

Н.С.КАСИМОВ

**ГЕОХИМИЯ
ЛАНДШАФТОВ
ЗОН
РАЗЛОМОВ**



Н. С. КАСИМОВ

**Геохимия
ландшафтов
зон
разломов**

(на примере Казахстана)

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1980



3300

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

докт. геогр. наук проф. *М. А. Глазовская*,
канд. геол.-мин. наук *Ю. Е. Саев*
(Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов АН СССР)

Научный редактор — проф. *А. И. Перельман*

Касимов Н. С.

Геохимия ландшафтов зон разломов (на примере Казахстана). — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980, 119 с., с ил.

В монографии дана геохимическая характеристика ландшафтов зон разломов в пределах аридной зоны Казахстана; описаны геохимические барьеры и зоны выщелачивания в почвах, особенности биогенной аккумуляции микроэлементов; дается систематика геохимических аномалий и приводятся практические рекомендации по проведению геохимических поисков в зонах разломов.

Для геохимиков-ландшафтоведов, почвоведов и геологов.

К $\frac{20804-092}{077(02)-80}$ 149—80 1904020000

ПРЕДИСЛОВИЕ

Зоны разломов — это выводные каналы тепловых, газовых и водных потоков из глубоких горизонтов литосферы и зоны гипергенеза к земной поверхности. В областях новейшей и неотектонической активизации зоны разломов играют важную ландшафтообразующую роль и во многом определяют геохимические особенности формирующихся в их пределах ландшафтов. Ландшафты зон разломов часто обогащены многими химическими элементами и соединениями. В них формируются различные виды геохимических аномалий, которые необходимо учитывать и оценивать при поисках рудных месторождений. Часть этих аномалий имеет рудную природу, однако подавляющее большинство аномалий являются безрудными либо соответствуют непромышленной рассеянной минерализации.

Зоны разломов и узлы их пересечения — наиболее благоприятные участки для локализации рудных месторождений многих генетических типов. Поэтому геохимические особенности ландшафтов зон разломов особенно важно знать при проведении наземных и глубинных литохимических, биогеохимических и гидрогеохимических поисков рудных месторождений. В этих ландшафтах можно получить геохимическую информацию о более глубоких горизонтах зоны гипергенеза и тем самым повысить эффективность геохимических поисков полезных ископаемых. Важность изучения геохимии зон разломов для поисковых целей подчеркивалась рядом исследователей (Перельман, 1968; Удодов и др., 1973; Беус, Григорян, 1975; Левинсон, 1976). Слабая изученность геохимии ландшафтов зон разломов сделала необходимой постановку специальных ландшафтно-геохимических исследований зон разломов.

В предлагаемой работе рассматриваются основные особенности геохимического влияния зон разломов на ландшафты некоторых рудных провинций аридных областей Казахстана. Выделяются три формы этого влияния, играющие ландшафтообразующую роль, т. е. приводящие к образованию специфических в геохимическом отношении ландшафтов: 1) засоление легкорастворимыми солями с образованием солончаков и солонцов вдоль линий разломов с испарительной концентрацией в почвах и коре выветривания; 2) образование незасоленных гидроморфных ландшафтов (болотных, лесных, луговых),

пространственно и генетически связанных с зонами тектонических нарушений; 3) ожелезнение и омарганцевание почв и пород в зонах разломов. Возможно, и наложение всех этих процессов — как пространственно, так и во времени.

Имеются и другие формы влияния тектонических разломов на геохимию ландшафтов: поступление газов по разломам (водорода, углекислого газа, метана, гелия, паров ртути и др.), карбонатизация, окварцевание, серицитизация, пиритизация пород и образующихся на них почв и т. д. Все эти изменения пород и почв в зонах разломов представляют значительный интерес, особенно при поисках рудных месторождений, но не имеют самостоятельного ландшафтообразующего значения. Они в большей степени являются объектами геолого-геохимического, а не ландшафтно-геохимического изучения.

Нами исследовались ландшафты, формирующиеся вдоль локальных тектонических нарушений, оперяющих региональные глубинные разломы, или относящиеся к зонам разломов, обычно представляющим собой структуры второго порядка в синклиналиях и антиклиналиях. Кроме того, изучались мелкие разломы в пределах отдельных рудных полей, а также трещины и жилы в зонах дробления.

Работа основывается на материалах, полученных автором во время работы в Мугоджарской ландшафтно-геохимической экспедиции кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ. Полевые исследования проводились в Мугоджарах (1966—1968 гг.), Северном Казахстане (1969—1971, 1974 гг.), Центральном Казахстане (1973—1977 гг.) по договору с Центральной геохимической экспедицией (ЦГХЭ) Казахского научно-исследовательского института минерального сырья под руководством проф. А. И. Перельмана. Работы велись как в пределах известных месторождений и рудопроявлений (Жайрем, Борлы, Восточное Бесшоки, Карабас, Жота, Домбралы, Васильковское и др.), так и на безрудных площадях (рис. 1). В разное время в полевых исследованиях совместно с автором участвовали А. И. Перельман, А. С. Досмаилов, А. Г. Никитин, Р. С. Смирнова, Ю. В. Проскуряков, Н. Б. Шамкова, Н. А. Шмелькова, З. В. Шкуратенко, О. А. Ясиновская, С. В. Кулинская, И. А. Дубровина, А. Н. Грибкова. Полевые работы заключались в детальном крупномасштабном профилировании и картографировании элементарных ландшафтов.

В работе использованы как собственные материалы автора (около 6000 определений), так и некоторые результаты Мугоджарской и Центральной геохимической экспедиций.

Полуколичественный спектральный анализ и определение золота выполнены в Лаборатории Центральной геохимической экспедиции. Анализировалось 40 элементов при двукратном сжигании на спектрографе ДФС-13 с чувствительностью (%):

барий — 0,05; бор, хром — 0,01—0,02; литий, мышьяк, стронций, цирконий — 0,005; вольфрам, марганец, никель, титан, фосфор, цинк, сурьма — 0,001; бериллий, ванадий, висмут, итрий, кобальт, медь, олово, свинец, скандий — 0,0001—0,0002; молибден, серебро — 0,00001. Сопоставление чувствительности анализа с кларками элементов в литосфере показывает, что для большинства элементов чувствительность полуколичественного спектрального анализа является вполне удовлетворительной.

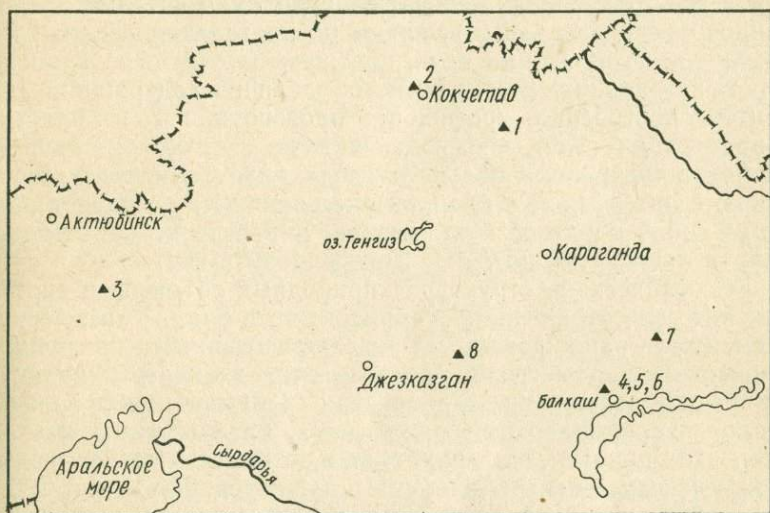


Рис. 1. Обзорная схема расположения участков детальных ландшафтно-геохимических работ. Участки: 1 — Аксу-Домбалинский, 2 — Донгуль-Агашский, 3 — Южные Мугоджары, 4 — Жота, 5 — Карабас, 6 — Борлы, 7 — Восточное Бесшоки, 8 — Жайрем

Атомно-абсорбционный анализ производился Е. В. Шахпендерян на спектрофотометре «Сатурн-1» в Лаборатории кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ.

Большинство химических и физических анализов было выполнено в Центральной химической лаборатории Казахского гидрогеологического треста (зав. лаб. Б. А. Игошин). Часть анализов выполнена студентами кафедры геохимии ландшафтов и географии почв Е. Ю. Зиллер, С. В. Кулинской И. А. Дубровиной, А. Н. Грибковой и Н. М. Лоскутовым.

Результаты анализов были обработаны методами вариационной статистики. Статистические параметры подсчитывались по отдельным геохимическим системам и ландшафтам графическим методом путем построения вариационных и куму-

лятивных кривых. Производился также расчет мультипликативных показателей.

