 м.

Сравнение физико-механических свойств оглеенных и красно-бурых пород показало, что при катагенетическом оглеении, так же как и при современном, наблюдается следующее. 1. Увеличивается дисперсность пород и доля илистой фракции. При сравнении со-

Т а б л и ц а 1

Содержание фракции <0,001 мм в неизменных (красно-бурых) и оглеенных (голубовато- и зеленовато-серых) породах

№ пробы	Характеристика пробы	Содержание фракции < 0,001 в пробе, %
66201-66200	Оглеенный песчаник	8,97
	Красно-бурый песчаник	7,4
66192-66191	Оглеенный песчаник	9,05
	Красно-бурый песчаник	7,45
66206-66205	Оглеенный алевролит	7,40
	Красно-бурый алевролит	6,90
66197-66196	Оглеенный алевролит	7,32
	Бурый алевролит	6,88

Таблица 2

Эффективная пористость в оглеенных (голубовато- и зеленовато-серых) и неизмененных (красно-бурых) породах

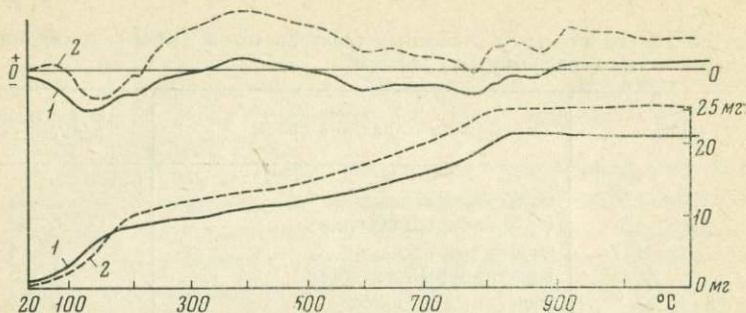
№ пробы	Характеристика пробы	Эффективная пористость, %
66237—66236	Оглеенный песчаник	30,30
	Красно-бурый песчаник	54,92
66176—66177	Оглеенный песчаник	23,74
	Красно-бурый песчаник	44,15
6085—6087	Оглеенный песчаник	21,31
	Желто-розовый песчаник	38,54
66178—66179	Оглеенный алевролит	16,02
	Бурый алевролит	22,75
66250—66251	Оглеенный алевролит	20,34
	Бурый алевролит	31,03

пряженных пар проб оказалось, что содержание илистой фракции в оглеенных алевролитах увеличивается по сравнению с ее содержанием в красно-бурых на 0,55—0,65 %, а в оглеенных песчаниках — на 1,57—1,60 %; см. табл. 1. 2. Уменьшается пористость оглеенных разностей пород по сравнению с неоглеенными в алевролитах на 6,73—10,69 %, в песчаниках — на 17,23—20,64 % (см. табл. 2). 3. Оглеение в красно-цветных породах сопровождается, по-видимому, повышением гидратации минералов. В наших исследованиях при прокаливании навесок проб красно-бурых и оглеенных пород при 105—110° потери от дегидратации оглеенных пород были всегда выше, чем красно-бурых; в алевролитах — на 1,2 %, в песчаниках — на 0,3 %.

Термический анализ не показал изменений в составе глинистых минералов при оглеении. Графики сопряженных пар оглеенные — неоглеенные породы имеют одинаковые кривые. Некоторое выполаживание кривых оглеенных разностей объясняется уменьшением содержания в них железа (фиг. 3).

Петрографическое изучение красноцветных и оглеенных песчаников и алевролитов показало, что они имеют, как правило, полимиктовый состав. Их основными пороодообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. Терригенная часть составляет 70—85 %. Она представлена полевыми шпатами (50—95 %), кварцем (5—15 %), биотитом (1—5 %), хлоритом (1 %), роговой обманкой (0,5 %), эпидотом (единичные зерна), обломками изверженных, метаморфических и глинистых пород (0,5—3,5 %). Среди плагиоклазов часто встречаются альбит-олигоклазы № 8—16 и ортоклазы, почти всегда сильно разрушенные. Зерна альбит-олигоклазов разрушены меньше, хорошо видны двойники. По ним часто развит вторичный серицит, а края корродированы карбонатами цемента.





Фиг. 3. Термограммы глинистых минералов (пунктир) и сопряженные с ними кривые изменения веса из красно-бурых (неоглеенных) (1) и голубовато- и зеленовато-серых (оглеенных) (2) пород

Среди обломков кварца встречаются иногда зерна с зазубренными краями, заливы между которыми выполнены карбонатами.

Минеральный состав кластической части красноцветных и оглеенных пород, как правило, одинаков, но в оглеенных разностях пород чаще наблюдается хлоритизация полевых шпатов. В оглеенных разностях пород почти отсутствуют гидроокислы железа, в изобилии представленные в неоглеенных породах. Других заметных изменений в минеральном составе оглеенных пород по сравнению с минеральным составом неоглеенных пород не отмечается.

Цемент составляет 15—25% породы и имеет чаще всего глинисто-карбонатный или глинисто-карбонатно-железистый состав. Растворимая (в слабой HCl) часть цемента иногда составляет 90% и состоит из карбонатов кальция (30—80%) и магния (5—20%), глинистых минералов (6—16%), окислов железа (3—10%), кремнезема (5—10%) и глинозема (1—10%). Характер цемента поровый, контактовый и порово-базальный. Цемент заполняет трещины в терригенных минералах и корродирует обломки зерен кварца и полевых шпатов.

Сравнение химических составов оглеенных и неизмененных песчаников (см. табл. 3), отобранных вблизи верхнего контакта линзы, свидетельствует о заметном перераспределении химических элементов при оглеении пород. Многие элементы были вынесены за пределы оглеенного горизонта.

Интенсивность выноса элементов при оглеении пород рассчитывали путем сравнения с окислом-свидетелем. В качестве «неподвижного» окисла-свидетеля обычно выбирается окисел такого элемента, относительно которого «вынос» всех остальных элементов оказывается наибольшим. Он подбирается путем расчета. В нашем случае таким окислом-свидетелем оказался  $TiO_2$ .

Расчет интенсивности выноса производили по формуле: относительная степень выноса элемента  $m = \frac{b-a}{a} \cdot 100\%$ , где  $a$  —

содержание окислов данного элемента в неизмененных красно-бурых породах;  $v$  — количество окислов данного элемента, оставшихся после оглеения 100 г красно-бурых пород (вычисляется умножением содержания данного окисла в оглеенной породе на соответствующий коэффициент).

Расчеты показывают, что при глеевом катагенезе со слабовосстановительной средой интенсивность выноса элементов отвечает следующему ряду:  $\text{Na} > \text{Fe} > \text{Mn} > \text{Ca} > \text{P} > \text{K} > \text{Si} > \text{Al} > \text{Ti}$  (0).

Ранее было высказано предположение, что подземные воды, циркулировавшие в этих породах в стадию катагенеза, были слабо минерализованными и имели содовый состав (Перельман, Борисенко, 1962).

Расчитанный ряд интенсивности выноса подтверждает это предположение. Энергичная миграция Na, Fe, Mn (интенсивность выноса их равна 53,69, 36 и 27,7% соответственно), подвижность  $\text{SiO}_2$ , корродированность зерен кварца, полевых шпатов, окварцевание пород — все это признаки воздействия содовых вод.

Энергичную миграцию кальция в этом случае можно, вероятно, объяснить следующим образом. Слабоминерализованные содовые воды, циркулировавшие в стадию катагенеза, содержали мало кислорода. Восстановительные условия в водоносных горизонтах контролировались деятельностью анаэробных бактерий. Последние в процессе своей жизнедеятельности отнимали необходимый им кислород у минеральных соединений, обуславливая восстановление  $\text{Fe}^{3+}$  до  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{4+}$  до  $\text{Mn}^{2+}$ , и продуцировали большое количество свободной углекислоты, что способствовало растворению карбонатов и появлению в водах подвижного кальция. Известно, что присутствие в водах свободной углекислоты значительно повышает их растворяющую способность. Так, по данным Д. С. Соколова (1962), при содержании в водах  $\text{CO}_2$  в количестве, равновесном с  $\text{CO}_2$  воздуха, при температуре  $17^\circ$  ее растворяющая способность по отношению к карбонатам по сравнению с водой без  $\text{CO}_2$  увеличивается в четыре-пять раз. Таким образом, в оглеенной части водоносного горизонта повышалось содержание растворенного кальция. Часть его мигрировала из оглеенного горизонта во вмещающие породы и в центральную неоглеенную часть водоносного горизонта — туда, где парциальное давление  $\text{CO}_2$  было меньшим. В результате валовое содержание кальция в оглеенном горизонте понижалось, а в красно-буром увеличивалось. В шлифах иногда наблюдаются две генерации кальцита — кальцитовый цемент песчаников прорезан прожилками хорошо раскристаллизованного кальцита второй генерации.

Вопрос о перераспределении микроэлементов (за исключением железа и марганца) при современном и древнем оглеении изучен слабо.

В работах почвоведов имеются немногочисленные данные о содержании Cu, Zn, Co, Mo в оглеенных горизонтах почв, но, как правило, не проводится сравнения с содержанием этих металлов в



Таблица 3

Химический состав (в %) желтовато-бурых среднезернистых песчаников и продуктов их оглеения — зеленых песчаников (аналитик Н. М. Солдатенкова)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>общ</sub> ' выра- женный Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO
Обр. 87	60,60	0,76	13,95	4,24	1,09	5,42	0,09
Обр. 85	62,40	0,81	14,58	2,64	0,94	3,68	0,07
<i>в*</i>	58,54	—	13,68	—	—	3,47	0,065
<i>в-а**</i>	2,06	—	-0,27	—	—	-1,95	0,025
Относительная степень выноса	-3,4	0,0	-1,93	—	—	-36	-27,7

Окончание табл. 3

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O+	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Обр. 87	2,79	4,54	2,98	1,64	1,96	3,54	2,0	0,13
Обр. 85	3,28	3,62	1,47	1,64	2,36	4,45	1,28	0,13
<i>в*</i>	3,08	3,39	1,38	1,54	—	—	—	0,12
<i>в-а**</i>	0,29	-1,15	-1,60	-0,1	—	—	—	-0,01
Относительная степень выноса	+10,39	-25,33	-53,69	-6,09	—	—	—	-7,7

\* Количество окислов данного элемента, оставшихся после оглеения 100 г. красно-бурых пород.

\*\* Содержание окислов данного элемента в неизмененных красно-бурых породах.

идентичных им неоглеенных горизонтах; иногда проводятся сравнения с другими горизонтами почвенного разреза. Так, К. В. Веригина (1964), изучая заболоченные почвы Верхне-Волжской низменности, нашла, что в оглеенных горизонтах Vg, BCg, Dg содержание меди несколько выше, чем в других горизонтах. Кроме того, к оглеенным горизонтам приурочены максимальные содержания подвижной меди. В горизонтах Vg и BCg около 50 % валового количества меди находилось в подвижной форме. Наблюдается увеличение запаса микроэлементов в илистой фракции оглеенных почв. Так, содержание меди в илистых фракциях горизонтов Vg и BCg было в 9—13 раз выше, чем в породе. По данным К. В. Веригиной, современное оглеение ведет к увеличению подвижности кобальта и, возможно, некоторых других элементов, что способствует их выносу из почвы. Перенос меди в процессе оглеения мог осуществляться в виде комплексных соединений с гуминовыми и фульвокислотами. С. М. Манской и Т. В. Дроздовой (1964), Г. П. Бондаренко (1968) и другими доказано, что такие комплексы являются важной формой переноса металлов в зоне гипергенеза. По данным В. Ф. Непомилуева и М. А. Козырева (1970), в процессе глееобразования происходит трансформация органических веществ, в результате которой в них увеличивается содержание фульвокислот и низкомолекулярных кислот: щавелевой, лимонной и др.