Для описания особенностей миграции элементов в ландшафтах применялся ряд ландшафтно-геохимических коэффициентов: элювиально-аккумулятивный $K_{эа}$ (отношение содержания элемента в горизонте почв к его содержанию в почвообразующей породе), местной миграции K_m (отношение содержания элемента в подчиненных ландшафтах к его содержанию в автономных ландшафтах), биологического поглощения A_x (отношение содержания элемента в зоне растений к его содержанию в почвах, породах или литосфере). Широко использовались графики распределения содержаний элементов по профилям почв, континентальных отложений и кор выветривания. Ввиду резкого различия содержаний элементов построение графиков производилось в кларках концентрации (КК), показывающих, во сколько раз данного элемента содержится больше в исследуемом объекте по сравнению с литосферой и кларках рассеяния (КР), представляющих собой обратное соотношение. В работе использовались кларки литосферы, по А. П. Виноградову (1962).

Геохимическая структура природных объектов и систем находит свое отражение в упорядоченных рядах химических элементов, ранжированных по определенным признакам. Основными параметрами распределения элементов являются их среднее содержание и дисперсия (среднее квадратичное отклонение, стандартный множитель). Графическим выражением этих параметров в природных объектах могут служить геохимические спектры элементов (Соловов, Гарантин, 1968) и спектры дисперсий, с помощью которых можно сравнивать различные системы между собой. Этот метод графического выражения данных, в основном в виде спектров кларков концентрации и рассеяния, нами широко использовался в работе.

В таблицах и на рисунках применялась индексация генетических горизонтов почв по М. А. Глазовской (1972): A_0 — грубогумусовый, A_1 — гумусовый, E — элювиальный, V_{tNa} — солонцовый, V_{CaCO_3} — карбонатный, V_{CaSO_4} — гипсовый, V_{sol} — солевой, V_g и C_g — глеевые, C — почвообразующая порода. Обозначения параметров геохимического распределения элементов: C_{ϕ} — фоновое содержание, равное среднему геометрическому или модальному значению, \bar{C} — средняя арифметическая (взвешенная), E — стандартный множитель (для логарифмически-нормального распределения).

Автор выражает свою признательность всем лицам, участвовавшим в полевых и аналитических исследованиях, и особенно научному руководителю работы и редактору книги проф. А. И. Перельману. Автор благодарен также проф. М. А. Глазовской и канд. геол.-мин. наук Ю. Е. Саету за ценные замечания.

ВВЕДЕНИЕ

Тектонические разломы существуют значительно дольше, чем современные ландшафты. Последние имеют главным образом верхнечетвертичный и голоценовый возраст, тогда как большинство разломов заложено в геосинклинальную или орогенную стадию развития территории (в палеозое), обновляясь затем в эпохи активизации движений земной коры. Поэтому влияние разломов на дифференциацию ландшафтов проявляется длительное время. В платформенных областях с длительной историей континентального развития, таких, как Центральный Казахстан, ландшафты зон разломов могут иметь значительно больший период становления, чем зональные ландшафты.

Неотектонические разломы в кайнозойских отложениях развиты в основном в верхнеолигоценовых отложениях (Кудерина, 1973), так как в это время в Казахстане наблюдается наибольшее оживление неотектонических движений. С последними связано заложение древних долин, встречающихся во многих районах Казахстана. Ряд фактов свидетельствует о том, что рельеф в это время был более расчлененным, чем в современную эпоху. В отличие от настоящего времени, когда на большей части территории Казахстана преобладают степные и пустынные ландшафты, в олигоцене активное влияние разломов на ландшафты осуществлялось в условиях гумидного климата. Это отразилось на специфике геохимического влияния тектонических нарушений. В олигоцене, по аналогии с современными гумидными ландшафтами, меньшую роль играли процессы засоления почв и пород по разломам, более широко были развиты кислородные геохимические барьеры видов А2, А6, а не А3, А7, как в современных ландшафтах (см. ниже), и т.д. Геохимическая специфика неотектонических разломов в кайнозойских отложениях и их влияние на палеоландшафты еще практически не изучены.

В неогене разрывные нарушения влияли на ландшафты менее активно, чем в олигоцене, тектонический режим был более спокойным и палеозойские породы, вмещающие разломы, во многих районах были перекрыты мощным чехлом морских и континентальных неогеновых отложений.

В Казахстане начало новейшей тектонической активизации, которая привела к деформации мезозой-палеогенового

пенеплена и пластовых неогеновых равнин, приходится на рубеж плиоцена и четвертичного периода. С тех пор тектонический режим Казахской складчатой страны существенно не изменился. Это позволяет считать, что влияние активных тектонических нарушений на ландшафты происходило непрерывно в течение всего четвертичного времени. Особенности влияния тектонических нарушений на ландшафты в эту эпоху во многом определялись частым чередованием ландшафтно-климатических зон в связи с оледенениями в Западной Сибири и на Алтае и остаются еще не ясными. Но очевидно, что основные геохимические следствия этого влияния были сходны с современными, так как сущность геохимических процессов с тех пор также не изменилась.

Принципы и методы геохимии ландшафта. Изучение ландшафтов зон разломов проводилось нами на основе использования принципов и методов геохимии ландшафта. В связи с этим кратко остановимся на некоторых положениях этой науки, существенных для познания геохимии зон разломов и геохимических поисков рудных месторождений.

Возникновение геохимии ландшафта как самостоятельной науки связано с именем выдающегося географа и геохимика Б. Б. Польшова. В своих работах Б. Б. Польшов установил основные понятия геохимии ландшафта, разработал методику геохимического изучения ландшафтов и дал геохимическую характеристику ландшафтов отдельных зон. Дальнейшее развитие геохимии ландшафта получила в трудах М. А. Глазovsky, В. В. Добровольского, М. М. Ермолаева, В. А. Ковды, А. И. Перельмана и др. В прикладных целях геохимия ландшафта нашла наибольшее применение при поисках полезных ископаемых, как одна из теоретических основ геохимических поисков. Значение геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений заключается в первую очередь в дифференциации методики проведения геохимических поисков в различных ландшафтах, отличающихся друг от друга условиями миграции химических элементов и формирования вторичных ореолов рассеяния.

Детальное геохимическое изучение ландшафтов позволяет установить дифференцированные статистические параметры элементов для различных элементарных ландшафтов и природных тел зоны гипергенеза. Значение геохимии ландшафта состоит также в восстановлении истории развития ландшафтов и геохимических аномалий в их пределах, выявлении геохимических барьеров (древних и современных), которые могли привести к концентрации химических элементов и тем самым усилить аномалию, а также зон выщелачивания, где происходят вынос элементов и ослабление геохимических аномалий.

По условиям миграции химических элементов Б. Б. По-

лынов выделял *автономные* и *подчиненные* элементарные ландшафты. К автономным относятся поверхности водоразделов с глубоким залеганием грунтовых вод. Вещество и энергия поступают в ландшафт из атмосферы и через нее. В понижениях рельефа образуются подчиненные элементарные ландшафты — супераквальные и субаквальные, в которые с водоразделов происходит снос продуктов выветривания. Супераквальные ландшафты формируются при близком залегании грунтовых вод. Субаквальные ландшафты — это реки, озера и прочие водоемы.

Помимо супер- и субаквальных ландшафтов М. А. Глазовская (1964) выделяет трансэлювиальные (верхние части склонов), элювиально-аккумулятивные (нижние части склонов и сухие лога) и аккумулятивно-элювиальные (местные понижения с глубоким уровнем грунтовых вод) элементарные ландшафты.

Специфика ландшафтов зон разломов состоит в том, что, будучи супераквальными, т. е. формирующимися под влиянием подземных вод, они относительно независимы от автономных ландшафтов. Такие ландшафты М. А. Глазовская (1964) относит к *супераквальным геохимически-автономным* или *слабоподчиненным* элементарным ландшафтам.

Автономные и подчиненные элементарные ландшафты, связанные миграцией химических элементов, образуют *геохимическое сопряжение*.

Формирование вторичных ореолов рассеяния во многих ландшафтах связано с водной миграцией химических элементов, поэтому геохимическая классификация вод представляет большое практическое значение. Среди физико-химических условий, определяющих своеобразие вод, наиболее велика роль окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий (Перельман, 1968).

В ландшафтах выделяется три типа окислительно-восстановительных условий: окислительные, восстановительные глеевые и восстановительные сероводородные. Они широко распространены в ландшафтах и зоне гипергенеза и могут сменять друг друга в пределах одной и той же системы — почвы, коры выветривания, формируя окислительно-восстановительную зональность (Перельман, 1968, 1977 и др.).

Миграция химических элементов в большой степени зависит и от актуальной реакции природных вод (Перельман, 1968; Голева, 1968; Удодов и др., 1973; Крайнов, 1973; и др.). Многие элементы, образующие катионы (катионогенные), легко мигрируют в кислых водах и слабее — в щелочных. К этой группе относятся железо, медь, никель, кобальт и др. Химические элементы, образующие анионы (анионогенные), напротив, лучше мигрируют в щелочных водах. Это неметал-

лы и часть металлов — молибден, хром, ванадий и др. Некоторые элементы в зависимости от степени окисления и рН могут быть как в катионной, так и в анионной форме (цинк, алюминий, уран и др.). Миграция отдельных элементов практически не зависит от рН, так как они подвижны в водах любого состава (натрий, хлор и др.).

По щелочно-кислотным условиям воды разделяются на четыре группы: сильнокислые, кислые и слабокислые, нейтральные и слабощелочные и сильнощелочные (Перельман, 1975). К сильнокислым относятся воды с рН меньше 3. Такая кислотность обычно связана с окислением пирита и других сульфидов, элементарной серы, приводящим к образованию свободной серной кислоты. В сернокислых водах легко мигрируют многие металлы: железо, медь, алюминий, цинк и т. д.

Кислые и слабокислые воды имеют рН от 3 до 6,5. Их кислотность обусловлена разложением органических веществ и поступлением в воды органических кислот — угольной, фульвокислот и др.

Нейтральные и слабощелочные воды имеют рН 6,5—8,5; их реакция чаще всего определяется отношением бикарбоната кальция к его карбонату или же бикарбоната к CO_2 . Эта обстановка менее благоприятна для миграции большинства металлов, осаждающихся здесь в форме нерастворимых гидроксидов, карбонатов и других солей. В этих водах, напротив, уже могут мигрировать некоторые анионогенные элементы — германий, мышьяк, ванадий, молибден и др.

Сильнощелочные воды с рН больше 8,5 обычно обязаны своей реакцией присутствию соды. Многие металлы в этих водах почти не мигрируют (кальций, стронций, барий, железо). Напротив, анионогенные элементы (молибден, иттрий, кремний, селен и др.) мигрируют интенсивно. Характерно, что в содовых водах некоторые металлы ведут себя как анионогенные элементы, входя в состав подвижных анионов (медь, серебро, цинк).

Каждый ландшафт как среда водной миграции характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий. Для каждого класса вод характерна парагенная ассоциация, с одной стороны, мигрирующих, а с другой стороны, «запрещенных» химических элементов, малоподвижных в данных условиях. Изучение ландшафтов зон разломов и их систематика проводились нами на основе геохимических классов вод и ландшафтов А. И. Перельмана (табл. 1).

Зоны выщелачивания. В результате действия вод на горные породы и почвы в последних формируются зоны выщелачивания. Мощность их колеблется очень сильно — от нескольких сантиметров и десятков сантиметров (почвы) до десят-

Основные геохимические классы вод
по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям
(по А. И. Перельману, 1975)

Щелочно-кислотные условия вод	Окислительно-восстановительные условия вод		
	кислородные воды	глеевые воды	сероводородные воды
Сильнокислые рН меньше 3 Кислые и слабокислые рН 3—6,5	сильнокислый кислородный кислый кислородный	сильнокислый глеевый кислый глеевый	сильнокислый сероводородный кислый сероводородный
Нейтральные и слабощелочные рН 6,5—8,5	нейтральный и слабощелочной кислородный	нейтральный и слабощелочной глеевый	нейтральный и слабощелочной сероводородный
Сильнощелочные (содовые) рН больше 8,5	содовый кислородный	содовый глеевый	содовый сероводородный

ков и сотен метров (кора выветривания и водоносные горизонты).

Изучение зон выщелачивания представляет большой интерес при геохимических поисках рудных месторождений, так как с этими зонами связаны ослабление и сильная деформация вторичных ореолов рассеяния. Для формирования зон выщелачивания ведущее значение имеют окислительно-восстановительные условия вод. Выделяются три основных типа выщелачивания: окислительное, глеевое и сероводородное (Перельман и др., 1980). В каждом типе выделяются зоны сильнокислого, кислого и слабокислого, нейтрального, слабощелочного и содового выщелачивания. В ландшафтах зон разломов и рудных месторождений нами изучены зоны сернокислого (современного и древнего), кислого глеевого и содового глеевого выщелачивания.

Геохимические барьеры. В ландшафтах важное значение имеют границы между геохимическими обстановками, к которым приурочены обычно концентрации элементов. Это *геохимические барьеры* — участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие — их концентрация (Перельман, 1961).

А. И. Перельман (1961, 1977) выделяет три основных типа природных барьеров: механические, физико-химические и биогеохимические. Концентрация элементов на физико-химических барьерах зависит, с одной стороны, от класса барьера, т. е. причины, приводящей к концентрации, а с другой —

от состава вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена систематика типов концентраций элементов (табл. 2, вкладка). Каждый тип концентрации обозначается индексом, включающим символ барьера и класс вод, к нему поступающих (например, А5, Е4 и т. д.). Изучение и классификация геохимических барьеров в ландшафтах зон разломов проводились на основе этой систематики.

В природных условиях происходит неоднократно совмещение и комплексирование различных геохимических процессов как в пространстве, так и во времени. В связи с этим выделяются *комплексные* барьеры, образующиеся в результате наложения двух или нескольких взаимосвязанных геохимических процессов (например, выпадение гелей гидроокислов железа и марганца на кислородном барьере А и затем сорбция ими микроэлементов G) с образованием комплексного кислородно-сорбционного барьера А—G.

Двусторонние барьеры формируются при движении вод различного класса к барьеру с разных сторон (Касимов, 1971; Перельман и др., 1973; Батулин, 1973). В результате на двустороннем барьере происходит осаждение разнородной ассоциации химических элементов. Примером служат двусторонний кислый и щелочной барьеры ЕЗ—D2 в почвах березовых колков Северного Казахстана (см. ниже).

Предлагается также различать *латеральные* барьеры, образующиеся при движении вод в субгоризонтальном направлении, например на границе сопряженных элементарных ландшафтов, и *радиальные* барьеры, формирующиеся при вертикальной (снизу вверх или сверху вниз) миграции растворов в пределах профиля почв, отложений и кор выветривания. В конкретных природных условиях нередко происходит совмещение этих морфологических типов барьеров.

Основные типы дизъюнктивных тектонических деформаций. Кратко остановимся на особенностях разрывных нарушений. Выделяется три основных типа тектонических деформаций: складчатая¹, разрывная и трещинная.

Тектонические структуры в значительной мере определяют локализацию рудных месторождений. Поэтому для геохимического изучения структур важно учитывать соотношение этапов образования тектонических деформаций со временем образования рудной минерализации. В связи с этим выделяют три этапа развития тектонических структур: дорудный, интрудный и пострудный. Далее дается краткая характеристика типов разломов по В. И. Смирнову (1969).

Дорудные разломы пользуются наиболее широким распространением. Выделяется четыре их типа. Планетарные

¹ Особенности влияния складчатых деформаций на геохимию ландшафтов нами не изучались, поэтому мы на них не будем останавливаться.

разломы, или линеаменты, — наиболее крупные тектонические структуры, ограничивающие материк, тектонические плиты и т. д. С ними связаны глобальные рудные пояса. Интрагеосинклинальные, или глубинные, разломы служат границами структурно-фациальных зон в складчатых областях. Они определяют размещение поясов многих типов рудных формаций. Скрытые разломы фундаментов также определяют размещение поясов или групп месторождений. Рядовые разломы формируются на завершающем этапе складчатости или в последующее время. Это разнообразные надвиги, сдвиги, сбросы, наиболее широко развитые в природе и протягивающиеся на десятки и сотни километров. С ними связана локализация гидротермальных рудных месторождений.

В Казахстане преобладают разломы северо-западного простирания и в меньшей степени — секущие их разломы северо-восточного и субширотного направлений. По А. И. Суворову (1973), для Центрального Казахстана наиболее характерны многогранные и треугольные системы разломов.

Многочисленны типы тектонических трещин, вмещающих рудные жилы, возникающие при образовании штокверков и т. д. По особенностям движения рудоносных растворов различаются рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие структуры. Последние наиболее важны для локализации оруденения. Всего установлено более двадцати типов рудовмещающих структур. В Казахстане широко распространены рудные тела в шарнирных складках, тела в зонах межпластовых срывов и дробления, тела в пластах «благоприятных» пород. К этим типам относятся многие полиметаллические месторождения Центрального Казахстана. Кроме того, развиты рудные тела в трещинах отрыва, скола, конических трещин. Эти типы структур имеют ряд золоторудных месторождений Северного Казахстана. Многие прожилково-вкрапленные медно-порфировые руды Северного Прибалхашья связаны с зонами трещиноватости, не имеющими закономерной ориентировки.

В рудную стадию обычно не образуются крупные тектонические разломы. В пострудную стадию может происходить значительная деформация зон минерализации.

По характеру структурного рисунка глубинных разломов А. И. Суворов (1973) выделяет прямолинейные зоны с остроугольно-перекрестным расположением разломов, дугообразные зоны с остроугольно-перекрестным и ромбическим рисунком и овалообразные зоны с ромбическим расположением.

Большая часть территории Казахстана относится к областям каледонской и герцинской складчатостей. По отношению к основным этапам развития территории разломы делятся на эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные, остаточно-геосинклинальные, платформенные и послеплатформен-

ные (Суворов, 1973). Начиная с мезозоя Казахский щит вступил в платформенную стадию развития, которая затем сменилась в неоген-четвертичное время послеплатформенной. В это время оживились разломы почти всех предшествующих стадий. Именно обновленные разломы оказывают наибольшее влияние на ландшафты.