Из аналитической химии известно, что особенно прочные комплексы медь дает со щавелевой ( $\text{Cu}_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), лимонной и малеиновой кислотами. Эти кислоты являются не только растворителями минеральных соединений, но и стабилизаторами химических соединений металлов, находящихся в растворе, чем повышают их миграционную способность. Гуминовые и фульвокислоты образуют подвижные комплексы с медью в широком диапазоне рН (2—10).

Однако наиболее устойчивые комплексы возникают в растворах с нейтральной, слабощелочной и щелочной средой, а именно такие условия характерны для оглеенных горизонтов. Металлоорганические комплексы могут существовать в растворе в течение длительного времени, не подвергаясь гидролизу.

Перераспределение микроэлементов (Cu, V, Cr) при древнем оглеении изучалось нами в различных частях разреза верхнепермских отложений Прикамья. Для этого использовались результаты приближенно-количественного спектрального анализа сопряженных проб, взятых попарно из бурых и серых участков литологически однородных пород (точность определения  $\pm 30\%$ ).

Результаты анализов были обработаны методами математической статистики.

Для определения закономерностей распределения Cu, V, Cr в неоглеенных красно-бурых и оглеенных зеленовато-серых породах были вычислены статистические параметры, соответствующие нормальному и логнормальному законам распределения. Эти параметры для песчаников приведены в табл. 4. Из таблицы следует,



Таблица 4

Статистические параметры распределения  $Cu$ ,  $V$ ,  $Cr$  в песчанниках  $P_2$  Приуралья

Элементы	Среднее содержание		Дисперсия		Стандартное отклонение		Точность среднего		Параметры нормального закона распределений		Параметры логнормального закона распределений			
	$\bar{x}$	$\alpha$	$S^2$	$b^2$	$S$	$b$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	асимметрия ( $t_1$ )	эксцесс ( $t_2$ )	асимметрия ( $t_1$ )	эксцесс ( $t_2$ )		
Красноватые песчанники	$Cu$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$4,63 \cdot 10^{-7}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$6,75 \cdot 10^{-4}$	$1,64 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	1,56	3,46	0,50	3,92	$\neq H, L^*$
	$V$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$1,36 \cdot 10^{-5}$	$1,01 \cdot 10^{-5}$	$3,68 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$8,89 \cdot 10^{-4}$	$9,24 \cdot 10^{-4}$	6,58	-4,15	2,15	-1,24	$\neq H, L$
	$Cr$	0,031	—	$1,75 \cdot 10^{-4}$	—	$1,3 \cdot 10^{-2}$	—	$3,19 \cdot 10^{-3}$	—	1,55	1,14			H
Голубовато-серые оглиненные песчанники	$V$	—	$5,2 \cdot 10^{-3}$	—	$6,02 \cdot 10^{-7}$	—	$7,76 \cdot 10^{-4}$	—	$2,30 \cdot 10^{-4}$	—	—	1,90	0,79	=L
	$Cr$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	—	$1,58 \cdot 10^{-4}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	1,44	1,93	—	—	0,68	0,05	=L

\* Соответствие закону распределения: H — нормальному, L — логнормальному,  $\neq$  несоответствие.

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее арифметическое нормального закона распределения,  $\alpha$  — среднее арифметическое логнормального закона распределения,  $S^2$  — дисперсия нормального закона распределения,  $b^2$  — дисперсия логнормального закона распределения,  $b$  — стандартное отклонение нормального закона распределения,  $\lambda_1$  — точность среднего для нормального закона распределения,  $\lambda_2$  — точность среднего для логнормального закона распределения.

Таблица 5

Перераспределение Cu, V, Cr при оглеении песчаников P<sub>2</sub> Приуралья (по данным приближенноколичественного спектрального анализа 66 пар сопряженных проб, аналитик А. С. Дудыкина)

Характеристика пород	Cu	V	Cr
Голубовато-серые (оглеенные) песчаники	$4 \cdot 10^{-3}$ — $8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$ — $4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$ — $6 \cdot 10^{-2}$
	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$
Красно-бурые (неоглеенные) песчаники	$3 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$ — $6 \cdot 10^{-2}$
	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Коэффициент оглеения (K°)	0,80—1,50	1,33—6,25	0,50—4,00
	1,15	2,99	1,33

Числитель — пределы колебаний, знаменатель — средние значения.

что распределение изученных микроэлементов в верхнепермских песчаниках неоднородно и сложно: распределение Cu и V в красно-бурых породах не соответствует ни нормальному, ни логнормальному закону, а распределение их в голубовато-серых песчаниках соответствует нормальному закону; распределение Cr в красно-бурых и голубовато-серых песчаниках соответствует нормальному закону.

Дисперсия, характеризующая степень отклонения рассеянных содержаний изучаемых элементов в породах от их среднего значения, больше в оглеенных песчаниках, чем в неоглеенных.

В табл. 5 приведены пределы колебаний (в числителе) и средние содержания (в знаменателе) Cu, V, Cr в красно-бурых и голубовато-серых песчаниках. Из этих данных видно, что содержание Cu, V, Cr в голубовато-серых песчаниках выше, чем в красно-бурых. Так, среднее содержание меди в голубовато-серых песчаниках составляет 0,0052, ванадия — 0,019, хрома — 0,035, в то время как в красно-бурых песчаниках содержание меди составляет 0,0045, ванадия — 0,0075, хрома — 0,031.

Поведение элемента в процессе оглеения удобно характеризовать с помощью коэффициента оглеения K°, представляющего собой отношение содержания элемента в оглеенной породе к содержанию его в неоглеенной. Если  $K^\circ > 1$ , происходит накопление элемента в процессе оглеения, при  $K^\circ < 1$  — его вынос.

В табл. 5 приведены пределы колебаний и средние значения  $K^\circ_{Cu}$ ,  $K^\circ_V$ ,  $K^\circ_{Cr}$ . Средние значения K° этих элементов больше единицы и равны для меди 1,15, для ванадия — 2,99, для хрома — 1,33, т. е. в результате катагенетического оглеения происходит заметное накопление этих элементов в оглеенном горизонте.



## Выводы

1. Древнее оглеение в верхнепермских красноцветных отложениях Приуралья имеет много сходных черт с современным оглеением в четвертичных отложениях. Оно также сопровождается повышением дисперсности пород и уменьшением их пористости.

2. При оглеении происходит перераспределение химических элементов в толще пород. Для него характерна декарбонатизация и вынос железа и марганца.

3. Древнее оглеение в верхнепермских отложениях Приуралья способствовало обогащению их  $\text{Cu}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ .

4. Геологические особенности верхнепермских отложений нашли отражение в современных чепцовских ландшафтах, характеризующихся относительно высокой биологической продуктивностью. Известно, что  $\text{Cu}$  и  $\text{V}$  наряду с другими микроэлементами существенно важны для развития растений, активно участвуют в биологическом круговороте. Для чепцовских ландшафтов  $\text{Cu}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$  являются характерными элементами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Астахова О. Х. Экспериментальное исследование и теоретическое обоснование искусственного оглеения грунтов как метода снижения их водопроницаемости. — Труды Грузинск. н.-и. ин-та гидротехники и мелиорации (Груз. НИИГиМ), вып. 18—19. Тбилиси, 1957.
- Афанасьев Я. Н. Из области анаэробных и болотистых процессов. — Почвоведение, 1930, № 6.
- Батулин С. Г. Миграция железа при оглеении в породах нижнего мела юго-восточной Ферганы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
- Борисенко Е. Н. Катагенез в верхнепермских красноцветах Приуралья. — Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1965 г. М., 1966.
- Борисенко Е. Н. О поведении химических элементов при катагенезе в верхнепермских красноцветах Приуралья. — Геохимия, 1971, № 6.
- Веригина К. В. К характеристике процессов оглеения почв. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1953, 11.
- Веригина К. В. Цинк, медь, кобальт в почвах Московской области. — В кн. «Микроэлементы в некоторых почвах СССР». Изд-во «Наука», 1964.
- Виноградский С. Н. Микробиология почв. Изд-во АН СССР, 1952.
- Гейслер А. Н. К вопросу об окраске пестроцветных отложений (пестроцветная «толща» медистых песчаников Донбасса). — Записки Всес. мин. об-ва, серия 2,4 1949, 38, вып. 2.
- Досманова О. П. Материалы к изучению процесса глееобразования. — Труды Почвен. ин-та, 1934, 9.
- Зеленова О. И. Эпигенетическое перераспределение железа в красноцветных породах гор Кульджуктау. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
- Касаткин В. Г. Подвижность железа и кальция и реакция среды при анаэробных процессах в условиях лабораторного опыта. — В сб. научн. работ. Ивановского сельскохоз. ин-та. Иваново, 1947.
- Кауричев И. С. Подзолообразование и поверхностное оглеение почв. — Изв. ТСХА, 1967, вып. 2.
- Матинян Н. Н. К вопросу о превращении высокодисперсных минералов при заболевании. — Вести. ЛГУ, Биология, 1968, № 9. вып. 2.
- Непомилуев В. Ф., Козырев М. А. Глеевый процесс почвообразования и участие в нем микроорганизмов. — Почвоведение, 1970, № 10.

- Перельман А. И. Катагенез.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов.— Изд. Высш. школа, 1961.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Недра», 1968.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 70.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Родэ А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд-во АН СССР, 1937.
- Самбур Г. Н., Волошин П. В. Оглеение как метод борьбы с фильтрацией.— Труды Киевск. гидромелиор. ин-та, 1956, вып. 5.
- Сердобольский И. П. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия глееобразования.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, 31.
- Скворцов А. Ф. Глееобразование и физические свойства почв.— Почвоведение, 1957, № 11.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.
- Сюта Я. Оглеение как показатель водно-воздушного режима почв.— Почвоведение, 1967, № 3.
- Федоров М. В. Микробиология. Сельхозиздат, 1963.



## ПРОБЛЕМА БАЗОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЛАНДШАФТОВ И РОЛЬ ГЕОХИМИИ В ЕЕ РЕШЕНИИ

### Определение понятий

Понятие о геохимическом ландшафте (Полынов, 1944, 1946; Перельман, 1960, 1966) появилось и существует в условиях широких расхождений относительно того, что считать ландшафтами и как их классифицировать (Берг, 1915; Полынов, 1926, 1927, 1953; Полынов, Крашенинников, 1926; Неуструев, 1930; Мильков, 1948, 1967<sub>1</sub>; Солнцев, 1949; Арманд, 1952; Колесник, 1952; Исаченко, 1957, 1960<sub>1, 2</sub>; Гвоздецкий, 1958; Михайлов, 1959; Перельман, 1960, 1966; Прокаев, 1961; Исаченко, Колесник, 1961; Глазовская, 1962; Преображенский, 1966). Естественной реакцией на изобилие «ландшафтов», ставших предметом затянувшейся дискуссии, явилось определение геохимического ландшафта как особой природной системы (Перельман, 1960, 1966).

В нашем понимании, географическому и геохимическому ландшафтам подходят следующие определения. *Географический ландшафт*<sup>1</sup> — это целостная система взаимодействующих в термодинамических условиях земной поверхности твердых минеральных и органических тел, воды, газов и живого вещества, ограниченная зонами постепенных переходов к верхним слоям тропосферы и в глубину литосферы (гидросферы).

Такая система в указанных условных границах есть средоточие наиболее активных контактов между четырьмя важнейшими фазами биосферы. Она окружает Землю почти сплошной оболочкой, которая прерывается лишь на тех ограниченных участках, где полностью отсутствует жизнь. Это наиболее насыщенная организмами подсистема биосферы. Будем называть ее вслед за рядом советских географов ландшафтной сферой (Ефремов, 1950; Арманд, 1957; Мильков, 1967). Последняя представляет понятие «ландшафт» в его полном объеме.

Нам кажется, что в данном определении отражено давно созревшее в географических науках представление об условиях, которые обеспечивают единство частей околоповерхностного комплекса Земли и выделяют его в особую систему планеты. Это представление поддерживает жизнеспособность и известную монолитность ландшафтоведения несмотря на разногласия в определении понятия.

В дальнейшем будем опускать слово «географический».



В нашей модели ландшафта акцентирован динамический момент. Это повлияло на содержание данной работы. Рассматривается таксономическая система главных динамических комплексов, т. е. крупнейших компонент динамической структуры ландшафта. Динамической структурой мы называем спектр процессов, свойственных системе. Если в последовательной смене ее состояний видеть один общий процесс — ландшафтообразование, то динамические комплексы выступают как его составляющие. В свою очередь, они состоят из взаимно зависимых элементарных процессов. Каждый из этих последних протекает под действием какой-нибудь одной силы, хотя и осложнен влиянием других. Примеры элементарных процессов: теплоперенос, дезинтеграция растяжением — сжатием, перемещение в поле силы тяжести, фильтрация в капиллярах, диффузия и т. д.

Легко выделить четыре главных комплекса: газогидротермический, биологический, физико-химический и физико-механический.

Газогидротермический комплекс — все физические явления тепло-, влаго- и газопереноса в ландшафте; они характеризуются такими систематическими величинами, как температура, давление, количество осадков, испарение, кинетическая энергия ветра и гравитационной воды, водно-воздушные показатели почвы, составляющие водного баланса и другие величины подобного рода.

Выделение газогидротермического комплекса как неразрывного единства отвечает имеющему место в действительности органическому единству тепло-, влаго- и газообмена. Вода и воздух — наиболее мобильные фазы системы, а вода к тому же — и наиболее теплоемкое ее тело, легко меняющее агрегатное состояние с выделением или поглощением тепла; фазовые процессы тесно связаны с воздушным режимом системы. Поэтому тепловое движение в ландшафте и теплообмен с окружающей средой неотделимы от газового и водного режимов, а последние в высшей степени зависят от термических условий.

Таким образом, данный комплекс обнимает движение свободных газов, свободной воды (во всех агрегатных состояниях) и теплоперенос.

Биологический комплекс — синтез живого вещества, метаболизм, миграция организмов, накопление органических остатков, деструкция отмерших организмов силами живых.

Физико-химический комплекс — массоперенос вне биологических систем в силовых полях электромагнитной, концентрационной и ядерной природы (ионизация, ассоциация - диссоциация молекул, синтез-распад коллоидов, растворение, кристаллизация, сорбция, диффузия, осмос, ядерные реакции и т. п.).

Физико-механический комплекс — генерация и перемещение кластических продуктов (вообще частиц круп-



нее коллоидов), т. е. массоперенос, обязанный силам растяжения-сжатия, гидродинамическим, аэродинамическим и прочим силам, совокупное действие которых выражается в «механической» денудации-аккумуляции.

*Геохимический ландшафт* — это всякий ландшафт в атомном аспекте. Такое определение следует из содержания понятия «ландшафт». Действительно, ландшафт, в нашем понимании, немислим вне миграции атомов: безотносительно к ней мы лишаемся возможности говорить о системе взаимодействующих тел, ибо массу движущейся в этой системе материи составляют атомы химических элементов. Невозможно представить какие-либо изменения в характере взаимодействия при неизменном поведении атомов. Точно так же немисливо постоянство ландшафта при тех или иных сдвигах в их миграции.

С этих позиций ландшафт выступает как пространство мигрирующих атомов и поле сил, активизирующих миграцию. В физиономическом облике ландшафта, его структуре, во всех без исключения свойствах отражено движение атомов (в различных формах: ионах, молекулах, взвесах, глыбах горных пород и т. п.). Меняется или усложняется характер этого движения — меняется и усложняется сам ландшафт. Поэтому переход от одной ступени неоднородности ландшафтов к другой нельзя рассматривать иначе, как таксономически адекватную смену пространств миграции атомов.

Так как нельзя получить исчерпывающую информацию о системе, исследуя ее только геохимическими методами, то «парагенетическая ассоциация сопряженных элементарных ландшафтов» (Перельман, 1966) есть ландшафт «геохимический» в той же мере, в какой она представляет «геофизический», «геоботанический», «геоморфологический», «минералогический» и т. п. ландшафты. Иначе говоря, природный объект, предложенный ранее в качестве собственного предмета отдельного научного направления, в действительности не может претендовать на подобную роль: это то же ландшафт (выделяемый, правда, в весьма существенных его границах — геоморфологических). Он неизбежно окажется в числе предметов ландшафтоведения, изучаемых всеми вливающимися в эту науку методами.

Из этих соображений ассоциации сопряженных в рельефе элементарных ландшафтов, в необходимости изучения которых мы не сомневаемся, предлагаем называть в дальнейшем морфогенетическими ассоциациями ландшафтов. Термин указывает на связанное с морфоструктурой<sup>1</sup> генетическое единство этих участков ландшафтной сферы.

<sup>1</sup> Морфоструктурой ландшафта мы называем строение поверхности и внутреннюю структуру твердого «каркаса» (рельеф, а также распространенность, размещение, размеры и форма коллекторов воды и воздуха, т. е. трещиноватых, пористых, вообще воздухо-влагопроницаемых тел).



Морфогенетическая ассоциация — это участок ландшафтной сферы, состоящий из нескольких непосредственно контактирующих элементарных ландшафтов, которые обмениваются веществом по каким-либо сообщающимся каналам морфоструктуры (почвам, пористым пластам, карстовым полостям, трещинам и т. д.), а также по ее поверхности. По содержанию и объему сформулированное понятие почти тождественно понятию «геохимический ландшафт» А. И. Перельмана, но не предлагается в качестве базового понятия геохимии ландшафта. Морфогенетическая ассоциация, любая другая совокупность элементарных ландшафтов и отдельный элементарный ландшафт — в одинаковой степени «геохимические» в том смысле, что их можно и нужно изучать геохимическими методами. С другой стороны, морфогенетическая ассоциация нуждается в исследовании всеми возможными методами ландшафтоведения; в ней по сравнению с прочими ландшафтами нет ничего, что обязывало бы считать ее специфическим предметом геохимии. У геохимии, кроме атомов, нет собственных «субстантивных» предметов внутри природных систем, которые изучаются другими дисциплинами.

Таким образом, «геохимический ландшафт» представляет лишь абстрагированный атомный образ целостной совокупности взаимодействующих тел — ландшафта — безотносительно к тому, каким содержанием наполнится это понятие в дальнейшем.

### **Базовая классификация**

Очевидно, что изучение одного и того же предмета или явления природы требует множества классификаций. В зависимости от конкретных научных или практических задач деление может основываться на самых различных признаках: субстантивных, факторно-генетических, эволюционно-генетических, возрастных, утилитарного содержания и т. д. И, по-видимому, лишено смысла обсуждать, какая классификация лучше, если в сравниваемых вариантах в соответствии с задачами использованы различные основания.

В то же время, помимо этих специальных делений можно представить некоторое универсальное, в котором члены исходного множества группируются не по отдельным признакам, а по сходству — различию состояний системы как целого. Под состоянием физической системы (или какой-либо ее части, мыслимой как единое целое) мы понимаем полную совокупность ее свойств в определенный момент или промежуток времени. По-видимому, именно к такого рода классификации стремятся ландшафтоведение, лимнология, почвоведение и другие географические науки. Ее именуют естественнонаучной, однако термин вряд ли удачен, так как обширная группа специальных классификаций тоже имеет естественный и, конечно, научный характер. Если понимать данную классификацию как процедуру деления базового (основного) понятия



науки, то можно назвать ее базовой. Предмет ландшафтоведения — ландшафтная сфера — множество непрерывно переходящих друг в друга элементарных блоков (элементарных ландшафтов). Следовательно, ландшафтная базовая классификация представляет разбиение ландшафтной сферы по состоянию элементарных ландшафтов.

Предлагая понятие базовой классификации, мы не стремимся единственно улучшить терминологию. Ниже даны определение и критерий эффективности (качества) базовой классификации в то время, как естественнонаучная никак не определена. Более того, не доказана сама возможность какого-то универсального естественного деления. Натуралисты в большинстве безоговорочно признают такую возможность, математики же, как правило, категорически ее отрицают (Житков, 1970).

Итак, среди классификаций, относящихся к одному и тому же множеству объектов природы, необходимо различать с п е ц и а л ь н ы е и б а з о в у ю. Всякая специальная классификация — это разбиение множества по отдельным признакам или их небольшим совокупностям, важным с точки зрения частных целей науки и практики. Базовой классификацией мы называем такое разбиение, когда в классах объединяются элементы, подобные по состоянию.

Классификация становится возможной после построения таксономической системы оснований. Таксономической системой оснований мы называем такую совокупность переменных, которая позволяет разбить множество на классы, обладающие минимальной э н т р о п и е й. В данном определении мы исходим из следующих соображений, касающихся роли классификации в познании.

Классификация дает возможность применять метод аналогов, который есть «наиболее обычная и важная теоретическая схема ...познания...» (Бернштейн, 1934, стр. 7). Познать методом аналогов означает предсказывать свойства всех элементов (индивидов) класса по результатам исследования отдельных элементов данного класса. Экстраполированный по аналогии первоначальный опыт — прогноз — в той или иной мере не соответствует действительности. Непредвиденное обнаружится в опыте. Количество непредвиденного определит степень нашего удовлетворения (или разочарования) классификацией. Чем больше непредвиденного, тем хуже классификация.

Можно показать, что количество непредвиденного равно энтропии классов. Но в сущности это вытекает из понятия энтропии. Энтропия — мера неопределенности. Неопределенность — это ситуация, имеющая несколько исходов (реализаций), и, хотя в общем случае они не равновероятны, устранить неопределенность полностью можно лишь в результате прямого исследования всех исходов. Короче, неопределенность непредсказуема. Поэтому мера неопределенности — энтропия — одновременно служит и мерой непредвиденного.

Энтропия некоторого класса  $A_q$ , состоящего из элементов  $a_1, a_2, \dots, a_n$ , свойства которых заданы совокупностью переменных  $u^* = [u_1, u_2, \dots, u_m]$ ,

$$H(A_q) = - \sum_{j=1}^k P_j \log P_j,$$

где  $P$  — вероятности  $u_1^*, u_2^*, \dots, u_k^*$ , т. е. вероятности конкретных значений  $u^*$  в пределах  $A_q$  ( $k \leq n$ ). Иначе говоря,  $H(A_q) = H(U)$

$$U = \begin{pmatrix} u_{11} & u_{21} & \dots & u_{m1} \\ u_{12} & u_{22} & \dots & u_{m2} \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ u_{1n} & u_{2n} & \dots & u_{mn} \end{pmatrix}$$

Параметры ландшафта взаимосвязаны, поэтому  $H(U)$  — энтропия зависимых переменных (Вентцель, 1964):

$$H(U) = H(u_1) + H(u_2 | u_1) + H(u_3 | u_1, u_2) + \dots + H(u_m | u_1, u_2, \dots, u_{m-1}),$$

где  $H(u_i | \dots)$  — условная энтропия поля  $i$  параметра относительно прочих.