Геохимия разломов. Общеизвестна огромная роль глубинных разломов в формировании гидротермальных месторождений. Но выяснение геохимической специализации отдельных типов разломов, имеющих в различных районах ярко выраженные индивидуальные свойства, — очень сложная и еще не решенная задача. Несмотря на прогресс рудной и поисковой геохимии, породы зон разломов, особенно в гипергенном аспекте, изучены слабо. Лишь в последнее время установлена геохимическая специализация пород зон разломов в некоторых районах. Исследования геохимии пород зон разломов ведутся преимущественно в Забайкалье в пределах рудных полей (Талалаев, Китаев, 1972; Китаев, 1976; Трошин и др., 1977; и др.). Имеются отдельные работы по Казахстану (Глаголев, Назаров, 1975) и другим районам (Голиусов и др., 1975). До сих пор не установлена геохимическая специализация различных видов тектонических нарушений — сбросов, надвигов и т. д. Слабая изученность геохимии пород зон разломов создает определенные трудности для ландшафтно-геохимического исследования этих структур.

Геохимическая специфика ландшафтов зон разломов во многом связана со сложным минералогическим и химическим составами некоторых линейных кор выветривания. В последнее время В. Н. Разумова (1977) развивает гипотезу о гидротермально-вадозном генезисе древних кор выветривания. Несмотря на ряд спорных моментов этой гипотезы, ее ценность заключается в постановке вопроса и обращении более пристального внимания на воздействие глубинных процессов при формировании кор выветривания. В более широком плане это относится и к влиянию тектогенного фактора на формирование ландшафтов. Генезис и геохимические особенности многих ландшафтов с древними корами выветривания, учитывая гипотезу В. Н. Разумовой, могут оказаться более тесно связанными с тектоническими процессами, чем считалось прежде.

Гидрогеохимия разломов. Современное геохимическое влияние разломов на ландшафты выражается в поступлении по ним к земной поверхности веществ в жидкой фазе в виде водных растворов, диффузионных потоков и т. д. В настоящее время имеется ряд работ, характеризующих гидрогеохимию зон разломов отдельных районов, где показана ярко выраженная геохимическая специфика вод тектонических нарушений, а также их значение для поисков рудных месторожде-

ний (Голева, 1968; Удодов и др., 1973; Воротников, 1974; Колотов и др., 1977).

Для зон разломов Центрального Казахстана имеются данные главным образом по макрокомпонентному составу трещинных вод (Островский, Хордикайнен, 1972; Шапино, 1974; и др.), а микроэлементы в водах тектонических нарушений изучены на качественном уровне (Геология и металлогения..., 1968) и в их распределении не установлено определенных достоверных закономерностей. Ряд сведений по гидрогеохимии рудных элементов в трещинных водах отдельных районов Центрального Казахстана содержится в работе Г. Ф. Ларионова и др. (1971). Эти авторы отмечают высокую концентрацию многих микроэлементов в подземных водах рудоконтролирующих разломов и трещин.

Лучше изучена геохимия и гидрогеохимия термальных вод на Камчатке, в Забайкалье, горах Средней Азии и на Челекене (Ломоносов, 1974; Лебедев, 1975; Дворов, 1975; Султанходжаев и др., 1977). Особенно металлоносны термальные рассолы в областях новейшей тектонической активизации. Так, на Челекене с термальными водами за год выносятся десятки и даже сотни тонн свинца, цинка, меди и кадмия с образованием в местах разгрузки современных эпитермальных рудопоявлений и месторождений тяжелых металлов. Ландшафтно-геохимические особенности таких структур еще не изучены.

По И. С. Ломоносову (1974), в Байкальской рифтовой зоне наиболее обогащены микроэлементами азотные гидротермы в кристаллических породах, приуроченные к глубинным разломам в центральной части рифта с активными неотектоническими движениями. Меньшие концентрации микроэлементов характерны для углекислых гидротерм площадей кайнозойского вулканизма и метановых терм кайнозойских впадин.

Большинство исследователей отмечают связь концентраций микроэлементов в термальных водах с глубинными разломами, являющимися каналами разгрузки вод, имеющих частично ювенильное происхождение. Для выхода гидротерм наиболее благоприятны зоны разрывных нарушений, ориентированные вкрест простирания глубинных разломов; все гидротермы приурочены главным образом к сбросам, пережившим неотектоническое обновление.

А. И. Перельман (1976) систематизировал геохимические материалы по термальным водам различных районов. Гидротермам свойственны в целом те же типы и классы геохимических обстановок и геохимических барьеров, что и для гипергенных систем. Наиболее характерны для гидротермальных систем термодинамические, сероводородные и щелочные

барьеры. Сорбционные и испарительные барьеры, типичные для зоны гипергенеза, не имеют значения для гидротерм. Также менее велика роль кислородных барьеров.

Ландшафты зон разломов. Роль тектонических структур и движений, как неотектонических, так и новейших, в дифференциации ландшафтов хорошо известна. Это нашло отражение в различных ландшафтных и особенно структурно-геоморфологических работах, в которых выявляется тесная связь неотектоники и рельефа, а через последний — с ландшафтами (Герасимов, 1959; Николаев, 1962; Тимашев, 1977; и др.). Большинство работ посвящено выяснению связи рельефа, гидрографической сети и других компонентов ландшафта с тектоническими структурами и движениями высоких порядков.

Опыт применения ландшафтных и геоботанических методов для индикации локальных движений и структур имеется в основном для аридной зоны (Викторов, Востокова, 1961; Виноградов, Мирошниченко, 1956; Мирошниченко, 1961; Востокова, 1967; и др.). В этих работах отмечаются геоботанические, почвенные, гидрологические и геоморфологические признаки новейших движений в аридных ландшафтах равнин Средней Азии и Казахстана и выявлена зависимость морфологической структуры и других особенностей ландшафтов от знака тектонических движений. Наиболее важное морфологическое следствие влияния новейшей дизъюнктивной тектоники — линейная ориентировка пространственного расположения ландшафтов. А. И. Перельман (1961), С. В. Викторов и Е. А. Востокова (1961) обратили внимание на важность изучения геохимических изменений в ландшафте, возникающих в зонах нарушений, в первую очередь разломного засоления.

Далее работами В. П. Мирошниченко и др. (1971), Н. С. Богомолова (1966), Е. Г. Мяло и И. Н. Горяиновой (1972) и других исследователей в различных районах Средней Азии, Казахстана и Забайкалья было установлено, что особенности ландшафтов в зонах тектонических нарушений зависят от следующих основных факторов: активности нарушений, дебита источников, минерализации и химического состава подземных вод, характера миграции и разгрузки вод на поверхности. Следует отметить, что в ландшафтных работах, посвященных влиянию дизъюнктивных нарушений, практически не уделялось внимания рудоконтролирующим и другим разломам, связанным с рудными месторождениями, в то время как именно эти разломы и формирующиеся вдоль них ландшафты наиболее специфичны и представляют существенный практический интерес.

Геохимия ландшафтов зон разломов. Первые сведения о геохимическом влиянии тектогенного фактора на процессы почвообразования в результате поступления жидких и газо-

образных продуктов по тектоническим трещинам содержатся в работах В. А. Ковды и П. С. Славина (1951). В дальнейшем глубинные факторы были выделены В. А. Ковдой в особую группу почвообразовательных процессов. К наиболее существенным факторам почвообразования глубинного происхождения относятся вулканизм, сейсмотектонические явления, поступление газов и глубинных подземных вод по разломам, концентрация химических элементов в почвах под влиянием аномального состава пород в зонах разломов (Ковда, 1973). М. А. Глазовская и др. (1961) и А. И. Перельман (1961, 1968, 1975) отмечали высокое геохимическое своеобразие ландшафтов в зонах тектонических нарушений, где почвы и породы подвергаются воздействию ожелезнения, омарганцевания, оглеения и засоления при разгрузке подземных вод.

Еще более специфичны ландшафты рудных месторождений, для которых особенности тектонического строения являются, пожалуй, одним из главных факторов, определяющих их геохимию. В результате зоны разломов, рудные месторождения и рудопроявления фиксируются ожелезненными почвами, разломными солончаками, сопровождающимися аномалиями многих микроэлементов.

3300
Более подробная геохимическая характеристика ландшафтов зон разломов для некоторых областей Казахстана содержится в работах С. И. Сотниковой (1970, 1972), Н. А. Шмельковой (1975) и автора (Касимов, 1971, 1973; Касимов, Шмелькова, 1975; Касимов и др., 1978). Были выделены основные формы влияния локальных разломов на геохимические особенности ландшафтов: засоление легкорастворимыми солями, поступление газов по разломам, ожелезнение и карбонатизация почв; детально изучены незасоленные гидроморфные ландшафты, формирующиеся в зонах разломов; установлены наиболее типичные геохимические барьеры. Сходные геохимические особенности характерны и для ландшафтов зон разломов Забайкалья (Тайсаев, 1974; и др.). Все перечисленные работы посвящены в основном геохимии почв, пород и в меньшей степени растений и вод в зонах разломов.