Критерием эффективности классификации множества  $\mathring{A}$  может служить величина, которая показывает, насколько классы определеннее случайных выборок из  $\mathring{A}$ :

$$\Xi = \frac{H(U)^{\mathring{A}} - H(U)^A}{H(U)^{\mathring{A}}}, \quad (1)$$

где  $H(U)^{\mathring{A}}$  — средняя энтропия произвольных подмножеств  $\mathring{A}$  (случайных выборок из  $\mathring{A}$ );  $H(U)^A$  — средняя энтропия классов последнего ранга.

Ясно, что максимизация функции (1) достигается применением максимально информативной системы оснований. Информативность естественно оценивать отношением

$$I = \frac{H(U) - H(U | z^*)}{H(U)}, \quad (2)$$

где  $H(U)$  — энтропия исходных переменных;  $H(U | z^*)$  — условная энтропия исходных переменных относительно системы оснований  $z^* = [z_1, z_2, \dots, z_g]$ .

Так как условная энтропия тем меньше, чем выше корреляция между переменными (Вентцель, 1964), то задача построения высокоинформативной таксономической системы в основном сводится к поиску переменных, наиболее коррелированных с исходными.



Число оснований  $g$  не должно превышать некоторый минимум, необходимый для достижения наивысшей эффективности (1) и достаточный для получения классификации с заданной детальностью (дробностью). Данное условие удовлетворяется, если система оснований состоит из наиболее информативных характеристик множества и обладает свойством

$$i_1 > i_2 > \dots > i_g, \quad (3)$$

где  $i_j = \frac{H(U) - H(U | z_j)}{H(U)}$ ;  $1, 2, \dots, g$  — таксономические ранги.

Всякая замена или пропуск переменных в такой системе привели бы к уменьшению общей информативности (2) и, как следствие, — к увеличению энтропии классов, т. е. к ухудшению классификации. Нарушение же неравенства (3) перестановкой членов ослабляет какую-то часть системы «сверху» и тем самым также увеличивает энтропию членов деления.

Уместно напомнить, что по правилам формальной логики «деление должно быть непрерывным» (Кириллов и др., 1964), т. е. в классификации нельзя пропускать «логические ступени» или нарушать их последовательность. Это означает, что класс наивысшего ранга должен быть ближайшим подмножеством исходного множества, класс второго ранга — ближайшим подмножеством предыдущего, и так до конца. Система (3) обеспечивает такого рода непрерывность, ибо она не допускает пропусков и перестановок.

Детальность классификации можно задать различными величинами, например средней энтропией классов последнего ранга. Можно использовать также другую меру сходства-различия между элементами классов — расстояние между точками в евклидовом пространстве

$$l_{ij} = \sqrt{\sum_{v=1}^g (z_{vi} - z_{vj})^2},$$

где  $l_{ij}$  — расстояние между элементами  $a_i, a_j$  в  $g$ -мерном пространстве системы оснований (будем называть эту величину типологической дистанцией). Возможны и другие средства выражения детальности.

Во всяком случае дробность деления ландшафтной сферы не может определиться сама собой как следствие существования некоторых «конечных», неделимых сообществ ландшафтов. При достаточно большом объеме выборки непрерывное множество очевидно нельзя разбить на классы так, чтобы типологическая дистанция между наиболее контрастными элементами одного класса не превышала дистанцию между ближайшими элементами соседних классов. Иными словами, нельзя выделить типологически резко обособленные сообщества вроде химических элементов или биологических видов. Поэтому число оснований в таксономической системе ландшафтной классификации мы вынуждены принимать таким, чтобы деталь-



ность разбиения была достаточной для решения конкретных научных и практических задач.

Таким образом, система оснований ландшафтной классификации должна состоять из наиболее информативных параметров ландшафтной сферы, подчиненных друг другу в порядке уменьшения информативности; основанием последнего ранга служит параметр, который сообщает делению заданную детальность.

Систему оснований, близкую к описанной, можно получить методом главных компонент (Hotelling, 1933; Багров, 1959; Андерсон, 1963; Уилкс, 1967; Налимов, 1971). Совокупность переменных  $u_1, u_2, \dots, u_m$ , описывающих множество из  $n$  элементов, преобразуется таким образом, что в результате получается совокупность новых переменных — главных компонент  $z_1, z_2, \dots, z_m$ , — которые обладают особым свойством: они извлекают резко неодинаковую дисперсию из  $m$ -мерного пространства  $U$ . Главные компоненты исчерпывают всю дисперсию исходных переменных и, следовательно, всю информацию. Однако неясно, как распределяется информация в преобразованном пространстве. Есть основания думать, что  $g$ -мерная таксономическая система из главных компонент, первых по дисперсии, в состоянии обеспечить более высокую эффективность классификации (1), нежели  $g$ -мерная система из как угодно подобранных исходных переменных.

Систему оснований, вполне удовлетворяющую условию (3), по-видимому, можно получить, если при нахождении обобщенных параметров (типа главных компонент) ориентироваться на поведение энтропии, а не дисперсии. Кажется, так поступают Ватанабе и др. (1969).

Необходимо также изучить возможности факторного анализа (Лоули, Максвелл, 1967). Этот метод позволяет получить обобщенные параметры, которые коррелируют с пространством  $U$  лучше, чем любые исходные переменные. Подобные параметры должны обладать относительно высокой информативностью (2).

Во всяком случае, учитывая сложность ландшафта (обилие переменных и их стохастический характер), в поисках методов объективной классификации необходимо обратиться к многомерному статистическому анализу. Если критерием эффективности принять (1), то наиболее перспективными следует считать те приемы, которые могут дать наиболее информативные по (2) характеристики множества. Однако предложено много других критериев (Сонечкин, 1968; Груза, Раньков, 1970; Житков, 1970). В их числе есть и основанные на энтропии.

Опыт географических наук показывает, что выбор оснований классификации и, как следствие, сама классификация бесперспективны, если критерий эффективности классификации заранее не оговорен. Нельзя классифицировать «вообще», не заботясь о количественных оценках результата, ибо выбор оснований и построение таксономической системы целиком зависят от этих оценок. Если, например, считать, что классификация тем качественнее,



чем меньше дисперсия классов, то лучшими основаниями деления будут главные компоненты. В географических науках мы в сущности пока довольствуемся систематикой, т. е. описательной классификацией, различные варианты которой могут сосуществовать неопределенно долго на правах равновероятных гипотез (в ландшафтоведении и лимнологии: Перельман, 1960; Гвоздецкий, 1961; Мильков, 1967<sub>1</sub>; Абросов, 1967; в почвоведении: Глазовская, 1966; Ковда и др., 1967; Розов, Иванова, 1967; в гидрохимии: Толстихин, 1966; Самарина, 1966; Алекин, 1970). Выбор наиболее работоспособного варианта невозможен именно из-за отсутствия показателей качества разбиения, основанных на мере и числе, которые, вообще говоря, и неприложимы к систематике. Критерием служит лишь опыт, очень длительный применительно к таким сложным системам, как ландшафты, почвы, природные растворы и т. п.

Предлагаемая нами функция ( $I$ ) одинаково пригодна для оценки эффективности и базовой, и специальных классификаций. Непредвиденное всегда нежелательно, и именно прогностические свойства классификации, определяемые количеством непредвиденного, должны учитываться в любом исследовании по аналогии. Понятно, что при построении базовой классификации, как и специальных, используется ограниченный набор исходных переменных. Однако для базовой классификации этот набор достаточно велик, чтобы почти исчерпывающе отразить состояние. Принципиальное различие между этими двумя видами классификации состоит в том, что с привлечением новых переменных границы базовых классов не нарушаются, а их энтропия не отклоняется от некоторого минимума, предопределенного природой данного множества<sup>1</sup>; обогащение же новыми переменными специальных делений приводит и к нарушению границ, и к изменению энтропии. Базовые классы естественны в том смысле, что они объединяют элементы, аналогичные по природе, а не по отдельным свойствам, взятым в отрыве от их естественного единства.

Таким образом, базовую классификацию можно определить как систему таких подмножеств, энтропия которых меньше, чем у каких бы то ни было других равных им по объему подмножеств данного множества (иначе говоря, — как систему с наиболее высоким значением  $\Xi$ ).

Ясно, что среди специальных делений в зависимости от набора исходных переменных могут быть более или менее близкие к базовому, однако это не снимает необходимости последнего как наиболее совершенной типологии состояний. Базовая классификация может развиваться из специальных или независимо путем последовательных приближений. По мере расширения и рафинирования совокупности исходных переменных  $\Xi$  будет возрастать, приближаясь к

<sup>1</sup> Строго математически действительно нельзя обосновать подобную классификацию, ибо все эти изменения есть, но они настолько малы, что не имеют значения для натуралиста.



некоторому предельному значению  $\Xi_{\max}$ , предопределенному природой множества. Наступит момент, когда  $\Xi$  настолько приблизится к  $\Xi_{\max}$ , что дальнейшее совершенствование классификации окажется ненужным.

### Таксономическая система главных динамических комплексов ландшафта

Реализация базовой классификации практически возможна только на ЭВМ. Синтез высокоинформативных обобщенных параметров путем преобразования исходных многомерных пространств представляет очень громоздкую вычислительную операцию. Но машины справляются только с такой информацией, которая зафиксирована языком чисел и символов. При этом многомерные выборки (матрицы) должны состоять из сопоставимого материала и не иметь пустых пересечений. Формализовать до такой степени обширные и очень разнородные данные географии пока невозможно. Обработке на ЭВМ доступны глобальные данные климатологии и гидрологии, т. е. некоторые параметры газогидротермического комплекса. По биологическому, физико-химическому и физико-механическому комплексам имеется в цифрах лишь фрагментарная информация, как правило не сопоставимая в масштабах не только Мира, но и отдельных стран. Поэтому, будь у нас сейчас готовая машинная программа базовой классификации ландшафтов, мы вряд ли смогли бы воспользоваться ею немедленно.

Независимо от того, как определятся в конечном счете принципы деления ландшафтов по состоянию, эта классификация будет количественной по критериям эффективности и по характеру исходного материала. Предстоит большая работа — систематизация имеющихся и накопление новых числовых натуральных данных. Нужны рабочие гипотезы относительно того, какие из доступных измерению (или вычислению) переменных ландшафта должны войти в исходную совокупность в качестве важнейших. Нужны также ландшафтные карты, на основе которых будут составляться выборки элементарных ландшафтов для испытания различных алгоритмов классификации. То и другое требует хотя бы приближенно определить иерархию компонент динамической (или статической) структуры ландшафта в зависимости от их существенности.

В нашем понимании, ландшафт — динамическая система; поэтому будем выяснять соподчиненность динамических комплексов. Существенность мы отождествляем с информативностью и считаем, что информативность определяет таксономическую позицию переменных. Установить соподчиненность динамических комплексов по информативности означает построить таксономическую систему этих компонент.

Базовое деление ландшафтной сферы, основанное на параметрах динамических комплексов, очевидно, адекватно делению неоднородного поля современного ландшафтного процесса. Но со-



ответствует ли оно классификации ландшафта в обычном понимании, т. е. ландшафта как совокупности взаимозависимых «субстантивных» комплексов: атмосферы, водоемов, биоценозов, почв, горных пород и т. п.? Эти подсистемы и фазы представляют «овеществленную историю», результат более или менее длительного развития в условиях, имеющих нередко мало общего с современными.

На этот вопрос можно ответить утвердительно, ибо, во-первых, как ландшафтный процесс в целом, так и все его составляющие так или иначе отражают предшествующие состояния системы и ее «субстантивных» комплексов; во-вторых, нельзя представить какие-то отвлеченные параметры динамического содержания, которые не относились бы к атмосфере, воде, живому веществу, почве и т. п. Эти параметры, описывая процессы, одновременно характеризуют состояния тел (подсистем и фаз ландшафта). Нет двух ландшафтов — «абстрактного» динамического и того, во многом статического, который ненадолго является наблюдателю. Реальный ландшафт — динамическая система. Именно ее нужно и изучать, и классифицировать.

Таксономическая система главных динамических комплексов построена путем умозрительной оценки их относительной информативности в градациях «больше», «меньше» и «приблизительно равно».

Напомним, что информативность (2) есть возрастающая функция корреляции между совокупностями переменных. В сущности отношение (2) представляет универсальный коэффициент корреляции, пригодный для определения тесноты как линейных, так и нелинейных связей. Корреляция данного комплекса со всеми остальными, надо полагать, тем выше, чем больше действий (процессов) возбуждается в ландшафте этим комплексом. Главные составляющие динамической структуры по количеству действий явно неравноценны. Одни глубоко влияют на состояние системы, возможности других как источника действий более ограничены. Соответственно не равны и значения величины  $I$ . Если процесс индифферентен к другим, то нельзя ожидать высокой корреляции его параметров с прочими характеристиками состояния. Напротив, многодеятельный процесс, которому подчинены все другие, должен отличаться большой «емкостью» корреляции.

Наряду с информативностью учитывалась пространственная изменчивость динамических комплексов. Разбиение множества на классы посредством  $g$ -ступенной системы оснований есть деление неоднородности высшего  $g$ -порядка на группы элементов с менее высокой степенью неоднородности. Как будто очевидно, что высшей таксономической функцией с учетом информативности должна быть наделена та переменная, чье поле по сравнению с другими наиболее однородно в пространстве. Выделенные по такому основанию классы — неоднородности ( $g-1$ )-порядка — подлежат дальнейшему разбиению, поскольку есть переменные, варьирующие в их пределах. Из числа последних выбирается наименее изменчивая



(но наиболее информативная) величина, которая служит основанием классов второго ранга — неоднородностей ( $g-2$ )-порядка — и так до последней  $g$ -ступени деления, до классов с «нулевой» неоднородностью.

Пусть в произвольной по размерам области ландшафтной сферы  $S$  выполнены измерения параметров  $u_d$  и  $u_e$  на группе элементов  $A$ . Как выразить степень неоднородности полей  $u_d^A$ ,  $u_e^A$  в сопоставимых величинах?

Обычные в подобных случаях оценки относительной устойчивости переменных делаются в сравнении: рассеяние в пределах  $A$  — рассеяние в пределах  $\dot{A}$ . Например, по атмосферному увлажнению ландшафт явно быстрее, нежели по щелочно-кислотным условиям почвы, становится однородным с переходом от всей ландшафтной сферы к относительно небольшим ее участкам. При  $S$  равной, положим,  $100 \text{ км}^2$ , коэффициент увлажнения (отношение осадков к испаряемости) часто уже достиг своего «почти однородного» поля, тогда как рН почвенной водной вытяжки продолжает варьировать «весьма существенно» в связи с неоднородностью газогидротермического режима и химического состава почв. В такого рода сопоставлениях мы оперируем некоторыми отношениями:

$$\frac{(u_d^{\max} - u_d^{\min})^A}{(u_d^{\max} - u_d^{\min})^{\dot{A}}}; \quad \frac{(u_e^{\max} - u_e^{\min})^A}{(u_e^{\max} - u_e^{\min})^{\dot{A}}}.$$

Это нормированные размахи варьирования. Обозначим их  $r$ .

$$r_d^A = R_d^A \cdot \frac{1}{R_{\dot{A}}^A} = R_d^A C_d,$$

или безотносительно к конкретным параметрам и выборкам,

$$r = R \cdot C.$$

Нормированный размах всякого непрерывного параметра есть непрерывная переменная, изменяющаяся от 0 до 1 в прямой зависимости от размеров  $S$ . Если  $r_d^A \ll r_e^A$ , то  $u_d^A$ -поле по сравнению с  $u_e^A$  более однородно.

Можно представить случаи, когда произвольно заданная величина  $S$  окажется недостаточно большой для выявления неравенства  $r$  ряда сравниваемых параметров. Например,  $r_d^S = r_e^S$ , тогда как  $r_d^{kS} \neq r_e^{kS}$  ( $k > 1$ ), т. е. в действительности мы имеем дело с переменными, достаточно крупные равновеликие поля которых обладают различной степенью неоднородности. Поэтому важно знать не столько  $r$ , сколько скорость изменения этой величины при уменьшении или увеличении  $S$ , иначе говоря, **г р а д и е н т** нормированного размаха

$$\delta = \frac{dr}{dS},$$



или приближенно

$$\bar{\delta} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \delta_i,$$

где  $\delta_i = \frac{\Delta r_i}{\Delta S_i} = \frac{r^{S_{i+1}} - r^{S_i}}{S_{i+1} - S_i}$ .

Если  $\delta_d > \delta_e$ , то это означает, что с уменьшением площади от  $kS$  до  $S$   $u_d$ -поле стабилизируется быстрее, нежели  $u_e$ -поле. Следовательно, однородный по  $u_d$  блок ландшафтной сферы  $S[u_d]$  крупнее блока  $S[u_e]$ , однородного по  $u_e$ . Поэтому  $S[u_d]$  можно делить по  $u_e$ , тогда как для разбиения  $S[u_e]$  по  $u_d$  нет оснований, ибо, признавая какой-либо ландшафт однородным по  $u_e$ , мы должны считать его тем более однородным по  $u_d$ . К этому обязывает неравенство  $\delta_d > \delta_e$ .

Таким образом,  $g$ -мерная таксономическая система оснований должна удовлетворять условию

$$\delta_1 > \delta_2 > \dots > \delta_g. \quad (4)$$

Условие (4) не противоречит условию (3); оно выдвигается как дополнительное специально для таксономической системы главных динамических комплексов ландшафта, которую мы пытаемся построить, не прибегая к точным вычислениям. В ландшафтной оболочке есть две резко различных по пространственной устойчивости компоненты: атмосфера и литосфера. Градиент нормированного размаха любой из сколько-нибудь существенных переменных воздушной толщи (температура, давление, влажность, количество осадков, энергия ветра и т. п.), несомненно, выше градиентов величин, описывающих ландшафтообразующую твердую толщу (морфоструктуру, минеральный и химический составы и т. п.). В высокооднородных по свойствам атмосферы ландшафтах твердый субстрат обычно широко варьирует. В каждом из ландшафтных процессов отражена пространственная изменчивость и атмосферы и литосферы, но, очевидно, в неодинаковой мере. Так, газогидротермический комплекс отражает в основном только морфоструктурную неоднородность твердого субстрата, тогда как физико-механический на-следует неоднородность литосферы и в морфоструктуре, и во множестве других ее проявлений (сопротивление пород и минералов дроблению, размеры, форма и удельный вес частиц, вязкость дисперсной среды и т. д.). Чем полнее тот или иной динамический комплекс отражает изменчивость литосферы, тем ниже градиент нормированного размаха варьирования его параметров. В таком сравнении определяются таксономические отношения по  $\delta$  критерию.

Обозначим  $u^*$  совокупности переменных, однозначно описывающих главные комплексы:  $u_1^*$  — газогидротермический,  $u_2^*$  — биологический,  $u_3^*$  — физико-химический,  $u_4^*$  — физико-механический.

Задача сводится к выбору из 24 формально возможных вариантов таксономической системы (41) того единственного, который удовлетворяет условиям (3), (4). Можно ограничиться рассмотрением восьми вариантов, если биологический и физико-химический комплексы сначала объединить в один. Из  $u_1^*$ ,  $u_2^*$ ,  $u_3^*$ ,  $u_4^*$  получается шестичленная альтернатива (31):

Таксономический ранг	Варианты таксономических систем					
	I	II	III	IV	V	VI
1	$u_1^*$	$u_1^*$	$u_2^* u_3^*$	$u_2^* u_3^*$	$u_4^*$	$u_4^*$
2	$u_2^* u_3^*$	$u_4^*$	$u_1^*$	$u_4^*$	$u_1^*$	$u_2^* u_3^*$
3	$u_4^*$	$u_2^* u_3^*$	$u_4^*$	$u_1^*$	$u_2^* u_3^*$	$u_1^*$

Легче других исключаются варианты IV—VI, где газогидротермический комплекс ( $u_1^*$ ) таксономически подчинен физико-механическому ( $u_4^*$ ). Движением воды, воздуха и тепловым режимом ландшафта определяются важнейшие характеристики биологического, физико-химического и физико-механического комплексов: продукция и деструкция органического вещества, скорость и качественный диапазон химических реакций, скорость физической дезинтеграции, масштабы денудации-аккумуляции, дисперсность кластогенных продуктов. Физико-механический комплекс не влияет на состояние системы столь определяющим образом, следовательно  $I_1 > I_4$ . Пусть даже  $I_1 = I_4$ , но  $\delta_1 > \delta_4$ , поэтому построения, где  $u_4^* \vdash u_1^*$ <sup>1</sup>, неприемлемы.

Вариант III, где  $u_2^* u_3^* \vdash u_1^*$ , принять нельзя, так как  $I_{23} < I_1$ . Тепло, влага и воздух определяют ход накопления и разрушения органического вещества, водную миграцию и минералообразование (непосредственно и действием живого), вообще все важнейшие биологические и физико-химические функции ландшафта, а также генерацию и перемещение кластических и других грубодисперсных масс. Диапазон совокупного действия биологического и физико-химического комплексов заметно уже. Физико-механическое движение, хотя и протекает в сфере их влияния, решающим образом зависит от газогидротермического фактора.

Выбор из двух оставшихся вариантов (I, II) решается в пользу первого. Физико-механический комплекс влияет на состояние ландшафта не более чем биологический и физико-химический. Поэтому  $I_4 > I_{23}$  маловероятно<sup>2</sup>. Трудно допустить также, что  $\delta_4 > \delta_{23}$ ;

<sup>1</sup> Для обозначения таксономических отношений будем применять знак  $\vdash$ , направленный к подчиненному основанию.

<sup>2</sup> В сущности совокупность  $u_2^* u_3^*$  почти однозначно описывает состояние ландшафта, чего нельзя сказать об  $u_4^*$ .



в биологических и физико-химических процессах участвуют преимущественно тонкодисперсные (ионно-молекулярные и коллоидные) формы вещества, которые по сравнению с надколлоидными продуктами физико-механического движения распределяются более однородно<sup>1</sup>.

Расчлняя вторую компоненту I варианта на составляющие ( $u_2^*$ ,  $u_3^*$ ), получим еще два варианта:

Таксономические ранги <sup>2</sup>		Варианты таксономических систем	
		I	II
1	1	$u_1^*$	$u_1^*$
2	2	$u_2^*$	$u_3^*$
	3	$u_3^*$	$u_2^*$
3	4	$u_4^*$	$u_4^*$

Мы не находим аргументов в пользу  $u_3^* \mid u_2^*$ . Жизнь заключена в необозримом множестве видов и каждый — это особый химический цикл. Спектр абиотических физико-химических превращений значительно уже спектра биохимических реакций. Богатый формами биологический комплекс имеет больше выходов в другие звенья динамической структуры ландшафта. Это позволяет считать, что  $I_2 > I_3$ . Равенство и тем более обратное неравенство информативности мало вероятны. Естественно также предположить, что  $\delta_2 > \delta_3$ . Однородные по наиболее выдающимся признакам биоценозы не ограничены физико-химическими однородностями, они занимают более обширные пространства, изотропные по газогидротермическому фактору. Изменчивость литологического фактора, непосредственно и резко отраженная в физико-химическом комплексе, воспринимается живым веществом в ослабленном виде: она смягчена физико-химическими процессами, которые действуют как буфер, и снивелирована наиболее однородными процессами — газогидротермическими.