Своеобразны ландшафты грязевых вулканов. Интересные данные по геохимии некоторых грязевых вулканов Азербайджана получены А. Г. Ахмедовым (1976).

Разрывные нарушения, погребенные под чехлом рыхлых отложений, фиксируются с поверхности биогеохимическими (Боев, 1974; В. А. Алексеенко, Вл. А. Алексеенко, Хованский, 1977) и газовыми аномалиями. Отложения большой мощности проницаемы для газов, которые поступают по тектоническим трещинам из глубоких горизонтов литосферы и затем диффундируют через рыхлые отложения. Земная кора «дышит» многими газами — водородом, азотом, углекислым газом, гелием, парами ртути и др. (Соколов, 1966; Фридман,

1970; Фурсов, 1977; и др.). На этой основе в последнее время развиваются атмогеохимические методы поисков рудных месторождений.

Ландшафтно-геохимические особенности проявления газового «дыхания» разломов практически не изучены. В этом направлении имеются лишь некоторые предварительные результаты, полученные М. И. Ковиным при изучении газов в рыхлых отложениях над рудными месторождениями в Казахстане (Касимов и др., 1978).

ГЛАВА 1

ГЕОХИМИЯ КОЛОЧНО-ЗАПАДИННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗОН РАЗЛОМОВ

По разломным трещинам происходит как подток минерализованных трещинно-поровых вод с образованием солончаков на поверхности, так и выщелачивание, способствующие образованию западин и логов. Сочетание западного расчленения с солончаками, ориентированными вдоль разломов, является важнейшей стороной влияния тектонических нарушений на дифференциацию и формирование степных ландшафтов в пределах денудационных равнин. Наиболее широко колючие ландшафты распространены в Северном Казахстане, менее типичны они для Мугоджар и северной части Центрального Казахстана. Еще южнее березовые колки уже не встречаются.

ФОРМИРОВАНИЕ КОЛОЧНО-ЗАПАДИННЫХ ЛАНДШАФТОВ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

В Мугоджарах и Северном Казахстане в логах и западинах, развитых вдоль линий разломов, на фоне сухостепных и степных ландшафтов с каштановыми и черноземными почвами появляются осиново-ивово-березовые колки, кустарники и болота на солодах, лугово-черноземных, торфянисто-глеевых, лугово-болотных и других почвах (рис. 2).

Зоны тектонических нарушений в палеозойских породах мелкосопочника нередко характеризуются повышенной водообильностью. В этих местах по трещинам происходит разгрузка пресных вод обычно с минерализацией не более 1 г/л. К выходам вод на поверхность приурочены плесы в долинах степных рек, а также лога, часто «висящие» на склонах с болотными и луговыми почвами. Если родники имеют значительные дебиты, то почвы не засолены. При малых дебитах источники начинают развиваться процессы засоления окружающих почв.

Воды в логах и западинах залегают на различной глубине, но обычно не более 3 м от поверхности. В Северном Казахстане западины в толще древней коры выветривания часто лишены связи с разломными водами из-за затухания тектонической активности в этом районе, и питание вод в западинах происходит за счет атмосферных осадков и таяния снега.

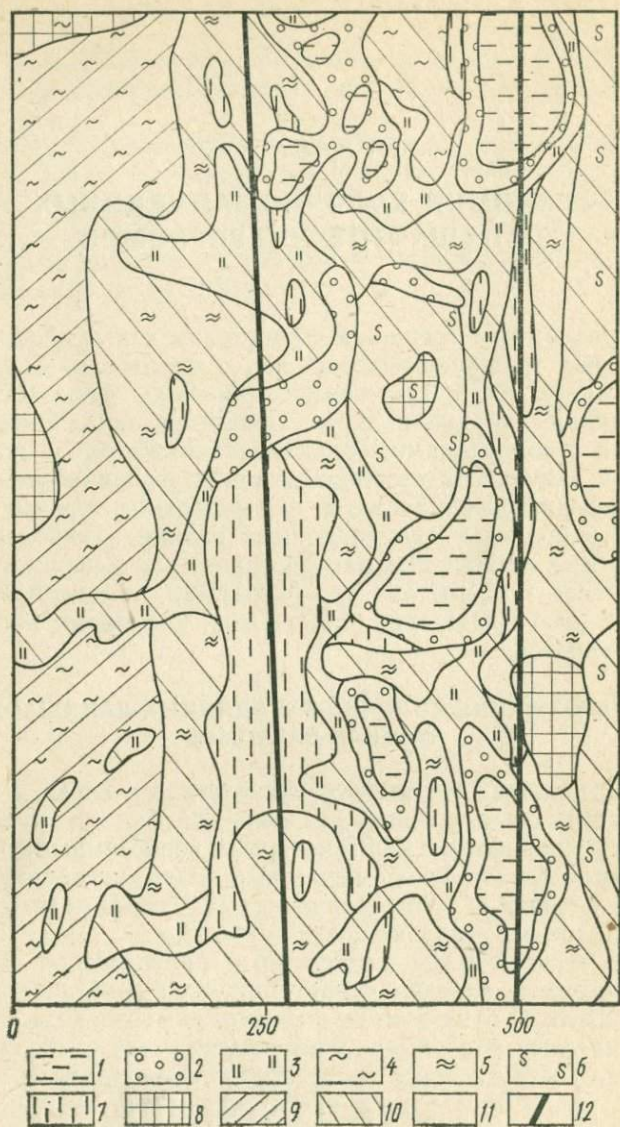


Рис. 2. Карта элементарных ландшафтов участка «Мышьяковский» (Аксу-Домбратинская зона разломов Северного Казахстана). Типы, классы и виды элементарных ландшафтов: 1 — низинные болота ($H^+ - Fe^{2+}, Ca^{2+}$) с торфянисто-глеевыми почвами, 2 — осиново-березовые колки и кустарники ($H^+ - Fe^{2+}$) с солодами, 3 — злаково-разнотравные луга ($Ca^{2+} - Fe^{2+}$) с лугово-черноземными почвами, 4 — разнотравно-ковыльные степи (Ca^{2+}) с южными черноземами, 5 — разнотравно-типчаково-ковыльные степи ($Ca^{2+} - Na^+$) с солонцеватыми южными черноземами (1—5 — на четвертичных делювиально-пролювиальных суглинках), 6 — типчаково-полынные степи ($Na^+ - OH^-$) с черноземными солонцами и солончаковатыми солонцами на древней коре выветривания по алевролитам, 7 — солянковые пустыни ($Na^+ - Cl^-$) с разломными солончаками на линейной коре выветривания; роды элементарных ландшафтов: 8 — автономные, 9 — транс-элювиальные, 10 — элювиально-аккумулятивные, 11 — супераквальные и супераквально-аккумулятивные, 12 — разломы

Поэтому в настоящее время колочные ландшафты в зонах разломов на денудационных равнинах могут быть геохимически не связаны с разломными водами. Тектонические нарушения лишь контролируют размещение и формирование тех отрицательных форм рельефа, к которым приурочены колки, луга и болота.

На аккумулятивных равнинах юга Западной Сибири, например в Ишимской степи, западины в толще лёссовидных суглинков имеют различный генезис. Выделяют несколько генетических групп западинно-котловинного рельефа: эрозионно-аккумулятивный, просадочный, суффозионный, смешанного генезиса (Толчельников, 1957; Волков, Волкова, Задкова, 1969; Городецкая, 1972).

На денудационных равнинах Северного Казахстана с открытой и слабопогребенной древней корой выветривания наблюдается четкая приуроченность цепочек западин к линиям тектонических нарушений. Это позволяет основной причиной их образования считать более интенсивное выщелачивание и суффозию по гидротермально измененным, ослабленным к выветриванию породам в зонах тектонической трещиноватости.

В зонах разломов за счет выщелачивания растворимых соединений и суффозии образуются микропонижения на поверхности линейной коры выветривания. В процессе дальнейшего выщелачивания за счет атмосферных осадков и поступления воды с повышением участков происходит углубление и расширение понижений. Затем они постепенно заносятся рыхлым материалом. Выщелоченность и увлажненность таких участков создают лучшие экологические условия для поселения влаголюбивой травянистой, а также древесной растительности, что, в свою очередь, приводит к дальнейшему заболачиванию западин. Последующее углубление западин может происходить в результате развития при заболачивании оглеения и связанного с ним уплотнения грунтов. Этот способ образования западин служит хорошим примером обратной связи.

Связь западин с разломами в Аксу-Домбралинской зоне Северного Казахстана прослеживается обычно при мощности рыхлых отложений, перекрывающих древнюю кору выветривания не более 5—6 м. При этом западины могут наследовать неглубокие (до 2—3 м) понижения кровли древней коры. Если мощность отложений велика, то они обычно нивелируют неровности рельефа кровли древней коры выветривания.