Процессы, составляющие газогидротермический комплекс, естественно разделяются на два тесно взаимосвязанных, но резко различных по пространственной устойчивости подкомплекса: а э р а л ь н ы й (в атмосфере) и с у б а э р а л ь н ы й (в литосфере и гидросфере). Обозначим  $u_{1a}^*$ ,  $u_{1b}^*$  параметры соответственно

<sup>1</sup> Примечательно, что в почвенной классификации, разрабатываемой уже почти 100 лет, физико-химические свойства почвы неизменно оказываются таксономически выше физико-механических (Иванова, Розов, 1960, 1964; Розов, Иванова, 1967).

<sup>2</sup> Слева — номера рангов ранее рассмотренной трехкомпонентной системы.

первого и второго подкомплексов и решим, какой из них может возглавить таксономическую систему. Возможны два варианта:

Таксономические ранги		Варианты таксономических систем	
		I	II
	1	$u_{1a}^*$	$u_{1s}^*$
1	2	$u_{1s}^*$	$u_{1a}^*$
2	3	$u_2^*$	$u_2^*$
3	4	$u_3^*$	$u_3^*$
4	5	$u_4^*$	$u_4^*$

Субаэральные условия в общем случае — следствие аэральных факторов, скорректированное, однако, азональными факторами: морфоструктурой, морскими и океаническими течениями, ювенильными газовыми, водными и тепловыми потоками. Это очевидно: аэральный газогидротермический режим территории (акватории), благодаря высокой мобильности воздушных масс, создается при участии всей внешней по отношению к данному участку среды, тогда как крупнейшие черты подземного (аквального) режима определяет местная атмосфера, ибо субаэральные системы ландшафта менее способны обмениваться с окружающей средой по собственным каналам. Поэтому  $u_{1a}^*$  и  $u_{1s}^*$ , по-видимому, хорошо коррелируются, и сомнительно, чтобы  $I_{1a} < I_{1s}$ . Оценка относительной изменчивости процессов в данном случае не вызывает затруднений:  $\delta_{1a} > \delta_{1s}$  (достаточно обратить внимание на тот факт, что субаэральная составляющая чувствительнее к неоднородности морфоструктуры).

Итак, в результате приближенного таксономического анализа получена система:

Таксономический ранг	Динамические комплексы
1	Аэральный газогидротермический
2	Субаэральный газогидротермический
3	Биологический
4	Физико-химический
5	Физико-механический

Среди ее членов нет рельефа — неперемного основания большинства известных ландшафтных классификаций, в том числе геохимически специализированных.



Функции рельефа в ландшафте чрезвычайно важны и многочисленны. Они органически связаны с внутренней структурой жесткого каркаса — формой, размерами и распределением проводников воды и воздуха. При одних и тех же углах склонов, расчлененности и т. п., но различном внутреннем устройстве твердой толщи эффекты взаимодействия совершенно неодинаковы (например, болото на монолитных породах — сухой ландшафт на трещиноватых или закарстованных породах). Поэтому необходимо выяснить классификационное значение не одного рельефа, а полного комплекса структурно-морфологических признаков жесткого основания, одним словом, морфоструктуры. Какого ранга заслуживают характеристики морфоструктуры ( $u_5^*$ ), если определять таксономические отношения по информативности?

Всякому, кто с изменением рельефа постоянно наблюдал основательные, нередко коренные сдвиги в ландшафте, совокупность  $u_5^*$  покажется достаточно ценной для классификации. С нашей же точки зрения ей нельзя отвести ранг выше параметров физико-механического комплекса, последнего в таксономической системе динамических компонент. Чтобы убедиться в этом, достаточно поставить вопрос, какое предположение о типе ландшафта определеннее — то, которое можно сделать, располагая исчерпывающей характеристикой физико-механического движения, или же другое — на базе полного представления о морфоструктуре. Зная только модуль стока взвешенных наносов и напряженность термического выветривания, можно указать на определенный (хотя и обширный) круг типологических сообществ. Подробные же сведения о рельефе и проницаемости литосферы, не подкрепленные никакими данными о внутриландшафтных процессах, остаются сведениями о морфоструктуре — консервативном элементе системы, унаследовавшем ее былые состояния; связанные с ней предположения относительно типа ныне протекающих взаимодействий, т. е. относительно типа самого ландшафта, страдают высокой неопределенностью.

Вместе с тем измеренные характеристики морфоструктуры всегда будут источником величин, необходимых для вычисления параметров взаимодействия; поэтому задача классификации морфоструктур приобретает большую актуальность.

Еще менее значим в таксономическом отношении состав ландшафтообразующих горных пород ( $u_6^*$ ).

Если по крупным морфоструктурным признакам ландшафтная сфера все же делится по крайней мере на две категории образований — горные и равнинные (с известными энергетическими различиями процессов), то значение литологии само по себе не позволяет достигнуть даже такой определенности, ибо характер мобилизации твердого субстрата и его трансформация в ландшафте зависят от энергетических факторов, о которых состав породы не дает представления. Конечно, нельзя сказать, что ландшафты, выделенные на одних и тех же породах, но разные по зональным признакам,



не имеют типологической близости. Это тоже классы, но крайне неопределенные. Обратимся к показателям динамических комплексов — и «литогенные» сообщества тотчас распадутся на очень непохожие подразделения, такие, как гилен и тропические пустыни, мерзлотные редколесья и гилен.

Таким образом, ввиду исключительной неопределенности типологических выводов, которые возможны на литологической основе, вопрос о таксономической позиции состава горных пород (если он вообще не лишен смысла) предположительно решается так: ... $\vdash u_4^*$   
 $\vdash u_5^* \vdash u_6^*$ .

В таксономическую систему динамических комплексов не включены радиационные процессы.

Участки ландшафтной сферы, отмеченные одним и тем же уровнем облучения, намного обширнее участков, однородных по климату; несколько уже поля равных значений радиационного баланса ( $R$ ), но и они дифференцированы по климату (Физико-географический атлас Мира, 1964). Это не позволяет внести соответствующие переменные в систему оснований ниже азрального газогидротермического комплекса. А для более высокого ранга они едва ли годятся по той причине, что ландшафты, получающие равные дозы лучистой энергии, и даже те ландшафты, которые в одинаковых количествах ее потребляют, слишком разнородны, чтобы составить типологически монолитные сообщества. Достаточно сказать, что по величине суммарной радиации объединяются аридные и гумидные области ландшафтной сферы. Но можно представить и сравнительно информативные параметры энергетического содержания, учитывающие радиацию. Таков, например, радиационный индекс сухости (Будыко, 1955):  $R/Lr$ , где  $L$  — скрытая теплота парообразования, а  $r$  — годовое количество осадков. Изолинии индекса сухости обнаруживают отчетливую связь с географическими зонами.

Поэтому совокупность переменных, описывающих поступление и превращения лучистой энергии ( $u_0^*$ ), следует объединить с переменными азрального газогидротермического комплекса в одно многомерное основание —  $u_0^* u_{1a}^*$  (климат). Это не сделано раньше только для простоты таксономического анализа.

Интересно, что соседние звенья таксономической системы (см. таблицу) оказались в отношениях «недалеких причин и следствий». В природе биологические процессы непосредственно подчинены радиационным и газогидротермическим; причем теснее связаны с субазральной компонентой, а она, в свою очередь, — ближайшее следствие атмосферных условий; порядок динамических комплексов в рассматриваемом построении отвечает этим закономерностям. Неразрывное единство биологического и физико-химического движений также нашло отражение в позиции соответствующих таксонов; взаимно менее зависимые биологический и физико-механический комплексы, напротив, таксономически разобщены.



Таксономическая система главных динамических комплексов ландшафта

Таксономический ранг	Комплекс	Классы элементарных ландшафтов
1	Радиационный и азральный газогидротермический (климат)	Группы
2	Субазральный газогидротермический	Подгруппы
3	Биологический	Семейства
4	Физико-химический	Роды
5	Физико-механический	Виды
6	Морфоструктура *	Подвидовые
7	Ландшафтообразующие горные породы *	подразделения

\* Компоненты сомнительного таксономического значения.

Максимально удалены климат и морфоструктура с горными породами — компоненты, каузально тяготеющие к внешним средам (космической и планетарной).

Высокие ранги (1, 2) заняты своего рода источниками энергии; средние (3—5) — ее трансформаторами и потребителями; нижние (6, 7) принадлежат факторам «неопределенного потенциала» в том смысле, что энергетически они проявляют себя в конкретном ландшафте в основном только так, как допускают его световые, тепловые и влажностные характеристики. Причинные эффекты идут в систему, грубо говоря, и сверху (от зонального) и снизу (от азонального), но при этом азональное воплощается в динамической структуре всегда зависимо от зонального; обратная связь выражена гораздо слабее.

Подобный таксономический порядок установлен А. И. Перельманом (1966) в его геохимической классификации элементарных ландшафтов. Данный порядок принципиально не расходится с таксономией динамических комплексов (начиная с биологического и ниже): биологический — физико-химический — физико-механический. Между тем эти две системы обоснованы с различных позиций. Система А. И. Перельмана отражает интуитивно уловленную неравную информативность «воздушных» и «водных» мигрантов.

Все мигрирующие в ландшафте атомы можно разделить с известной долей условности на две группы: биогенно-воздушную и литогенную.

Биогенно-воздушные мигранты — это главные элементы живого и мертвого органического вещества, атмосферы и воды (С, N, O, H); они отличаются наиболее значительной (по массе и скорости) миграцией в системе: воздух — вода — органическое вещество.

Литогенные мигранты — атомы, для которых наиболее характерна миграция в системе: твердые минеральные тела — растворы



(минеральная составляющая без газов) — организмы и продукты их жизнедеятельности («зольная» составляющая).

Обратим внимание на два важных для таксономического анализа различия между биогенно-воздушными и литогенными мигрантами.

1. Биогенно-воздушные мигранты распределены в ландшафтной сфере более равномерно, чем литогенные. Причины этих различий достаточно ясны: высокая мобильность воды и газов, существование относительно однородных масс живого в широком диапазоне условий среды, участие биогенно-воздушных атомов в быстро обратимых процессах; нахождение литогенных атомов преимущественно в твердых минеральных телах и растворах, наследующих высокую неоднородность литосферы, и участие подавляющей массы литогенных мигрантов в медленно обратимых процессах («большой круговорот»). Атомы биогенно-воздушной группы относительно равномерно распределяются в пространстве ландшафта, и их однородные поля обычно заключают в себе несколько полей, однородных по литогенному элементарному составу. Иначе говоря, любой произвольно выделенный блок ландшафтной сферы в общем случае более неоднороден по литогенным, нежели по биогенно-воздушным мигрантам.

2. Биогенно-воздушные элементы являются главным трансформатором космической и планетарной («тектонической») энергии. Подавляющая часть свободной энергии в ландшафте связана с биогенно-воздушным субстратом; биологическая, физико-химическая и физико-механическая работа почти целиком определяется состоянием газов, воды и живого вещества. В движении атомов биогенно-воздушной группы виден тот комплекс внутренних процессов, которые, собственно, и создают все многообразие состояний. Эти процессы как бы управляют состоянием. Поступление, внутривыделенная миграция и удаление в окружающую среду литогенных элементов явно выступают в качестве подчиненных процессов. Отсюда неравные возможности соответствующих переменных как информаторов состояния. Из теории информации известно, что по подчиненной системе вообще нельзя однозначно судить о подчиняющей (Вентцель, 1964). Это довольно очевидно и интуитивно.