По особенностям расположения относительно верхней кровли древней коры выветривания выделяется три группы западин: 1) западины, приуроченные к крупным понижениям кровли древней коры выветривания, со значительной мощностью четвертичных отложений (больше 5 м); 2) западины,

залегаящие непосредственно в толще древней коры, с небольшой мощностью рыхлых отложений; 3) западины, не связанные с рельефом древней коры выветривания. На аккумулятивных равнинах юга Западно-Сибирской низменности формируются подобные же группы западин (Волков, Волкова, Задкова, 1969), но они имеют уже другой генезис. Но даже на аккумулятивных равнинах со значительной мощностью неогеновых и четвертичных отложений нередко отмечается ориентированность западинных систем вдоль склонов локальных структур (Городецкая, 1972).

ТИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СОПРЯЖЕНИЙ

Для зон разломов Северного Казахстана и Мугоджар характерны два основных типа геохимических сопряжений. Для Северного Казахстана типичен *колочно-западинный* тип сопряжения, когда конечным бассейном аккумуляции веществ, поступающих из автономных ландшафтов, служат замкнутые и полузамкнутые западины. В Мугоджарах наиболее часто встречается *колочно-долинный* тип сопряжения. В этом случае колочные ландшафты представляют собой зоны не только аккумуляции, но и транзита веществ.

Рассмотрим структуру и морфологию ландшафта в зависимости от степени выраженности разломов в пределах Аксудомбралинской зоны Северного Казахстана. Одним из основных тектонических нарушений здесь является меридиональный разлом на контакте сарыбидаикской и еркебидаикской свит среднего ордовика. Кроме него есть еще сеть разломов субмеридионального простирания, осложненная, как и контакт, многочисленными опережающими трещинами.

Западины, формирующиеся вдоль тектонического контакта еркебидаикской и сарыбидаикской свит, относятся к первой и второй группам. Первые имеют в плане округлую форму, их длина достигает 200—300 м и более, ширина обычно не превышает 150 м, а глубина — 1,5—2 м. Они выполнены четвертичными суглинками мощностью 3—5 м, в основании которых иногда встречаются остатки глин аральской свиты (N_1^{1-2}) мощностью до 1—2 м. Воды пресные, гидрокарбонатно-натриевые, их минерализация обычно не превышает 1 г/л, реже слабосоленоватые. Они представлены верховодкой, залегающей в виде линзы под западиной. Незасоленность вод таких западин, очевидно, можно объяснить достаточно хорошей инфильтрацией в толще суглинистых наносов. Соли обычно скапливаются на глубине 5—6 м, на границе четвертичных суглинков и глин древней коры выветривания (или неогена).

Центральная часть западин занята осоково-тростниковыми болотами с торфянисто-глеевыми почвами. Иногда встречается открытая водная поверхность. Выше по склонам рас-

полагаются ивняки (*Salix cinerla*, *S. sibirica*, *S. caprea*) на перегнойно-глеевых осолоделых почвах, переходящие по мере уменьшения увлажненности в заросли осины (*Populus tremula*) и березы (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*) с шиповником (*Rosa acicularis*), вейником (*Calamagrostis epigeios*), таволгой вязолистной (*Filipendula ulmaria*) и различными видами осок на глеевых солодах.

С внешней стороны колки окружены луговыми комплексами с лугово-черноземными осолоделыми почвами с солодкой (*Glycyrrhiza glabra*, *G. uralensis*), пыреем ползучим (*Agropyron repens*), таволгой шестилепестной (*Filipendula hexapetala*), лапчаткой серебрястой (*Patentilla argentea*), тысячелистником обыкновенным (*Achilleum millefolium*).

Вслед за лугами обычно идут степные комплексы с разнотравно-злаковой растительностью и южными черноземами, часто солонцеватыми. Образуется геохимическое сопряжение: Ca и $Ca - Na$ (степь) $\rightarrow Ca - Fe^{2+}$ (луг) $\rightarrow Ca - Fe^{2+}$ (колок) $\rightarrow H - Fe^{2+}$ (болото). В западинах первой группы элементарные ландшафты имеют в подавляющем большинстве случаев концентричное расположение.

Западины второй группы отличаются более вытянутой формой, их длина несколько меньше 150—200 м при ширине не более 100 м. Глубина западин обычно не превышает 1 м и они слабо выражены в рельефе. Воды также имеют характер верховодки, но близкое залегание водоупора — плотных глин древней коры выветривания — не благоприятствует инфильтрации вод. Образование зоны пониженного сравнительно с болотом стояния грунтовых вод в прибрежной полосе ведет к передвижению растворов к береговым зонам (Толчельников, 1957; Базилевич, 1965). В результате боковой миграции за счет капиллярного поднятия и испарения легкорастворимые соли, содержащиеся в водах, выносятся из западин и образуют пояс засоленных ландшафтов (луговые солончаки, солонцы солончаковатые и солонцы-солончаки с разреженной галофитной растительностью). Для образования луговых солончаков по бортам логов необходимо близкое залегание коренных пород, постепенное выклинивание рыхлых отложений и малый уклон склонов коренного ложа депрессии (Гаврилова, 1970).

Центральная часть таких западин обычно занята осоково-вейниковым болотом на торфянисто-глеевых почвах. По периферии развиты кустарниковые и колочные (осиново-березовые) элементарные ландшафты. За полосой древесной и кустарниковой, а иногда еще и луговой растительности располагаются солончаковые комплексы, затем переходящие в степные элементарные ландшафты кальциево-натриевого класса водной миграции. Ширина солончаковой каймы вокруг колков зависит от крутизны склона верхней кровли древ-

ней коры выветривания: чем круче склон, тем уже полоса солончаков. В связи с этим ландшафтная структура западин второго типа имеет не концентрический, а мозаичный вид. Характер сопряжения: $\text{Ca}(\text{стель}) \rightarrow \text{Na}-\text{Cl}-\text{SO}_4^{2-}$ (солончак) $\rightarrow \text{Ca}-\text{Fe}^{2+}$ (луг) $\rightarrow \text{Ca}-\text{Fe}^{2+}$ (колок) $\rightarrow \text{H}-\text{Fe}^{2+}$ (болото). В пределах описанных типов геохимических сопряжений реакция среды почв уменьшается с 8,5 до 5—6.

Таким образом, для зоны контакта еркебиданской и сарыбиданской свит характерно чередование линейно-вытянутых соседствующих комплексов — солончаковых и колочно-западинных ландшафтов, формирование которых тесно связано с таким тектоническим нарушением. Для приконтактной полосы характерны особые виды геохимического сопряжения западинных комплексов с наложением на них независимо от рельефа, разломного засоления. Морфологическая структура ландшафтов в зоне контакта имеет ячеисто-полосчатый характер.

Западины вне зоны контакта более изолированы друг от друга. Покров четвертичных отложений имеет мощность до 7 м, территория более закрытая, чем приконтактная полоса. Древняя кора выветривания лишь отдельными небольшими пятнами выходит на дневную поверхность. В таких условиях формируются западины всех трех групп.

Западины, наследующие крупные понижения верхней кровли древней коры выветривания, приурочены к разломам субмеридионального простираения. По характеру геохимического сопряжения они сходны с западинно-колочными комплексами приконтактной полосы, отличаясь лишь несколько большей глубиной (до 2 м) и лучшей выраженностью в рельефе. Встречаются же такие западины довольно редко.

Вдоль разломов как субмеридионального, так и северо-восточного простираения располагаются западины с близким залеганием (1—1,5 м) древней коры выветривания от поверхности (западины второй группы). По характеру почвенно-растительного покрова они отличаются от подобных форм рельефа в приконтактной части. Вместо колочных комплексов преобладают лугово-болотно-кустарниковые элементарные ландшафты, длина западин больше (до 300 м) при ширине 100—150 м.

В пределах вытянутой западины обычно имеется несколько понижений, занятых осоково-таволгово-вейниковыми сообществами (*Calamagrostis lanceolata*, *Filipendula ulmaria*, *Сarex omisciana*) на лугово-болотных осолоделых почвах. Понижения с влажными дугами окружены зарослями из (*Salix sibirica*, *S. rosmarinifolia*) на перегнойно-глеевых осолоделых почвах. Переход к степным ландшафтам совершается очень резко. Полоса солонцеватых лугово-черноземных почв

с разнотравно-злаковыми (со *Stipa stenophylla*) и австрийско-попынно-злаковыми лугами выше ивняков имеет ширину не более 2—3 м, а иногда совсем отсутствует. За ней располагаются комплексы солонцовых и черноземных степей.

Четко выраженные засоленные почвы вокруг таких западин не образуются, возможно, из-за недостаточного для бокового выноса увлажнения лугово-болотных западин, поэтому почвы таких западин отличаются повышенной солончаковатостью в нижних горизонтах профиля. Геохимическое сопряжение: Ca и Ca—Na (степь) \rightarrow Na , Ca—Fe^{2+} (слабозасоленный луг) \rightarrow Ca—F^{2+} (кустарник) \rightarrow H—F^{2+} (влажный луг). Такие комплексы широко распространены в Аксу-Домбратинской зоне.