Легко видеть, что от газогидротермического комплекса к физико-механическому количественная роль биогенно-воздушных мигрантов уменьшается, а литогенных возрастает. Тем самым таксономическое неравенство мигрантов учитывается.

Какое значение может иметь таксономическая система главных динамических комплексов при построении базовой классификации?

Данная система, если ее принять как рабочую гипотезу, будет ориентировать выбор исходных переменных для последующего математического синтеза высокоинформативных оснований. Набор характеристик состояния не может быть сколь угодно большим. Во-первых, потому что метрологические наблюдения в ландшафтной сфере сопряжены со значительными трудностями. Во-вторых,



электронно-вычислительные машины в состоянии решать задачи преобразования пространств все же ограниченного порядка. Поэтому приходится рассчитывать на какие-то оптимальные по объему совокупности и искать предварительные критерии существенности переменных. Предложенная система дает такие критерии.

Посредством системы динамических комплексов можно классифицировать ландшафты. Она позволяет определять ранги многомерных оснований. Многомерное основание — это совокупность переменных, описывающая комплекс и применяемая на том ранге, который предоставлен данному комплексу. Подобные основания в какой-то мере могут заменить обобщенные параметры, неизвестные в начале развития базовой классификации. Многомерное основание формируется из числа переменных, которые по опыту существенны для выяснения состояний. Примеры многомерных оснований:  $u_{1a}^*$  — средние годовые температура воздуха и давление, сумма температур за период с устойчивой температурой выше  $+10^\circ$ , коэффициент увлажнения (азральный газогидротермический комплекс);  $u_2^*$  — биологическая продуктивность ландшафта, скорость деструкции органического вещества, средняя годовая биомасса, масса органических остатков (биологический комплекс). Разумеется, оперировать такими совокупностями гораздо труднее, чем отдельными величинами. Переменные комплексного основания связаны корреляционно (а не функционально), их поля сложно накладываются друг на друга, границы однородностей не совпадают. Поэтому в делении возможен значительный элемент субъективного. И все же он меньше, чем при незнании иерархии динамических членов ландшафта.

### Роль геохимии

Значение геохимии для ландшафтоведения нельзя рассматривать безотносительно к геохимическому ландшафту — специальному предмету геохимии в новой сфере ее приложения.

Если геохимический ландшафт — это всякий ландшафт на атомном уровне, то роль геохимии в решении проблемы базовой ландшафтной классификации достаточно ясна. Геохимическими методами можно получить очень много количественных характеристик состояния элементарных ландшафтов. Ландшафт — система взаимодействующих тел; взаимодействие осуществляется путем вещественного (и энергетического) обмена. Это известно сравнительно давно, но только с геохимией (и геофизикой) мы получили возможность количественно изучать взаимодействие. Геохимия — источник важнейших данных для статистических совокупностей, исходных в таксономическом анализе на ЭВМ.

Если же геохимический ландшафт представляет «парагенетическую ассоциацию сопряженных элементарных ландшафтов», то горизонты ландшафтной геохимии не очень ясны. Изучать геохимические ландшафты как некоторые подмножества элементарных



ландшафтов означает и классифицировать их как эти подмножества. Вместо того, чтобы сосредоточиться на классификации элементарных ландшафтов и тем самым ускорить ее создание, геохимики будут отвлечены на решение совершенно иной задачи. Они окажутся в положении химиков, пытающихся классифицировать химические соединения, не имея классификации атомов. Какая-то классификация, конечно, получится, она даже чему-то послужит, но работа над ней сейчас преждевременна. Главная задача ландшафтоведения — классификация элементарных ландшафтов по состоянию.

По этим соображениям, в упомянутой ассоциации элементарных ландшафтов мы не склонны видеть решение проблем ландшафтоведения (Перельман, 1966). Роль «геохимического ландшафта», быть может, возрастет при том органическом слиянии понятий, которое заложено в наших определениях и которое устранил реальную ныне возможность распыления сил. И все же проблемы ландшафтоведения, в том числе классификация, под силу лишь самому ландшафтоведению (проникнутому идеями и методами других наук, не исключая геохимию).

Среди естественных наук, имеющих предмет исследования, целиком или отчасти (в ландшафтной сфере) геохимия вместе с геофизикой находятся на особом положении. Их теория и методы принципиально применимы к исследованию и каждого члена динамической структуры в отдельности, и элементарного ландшафта как целостной системы, и любой совокупности взаимодействующих ландшафтов от морфогенетической ассоциации до ландшафтной сферы. Тем не менее ни геохимия, ни геофизика, изучающие природу одна в атомном аспекте, а другая со стороны ее физических свойств, не в состоянии избавить ландшафтоведение от специфических трудностей, с которыми оно встретится в работе над базовой классификацией. Взять хотя бы задачу формирования исходных совокупностей. Могут ли они состоять только из переменных, определяемых в процессе собственно геохимических исследований? Солнечная радиация и газогидротермический комплекс описываются преимущественно физическими величинами и изучаются климатологией, метеорологией, гидрологией и т. д.; геохимия может иметь здесь вспомогательное значение. Биологический, физико-химический и физико-механический комплексы также нельзя измерить и объяснить только геохимически (иначе они не составили бы предмета более чем десяти дисциплин). Источником соответствующих переменных послужат, скорее, биогеоценология, почвоведение, лимнология и другие отрасли естествознания, оперирующие обширной совокупностью методов и познающие свои объекты на всех уровнях их организации, включая атомный.

Но дело не только в том, что геохимик не в состоянии предоставить все необходимые для таксономического анализа величины. Любой вклад геохимии в базовую классификацию окажется возможным лишь при условии, что пути ее создания будут достаточно ясны самим ландшафтоведам. Из разобщенных знаний, добытых на



отдельных направлениях географии и геологии, ландшафтоведение вырастает в учение о целостной природной системе, отраженной в специальном понятии и, следовательно, требующей специальных приемов базового деления. При любых основаниях оно останется ландшафтным, а не геохимическим, геофизическим, почвенным, геоботаническим и т. д.

Геохимическая классификация ландшафтов не выходит за рамки специализированного варианта базовой ландшафтной классификации. Ее специфика состоит не в особых принципах деления ландшафтной сферы, а в специальном (геохимическом) наборе исходных переменных либо в соответствующем освещении базовых классов. Может быть, достаточно обширные совокупности чисто геохимического содержания и приведут к делениям, близким к базовому, но создание подобных наборов окажется слишком трудоемким, т. е. такой путь к базовой классификации не будет самым коротким.

Таким образом, роль геохимии в решении рассматриваемой проблемы представляется значительной, но далеко не главной. Геохимия ландшафта — метод ландшафтоведения, позволяющий представить ландшафт на соответствующем уровне его организации. Только в условиях теоретической незрелости ландшафтоведения геохимический ландшафт может показаться отдельной системой природы, а геохимия ландшафта — универсальным средством решения проблем ландшафтоведения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абросов В. Н. Некоторые проблемы типологии озер. — В кн. «Круговорот веществ и энергии в озерных водоемах». Изд-во «Наука», 1967.
- Алексин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеоздат, 1970.
- Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, 1963.
- Арманд Д. Л. Принципы физико-географического районирования. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 1.
- Арманд Д. Л. Предмет, задачи и цель физической географии. — Вопросы географии, 1957, сб. 40.
- Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Труды Центрального института прогнозов, 1959, вып. 74.
- Берг Л. С. Предмет и задачи географии. — Изв. Русского геогр. об-ва, 1915, 51, вып. 9.
- Бернштейн С. Н. Теория вероятностей. ОНТИ, 1934.
- Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 2, 4.
- Ватанаве С., Ламберт П., Куликовский К., Бакстон К., Уокер Р. Оценка и отбор параметров в задачах распознавания образов. — В сб. «Автоматический анализ сложных изображений». Изд-во «Мир», 1969.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Изд-во «Наука», 1964.
- Гвоздецкий Н. А. О типологическом понимании ландшафта. — Вестн. МГУ, серия биол., почв., геол. и геогр., 1958, № 4.
- Гвоздецкий Н. А. Опыт классификации ландшафтов СССР. — Тезисы докладов V совещания по ландшафтоведению. Изд-во МГУ, 1961.
- Глазовская М. А. Принципы ландшафто-геохимического районирования для целей поисков полезных ископаемых. — Вестн. МГУ, серия 5, геогр., 1962, № 6.



- Глазовская М. А. Принципы классификации почв Мира.— Почвоведение, 1966, № 8.
- Груза Г. В., Раньков Е. Я. О принципах автоматической классификации метеорологических объектов.— Метеорол. и гидрол., 1970, № 2.
- Ефремов Ю. К. О месте геоморфологии в круге географических наук.— Вопросы географии, 1950, сб. 21.
- Житков Г. Н. Некоторые методы автоматической классификации (Обзор).— В сб. «Структурные методы познания и автоматическое чтение». М., 1970.
- Иванова Е. Н., Розов Н. Н. Классификация почв СССР.— В сб. «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванова Е. Н., Розов Н. Н. Систематика и номенклатура почв СССР. (Доклады к VIII Международному Конгрессу почвоведов). Изд-во «Наука», 1964.
- Исаченко А. Г. Развитие ландшафтоведения в СССР за 40 лет.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1957, 89, вып. 5.
- Исаченко А. Г. 1. Понятие «тип местности» в физической географии (в связи с вопросом ландшафтной систематики и картирования).— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1960, вып. 2, № 12.
- Исаченко А. Г. 2. О так называемом типологическом понимании ландшафта.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1960, 92, вып. 4.
- Исаченко А. Г., Калесник С. В. По поводу статьи Н. А. Гвоздецкого «В защиту типологического понимания ландшафта». Изв. Всес. геогр. об-ва, 1961, 93, вып. 3.
- Калесник С. В. Линейны ли границы ландшафтов?— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 2.
- Кириллов В. И., Зыков П. Г., Старченко А. А., Чураков Ю. Д. Логика. Изд-во «Высшая школа», 1964.
- Ковда В. А., Лобова Е. В., Розанов Б. Г. Проблема классификации почв Мира.— Почвоведение, 1967, № 4, 7.
- Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. Изд-во «Мир», 1967.
- Мильков Ф. Н. О понятии физико-географического ландшафта и системе ландшафтных единиц.— Изв. Чкаловского отд. геогр. об-ва СССР, 1948, вып. 2.
- Мильков Ф. Н. 1. Основные проблемы физической географии. Изд-во «Высшая школа», 1967.
- Мильков Ф. Н. 2. О подразделении ландшафтной сферы Земли на отделы и классы ландшафтов.— В сб. «Землеведение». М., 1967, вып. VII.
- Михайлов Н. И. О системе таксономических единиц физико-географического районирования.— Научные доклады высшей школы, геолого-геогр. науки, 1959, № 2.
- Налимов В. В. Теория эксперимента. Изд-во «Наука», 1971.
- Неуструев С. С. Элементы географии почв. М.—Л., 1930.
- Перельман А. И. Геохимические принципы классификации ландшафтов.— Вестн. МГУ, серия 5, геогр., 1960, № 4.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд-во «Высшая школа», 1966.
- Полынов Б. Б. Пески Донской области, их почвы и ландшафты.— Труды Почв. ин-та, 1926—27, вып. 1—2.
- Полынов Б. Б. Современные задачи учения о выветривании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 2.
- Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты.— В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., 1946.
- Полынов Б. Б. Учение о ландшафтах.— Вопросы географии, 1953, сб. 33.
- Полынов Б. Б., Крашенинников И. М. Физико-географические и почвенно-ботанические исследования в области бассейна реки Убер-Джаргалантэ и верховьев Ара-Джаргалантэ.— В кн. «Северная Монголия». Л., 1926.
- Преображенский В. С. Ландшафтные исследования. Изд-во «Наука», 1966.
- Прокаев В. И. Об основной и наименьшей единице ландшафтоведения.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1961, 93, вып. 3.
- Розов Н. Н., Иванова Е. Н. Классификация почв СССР.— Почвоведение, 1967, № 2, 3.