Западины третьей группы образуются в основном в четвертичных покровных суглинках и не связаны с колебаниями рельефа кровли древней коры выветривания. Под такими западинами четвертичные отложения обычно имеют мощность 2—3 м, глубина западин 0,5—0,8 м. Они изометричны в плане, диаметр не превышает 50—80 м.

Наиболее пониженная часть занята пырейно-австрийско-попынными ассоциациями (*Artemisia austriaca*, *Agropyron gerens*) на лугово-черноземных осолоделых почвах. Характерно глубокое залегание грунтовых вод (10—12 м), практически не оказывающих влияние на ландшафт. Увлажнение западин происходит за счет поверхностного стока и атмосферных осадков, о чем свидетельствуют следы оглеения в верхней части профиля лугово-черноземных почв. Выше по пологому склону располагаются лугово-черноземные солонцеватые почвы под лугово-злаковыми группировками, постепенно переходящие в черноземные комплексы. Образуется сопряжение: Ca и Ca—Na (степь) \rightarrow Na , Ca—Fe^{2+} (слабозасоленный луг) \rightarrow Ca—F^{2+} (луг). Формирование подобных западин в основном не связано с разрывными трещинами.

В Мугоджарах колочно-долинный тип сопряжения имеет меньшее число вариантов. Наиболее часто встречающееся сопряжение имеет вид: сухостепной мелкосопочник с каштановыми щебнистыми почвами на диабазовых породах под разнотравно-ковыльковой растительностью (Ca^{2+} — класс водной миграции) \rightarrow сухая солонцовая степь (нижние части склонов сопки) с солонцами на делювиальных щебнистых супесях и суглинках под типчачково-попынной растительностью (Ca—Na и Na—OH) \rightarrow луговая степь с солонцами луговыми и лугово-каштановыми солонцеватыми почвами на делювиально-пролювиальных суглинках под злаково-разнотравной луговой растительностью (Ca—Na и Ca—Fe^{2+}) \rightarrow осиново-березовый колок в днищах логов и небольших долин с торфянисто-глеевыми почвами на аллювиально-делювиальных щебнистых суглинках (Ca—Fe^{2+} и H—Fe^{2+} — классы водной миграции).

В пределах сопряжения реакция почв уменьшается с 8,5—9,5 до 5—5,5

Таким образом, типы геохимических сопряжений и условия миграции химических элементов в Северном Казахстане и Мугоджарах, несмотря на некоторые различия, имеют много общего, что отражается в сходстве распределения микроэлементов в этих ландшафтах.

ОБЩИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ КОЛКОВ

Геохимические особенности колочных ландшафтов связаны с окислительно-восстановительной и щелочно-кислотной контрастностью степных и колочных подчиненных элементарных ландшафтов и резкой дифференциацией вертикального профиля почв западин и логов по содержанию гумуса, механическому составу, окислительно-восстановительным условиям, реакции среды и емкости поглощения.

На общем фоне черноземных и каштановых степей кальциевого, кальциево-натриевого и солонцового классов водной миграции¹ в осиново-березовых колках формируются солоды, в различной степени оглеенные и торфянисто-глеевые почвы, относящиеся к кислому глеевому или переходному от кислого глеевого к карбонатному глеевому классу водной миграции. Процессами оглеения захвачены верхняя и нижняя части профиля почвы. В верхней части восстановительная среда создается за счет застойного периодического переувлажнения талых вод и атмосферных осадков в условиях слабой проницаемости тяжелосуглинистых почв и грунтов и при обилии органических веществ. За счет этого в верхней части профиля развиваются явления анаэробнозиса. Характерны миграция и перераспределение железа, появляются марганцовистые новообразования. В нижней части профиля восстановительная среда создается за счет подтока растворов со стороны центральной части западины, происходящего в результате боковой миграции. В солодах средняя часть почвенного профиля характеризуется преимущественно окислительными условиями.

Для строения и химических свойств (табл. 3) солодей характерна резкая вертикальная дифференциация почвенного профиля. Под подстилкой из слабоминерализованных листьев (A_0) залегает грубогумусовый горизонт A_1 , мощностью 10—15 см, серого цвета, оторфованный, с большим количеством корней. Отличительным свойством солодей является малое содержание гумуса (не более 5—6%) в гумусовом горизонте при резком его падении вниз по профилю. Гумусовый гори-

¹ Характеристика южных черноземов и каштановых почв Северного Казахстана и Мугоджар не приводится, так как она содержится во многих работах.

Химический состав глеевых солодей (Северный Казахстан)
Аналитики Е. Ю. Зиллер, Н. В. Леонтьева

№ разреза	Горизонт	№ образца	Глубина, см	Гумус, %	Сухой остаток, %	Сумма солей, %	рН	Общая щелочность	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	N+K ⁺	Емкость поглощения	Поглощенный натрий	Na, % от емкости	Содержание фракции <0,001 мм, %	
																		мг · экв на 100 г почвы
27	1a	A ₀ A ₁	1260	0—10	5,2	—	0,11	6,1	0,62	0,07	1,07	0,29	0,29	1,18	32,4	0,38	1,21	21,1
		Eg	1261	25—30	1,3	—	0,08	5,0	0,24	0,15	0,94	0,23	0,09	1,01	5,7	0,03	0,53	21,7
		B ₁	1262	50—55	2,8	—	0,08	6,8	0,33	0,11	0,78	0,09	0,15	0,98	25,0	0,35	1,40	44,5
		B ₂	1263	70—75	0,9	—	0,07	6,9	0,29	0,04	0,78	0,09	0,15	0,87	25,0	0,34	1,36	28,1
		Cg*	1265	145—150	—	—	0,18	7,9	0,92	0,11	1,46	0,44	0,38	1,67	24,5	0,23	0,99	—
70	A ₁	259	0—5	—	0,07	0,08	7,4	0,68	0,21	0,18	0,42	0,36	0,32	30,7	—	—	20,5	
	Eg	260	15—25	—	0,04	0,04	6,0	0,20	0,10	0,23	0,15	нет	0,40	12,1	—	—	18,9	
	Bg	263	50—60	—	0,04	0,07	6,8	0,20	0,35	0,48	0,05	0,15	0,83	22,8	—	—	35,1	
	C ^{**} CaCO ₃	265	110—120	—	0,11	0,13	7,7	0,96	0,30	0,47	0,30	0,30	1,13	—	—	—	28,3	
	Cg**	267	160—170	—	0,04	0,07	7,5	0,40	0,25	0,35	0,15	0,25	0,60	—	—	—	—	

* Четвертичные делювиально-пролювиальные суглинки.

** Древняя кора выветривания туфопесчаников.

зонт имеет значительную емкость поглощения — 30—32 мг·экв на 100 г почвы с повышенным содержанием обменного натрия — до 1,2—1,5 мг·экв на 100 г почвы, или до 2—3% от емкости поглощения. Содержание илистой фракции 20—25%. Актуальная реакция слабокислая, близкая к нейтральной — 5,5—6,5.

Под гумусовым горизонтом залегает элювиально-глеевый горизонт Eg мощностью 10—30 см, светло-серого цвета, почти полностью отмытый от глинисто-гумусового материала. Содержание гумуса менее 1%, большое количество железо-гумусовых конкреций, образование которых происходит за счет пропитывания минеральной массы железо-гумусовыми соединениями с преобладанием железа (Базилевич, 1967). Характерно резкое уменьшение емкости поглощения до 5—6 мг·экв на 100 г почвы. Содержание ила в Eg на 8—10% меньше, чем в гумусовом горизонте. Реакция среды возрастает до 6,5—6,8, но может оставаться и слабокислой. В торфянисто-глеевых почвах этот горизонт отсутствует.

Иллювиальный горизонт отличается более тяжелым механическим составом. Содержание частиц менее 0,001 мм увеличивается до 35—48%, в связи с чем емкость поглощения вновь возрастает до 25—27 мг·экв на 100 г почвы. Количество гумуса несколько увеличивается в верхней части горизонта за счет вымывания из вышележащего горизонта до 2—2,5%, а затем снова быстро уменьшается. Реакция среды или нейтральная или, чаще, слабощелочная — 7,5—8,5. Верхняя часть иллювиального горизонта характеризуется окислительной обстановкой; в нижней части сказывается влияние западных вод, создается восстановительная среда и развиты процессы оглеения. Карбонаты и другие растворимые соединения вымыты на значительную глубину. Характер засоления сульфатно-содовый, натриевый при сумме солей в нижней части иллювиального горизонта 1—2 мг·экв.

Ниже, обычно на глубине около 1,5 м, залегают также оглеенные западинные суглинки или глины, подстилаемые древней корой выветривания.