- Самарина В. С.* Систематизация химических классификаций природных вод.— В сб. «Вопросы гидрогеологии и гидрохимии». Изд-во ЛГУ, 1966.
- Солнцев Н. А.* О морфологии природного географического ландшафта.— Вопросы географии, 1949, сб. 16.
- Сонечкин Д. М.* Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ.— Метеорол. и гидрол., 1968, № 5.
- Толстихин Н. И.* О классификации природных вод по химическому составу и их нумерации.— Изв. Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, 1966, 2, № 3.
- Уилкс С.* Математическая статистика. Изд-во «Наука», 1967.
- Физико-географический атлас Мира. АН СССР и Главное управление геодезии и картографии ГГК СССР. М., 1964.
- Hottelling H.* Analysis of a complex of statistical variables into principal components.— J. Educ. Psych., 1933, 24.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Л. Г. Филимонова.</i> Геохимия фтора в северотаежных мерзлотных ландшафтах Алданского нагорья . . . . .	5
<i>И. Б. Никитина.</i> Геохимические особенности ультрапресных вод северотаежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии . . . . .	24
<i>И. Б. Никитина.</i> О формах миграции химических элементов в природных водах северотаежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии . . . . .	36
<i>А. М. Иванова, И. С. Егорова, Ю. С. Куликов.</i> Геохимические ландшафты северо-запада Сибирской платформы . . . . .	45
<i>В. Д. Сидельникова.</i> Селен в пустынных геохимических ландшафтах	64
<i>С. Г. Батулин.</i> Гипсоносный элювий как типологическая особенность устьуртского геохимического ландшафта . . . . .	93
<i>С. Г. Батулин.</i> О почвенно-геохимических показателях эволюции ландшафтов пустынь в антропогене . . . . .	100
<i>Е. Н. Борисенко.</i> О перераспределении химических элементов при древнем оглеении в верхнепермских красноцветах Приуралья . . . . .	116
<i>В. Л. Кожара.</i> Проблема базовой классификации ландшафтов и роль геохимии в ее решении . . . . .	132



**Геохимия фтора в северотаежных мерзлотных ландшафтах Алданского агорья.** Л. Г. Филимонова. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Миграция фтора в северотаежных мерзлотных ландшафтах слабо зависит от содержания фтора в коренных породах, от щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий. Основным источником подвижного фтора в ландшафтах являются атмосферные осадки, а также разлагающийся опад растений. Содержание фтора в золе высших растений в несколько раз превышает его среднее содержание в земной коре. Наиболее интенсивно накапливают фтор мхи и лишайники, растущие в автономных условиях.

Водную миграцию фтора в автономных ландшафтах кислого класса в основном определяют атмосферные осадки, а в подчиненных (кислого глеевого класса) — биологический круговорот. Табл. 10. Библ. 5 назв. Илл. 5.

**Геохимические особенности ультрапресных вод северотаежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии.** И. Б. Никитина. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Изучен химический состав ультрапресных вод в Алданском районе в пределах трех геохимических ландшафтов. В катионном составе вод преобладает кальций, в анионном — бикарбонат. Характерно высокое содержание кремневой кислоты, составляющей почти 50% от общей минерализации вод. Особенностью ультрапресных вод являются ненасыщенность, большая растворяющая способность и агрессивность, связанная с повышенным содержанием газов и органических веществ.

Вследствие низких температур скорости протекания многих процессов (в том числе и окислительно-восстановительных) в этих водах малы; создаются условия для наличия одновременно больших количеств хлора и органических веществ, слабо окисленных, слабо минерализованных.

Большое геохимическое значение имеет органическое вещество, содержание которого определяет ряд свойств воды: рН, газосность, содержание биогенно-воздушных компонентов, миграцию ряда минеральных компонентов. Определены качественно различные группы органических веществ: кислоты, альдегиды, нейтральные летучие соединения (углеводороды, альдегиды, кетоны, терпены); выделены гуминовые кислоты. Табл. 3. Библ. 14 назв. Илл. 6.

**О формах миграции химических элементов в природных водах северотаежных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии.** И. Б. Никитина. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Основным методом при исследовании форм миграции элементов в водах служил диализ; кроме того, были привлечены экстракция органическими растворителями при различных рН и катионирование.

В водах с большим содержанием органических веществ железо мигрирует в коллоидной форме в виде органо-минеральных комплексных соединений, которые хорошо удерживаются в растворах в широких пределах рН благодаря защитному действию фульвокислот. Для вод с относительно пониженным содержанием органических веществ количество коллоидных, высокомолекулярных форм несколько ниже — 60—80%. В водах с очень малым содержанием органических веществ все железо мигрирует в ионной, истинно растворенной форме. При диализе равновесие в системе для железа наступает после четырех-пяти суток. Количество алюминия, мигрирующего в коллоидной, высокомолекулярной форме, несколько ниже, чем железа. Алюминий образует с гумусовыми кислотами менее прочные соединения, обладающие меньшей миграционной способностью. Табл. 1. Библ. 28 назв. Илл. 4.

**Геохимические ландшафты северо-запада Сибирской платформы.** А. М. Иванова, И. С. Егорова, Ю. С. Куликов. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

В соответствии с принципами классификации геохимических ландшафтов, предложенными А. И. Перельманом, выделяются таксономические единицы геохимических ландшафтов различного ранга на северо-западе Сибирской платформы. По условиям применения геохимических поисков полезных ископаемых выделенные ландшафты группируются в области I, II, III категорий.

В областях I категории первичные и вторичные ореолы залегают вблизи поверхности; в областях II категории в связи с меньшей обнаженностью вблизи поверхности преимущественно развиты вторичные ореолы; к областям III категории относятся подчиненные супераквальные ландшафты, которые часто содержат древние вторичные концентрации рудных элементов (безрудные аномалии). Табл. 1. Библ. 16 назв. Илл. 1.



УДК 550.42

**Селен в пустынных геохимических ландшафтах.** В. Д. Сидельникова. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Основная особенность гипергенной миграции селена в пустынных ландшафтах состоит в его интенсивной миграции в резкоокислительной среде и в низкой миграционной способности в слабоокислительной и восстановительной средах. Делается вывод, что геохимия селена в зоне гипергенеза пустынь Средней Азии отличается от геохимии серы: 1) по сравнению с серой селен в водах окислительной обстановки мигрирует значительно слабее; 2) в большинстве солончаков на элювиальных равнинах и в бессточных впадинах селен не накапливается, в то время как сера энергично аккумулируется в виде гипса и других сульфатов. Табл. 12. Библ. 73 назв. Илл. 14.

УДК 551.453

**Гипсоносный элювий как типологическая особенность устюртского геохимического ландшафта.** С. Г. Батулин. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Гипсоносность элювиальных пустынных почв и коры выветривания в устюртском ландшафте объясняется наличием сингенетических и эпигенетических концентраций гипса в осадочных породах неогенового возраста. Меньшее значение имеют древнечетвертичные солончаковые гилсовые аккумуляции, так как некоторые факты (например, наличие карста) свидетельствуют о том, что широкое развитие солончаковых ландшафтов в четвертичное время было исключено. Библ. 15 назв.

УДК 551.453

**О почвенно-геохимических показателях эволюции ландшафтов пустынь в антропогене.** С. Г. Батулин. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Среди различных показателей палеогеографической обстановки пустынь в антропогене важное место принадлежит почвенно-геохимическим показателям. Для успешного применения данных палеопочвоведения при палеогеографических реконструкциях необходимо базироваться на таких свойствах древних почв, палеогеографическое значение которых твердо установлено и может трактоваться однозначно. В частности при обсуждении условий формирования гипсоносных почв необходимо учитывать возможность накопления сульфата кальция не только в древнегидроморфную стадию развития почв, но и за счет элювиального перераспределения солей, содержащихся в осадочных породах морского происхождения. Возможны также эоловый перенос сульфата кальция и механическая миграция гипса при образовании пролювиальных отложений. Обычные серобурые почвы не содержат реликтов гидроморфизма. Библ. 31 назв. Илл. 1.

УДК 550.42:552.5

**О перераспределении химических элементов при древнем оглеении в верхнепермских красноцветях Приуралья.** Е. Н. Борисенко. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Верхнепермские красноцветные отложения Приуралья изменены процессами глеевого катагенеза, обусловившими осветление первичных красно-бурых пород за счет восстановления и частичного выноса железа под воздействием подземных вод.

Сравнение результатов анализа проб, взятых попарно из бурых и осветленных участков пластов континентальных отложений  $P_2$ , показало значительное перераспределение химических элементов в процессе глеевого катагенеза. Содержание одних элементов (Na, Ca, Fe, Mn и др.) в оглеенных породах ниже, чем в красно-бурых, а содержание Si, V, Cr, наоборот, выше.

Способность Si, V, Cr накапливаться в оглеенных породах часто приводит к образованию в них эпигенетических рудопроявлений этих элементов. Геохимические особенности континентальных отложений  $P_2$  нашли отражение в развитых на них ландшафтах, характеризующихся относительно высоким плодородием. Табл. 5, Библ. 27 назв. Илл. 3.

УДК 551.4

**Проблема базовой классификации ландшафтов и роль геохимии в ее решении.** В. Л. Кожара. В сб. «Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза». Изд-во «Наука», 1973 г.

Базовая классификация — это система деления объема базового понятия по количественно определенным, систематическим и наиболее информативным признакам предмета. Главный принцип ее построения сформулирован так:



каждый член базовой классификации должен обладать предельно малой энтропией, т. е. от высших подразделений к низшим энтропия должна уменьшаться с максимально возможной скоростью; это достигается выбором наиболее информативных признаков-оснований и введением их в таксономическую систему под контролем двух критериев — информативности и градиента удельной амплитуды варьирования.

Данный принцип реализован в таксономической системе главных динамических структурных комплексов ландшафта. Это те крупнейшие процессы ландшафтной сферы, которые абсолютно систематически развиты в ее пространстве и без участия которых она не существует (переходит в другие системы планеты). Установлен следующий таксономический порядок главных комплексов: 1) радиационный и азральный газогидротермический; 2) субазральный газогидротермический; 3) биологический; 4) физико-химический; 5) физико-механический.

Табл. 5. Библ. 51 назв.

## ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ И ПРОЦЕССЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Ю. К. Андреев

Художественный редактор С. А. Литвак  
Технический редактор Т. С. Жарикова

Сдано в набор 6/III 1973 г. Подписано к печати 13/VII 1973 г. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага № 2. Усл. печ. л. 10. Уч.-изд. л. 11,1. Тираж 1300 экз. Т-11336. Тип. зак. 2714  
Цена 1 р. 10 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62 Подсосенский пер., д. 21

Набрано в Чеховском полиграфическом комбинате Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли  
г. Чехов, Московской области

Отпечатано во 2-й типографии издательства «Наука», 121099,  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 10 к.

5370