Более детальные данные о физико-химических свойствах солодей Северного Казахстана и Барабы содержатся в работах А. М. Дурасова (1959), Н. И. Базилевич (1965, 1967) и др.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

Для колочных ландшафтов характерно совмещение двух разновидностей геохимических барьеров. *Латеральные* барьеры формируются на границах элементарных ландшафтов при миграции химических элементов из автономных ландшафтов в подчиненные. *Радиальные* барьеры образуются в процессе щелочно-кислотной и окислительно-восстановительной диф-

ференциации почвенного профиля. В колочных ландшафтах наибольшую роль в концентрации химических элементов и образовании ландшафтных аномалий играют кислый (E), глеевый (C), сорбционный (G) и биогеохимический барьеры.

Кислые барьеры. Кислый геохимический барьер образуется при смене нейтральных и щелочных условий на слабокислые и кислые (Перельман, 1966). При этом происходит уменьшение интенсивности миграции анионогенных и других элементов, образующих растворимые соединения в нейтральной щелочной среде: кремния, германия, иттрия, скандия, бериллия, циркония, молибдена. Так как при подкислении возможно восстановление (при неизменном Eh), то кислый барьер для некоторых элементов может совмещаться с восстановительным, в связи с чем на нем в отдельных случаях осаждаются уран, селен, ванадий, хром, мигрирующие в окислительной обстановке и инертные в восстановительной. Кислый барьер может формироваться и в «щелочном плече» — при смене сильнощелочных условий слабощелочными, и в «кислом плече» — при изменении слабокислой среды на сильнокислую.

Для колочных ландшафтов Северного Казахстана и Мугоджар наиболее характерны концентрации вида E3-E4, формирующиеся при подкислении до 5—6 нейтральных и щелочных вод, поступающих из автономных ландшафтов, представленных черноземными и каштановыми степями.

Слабокислая среда в почвах колков (глеевых солодах, лугово-болотных, лугово-черноземных осолоделых, торфянисто-глеевых), формирующихся в условиях промывного, периодически водозастойного и выпотного водных режимов, создается при избытке органических кислот в верхних горизонтах почв западин за счет разложения растительного опада мелколиственных древесных пород. В результате этого в верхних горизонтах почв pH уменьшается до 6,0—5,0. Периодически промывной режим в солодах способствует выносу легкоподвижных продуктов почвообразования (хлоридов, сульфатов) и карбонатов кальция из верхних почвенных горизонтов на глубину 1,5—2 м и более.

Кислые барьеры наиболее характерны для глеевых солодей и грубогумусных осолоделых почв, в которых резко выражена щелочно-кислотная зональность почвенного профиля. Застойный водный режим, оторфованье и минерализация ограниченных веществ в этих почвах сопровождаются относительной концентрацией кремнезема и обменного алюминия в верхних горизонтах, которая способствует их подкислению. В отличие от этих почв дерновые солоды характеризуются кальциево-азотным типом биологического круговорота, ведущего к накоплению кальция, натрия, калия и магния (Базилевич, 1967), и в них кислые барьеры встречаются реже.

На кислых геохимических барьерах в гумусовых горизонтах почв колков Северного Казахстана и Мугоджар нами установлено (Касимов, 1974, 1975) накопление иттрия, скандия, молибдена, в меньшей степени циркония и бериллия. Эти элементы мигрируют с щелочными поверхностными водами из автономных ландшафтов, вероятно, в виде растворимых комплексных соединений типа $\text{Na}_3 [\text{Y}(\text{CO}_3)_2]$ или MoO_4^{2-} (Щербина, 1956; Крайнов, 1973; Перельман, 1975). В почвах западин и логов при подкислении карбонатные и анионные комплексы этих элементов разрушаются и осаждаются на совещенном кислом и сорбционном (сорбция органическим веществом) геохимическом барьере E3—E4—G3—G4.

Накопление иттрия, скандия, молибдена, циркония и бериллия в гумусовых горизонтах почв колков по сравнению с гумусовыми горизонтами почв автономных ландшафтов в однородных геологических условиях — на покровных четвертичных суглинках — установлено путем расчета коэффициентов местной миграции, представляющих собой отношение со-

Таблица 4

Распределение элементов в сопряженных почвах Северного Казахстана (по гумусовому горизонту)

Почвы	Южные черноземы			Солонцы			Колочные солоды (кислый барьер)			
	С _ф	E	К _м	С _ф	E	К _м	С _ф	E	К _м	
Элементы 10-3, ‰										
Анионогенные*	Цирконий	18	1,4	1,0	17	1,3	0,9	20	1,4	1,1
	Ванадий	10	1,3	1,0	10	1,3	1,0	9	1,3	0,9
	Хром	10	1,3	1,0	11	1,3	1,1	8	1,5	0,8
	Иттрий	8,0	1,6	1,0	12,5	1,5	1,6	15,0	1,9	1,9
	Галлий	1,2	1,3	1,0	1,3	1,2	1,1	1,2	1,3	1,0
	Бор	2,6	1,3	1,0	2,7	1,3	1,0	2,5	1,4	1,0
	Скандий	0,9	1,5	1,0	0,7	1,2	0,8	1,6	1,6	1,8
	Бериллий	0,3	1,3	1,0	0,4	1,3	1,3	0,4	1,3	1,3
	Молибден	0,06	1,5	1,0	0,09	1,5	1,5	0,14**	1,7	2,3
	Марганец	62	1,3	1,0	65	1,4	1,0	45	1,5	0,7
Катионогенные	Барий	60	1,6	1,0	43	1,3	0,7	45	1,5	0,7
	Стронций	6	1,5	1,0	5	1,3	0,8	6	1,5	1,0
	Цинк	15	1,3	1,0	15	1,4	1,0	16	1,3	1,1
	Никель	4,5	1,3	1,0	4,7	1,3	1,0	4,2	1,2	1,0
	Медь	6,0	1,2	1,0	6,0	1,3	1,0	6,0	1,2	1,0
	Кобальт	1,8	1,4	1,0	1,8	1,3	1,0	1,2	2,5	0,7
	Свинец	1,1	1,3	1,0	1,3	1,4	1,3	1,1	1,4	1,0
Число проб	58			35			50			

* В кислых почвах гумидной зоны некоторые из этих элементов катионогенны — бериллий, скандий, иттрий.

** Горизонты A₁ и A₂.

держания элементов в почвах подчиненных ландшафтов к их содержаниям в почвах автономных ландшафтов. В табл. 4 приводятся фоновые содержания ряда химических элементов и коэффициенты местной миграции в сопряженных почвах Северного Казахстана.

Статистические данные, приведенные в табл. 4, свидетельствуют об отсутствии миграции марганца, свинца, бария и других катионогенных элементов в щелочных* поверхностных водах. Для этих элементов кислый барьер не имеет практического значения. Наоборот, некоторые элементы, главным образом иттрий и скандий, довольно энергично мигрируют в пределах геохимического сопряжения и осаждаются на латеральном кислом барьере в гумусовых горизонтах почв западин. Подвижные формы иттрия и скандия в почвах могут достигнуть 10—20% от валовой концентрации (Мицкевич, 1972), что благоприятствует их перераспределению в ландшафтах. Накопление молибдена на кислом барьере происходит несколько ниже — в элювиальном горизонте Е.

Наличие обратной зависимости между содержанием иттрия и реакцией среды в гумусовых горизонтах солодей свидетельствует о том, что главная роль в осаждении иттрия в этих почвенных горизонтах принадлежит уменьшению рН (рис. 3). Концентрация иттрия и скандия в гумусовых горизонтах солодей в отдельных случаях достигает соответственно 30 и 10·10⁻³%, что на порядок выше кларков этих элементов в литосфере.

В солодях обычно происходит наложение латеральных и радиальных кислых барьеров. В их почвенном профиле распределение иттрия, скандия, бериллия и циркония подчиняется также и внутрпочвенной щелочно-кислотной дифференциации. До глубины 30—40 см рН равен 5,0—6,0, а в нижней части профиля среда становится щелочной с рН 8—9. В периоды выпотного водного режима элементы, растворимые в щелочной среде, передвигаются к поверхности и в верхней части почвы возникает радиальный кислый барьер.

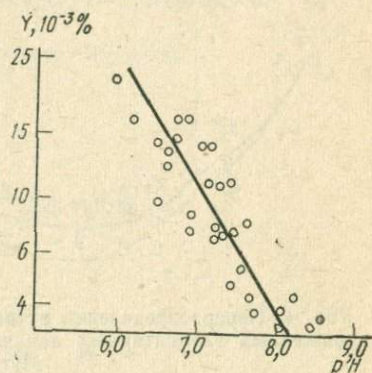


Рис. 3. Корреляционное поле точек иттрия и рН в гумусовых горизонтах солодей в Северном Казахстане

Распределение перечисленных элементов в торфянисто-глеевых почвах Мугоджар сходно с их распределением в солодах Северного Казахстана (рис. 4), но контрастность накопления иттрия, скандия, циркония и бериллия в гумусовых и особенно торфянистых горизонтах выше. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты, отражающие перераспределение химических элементов в почвенном профиле по сравнению с почвообразующими породами, приведены в табл. 5.

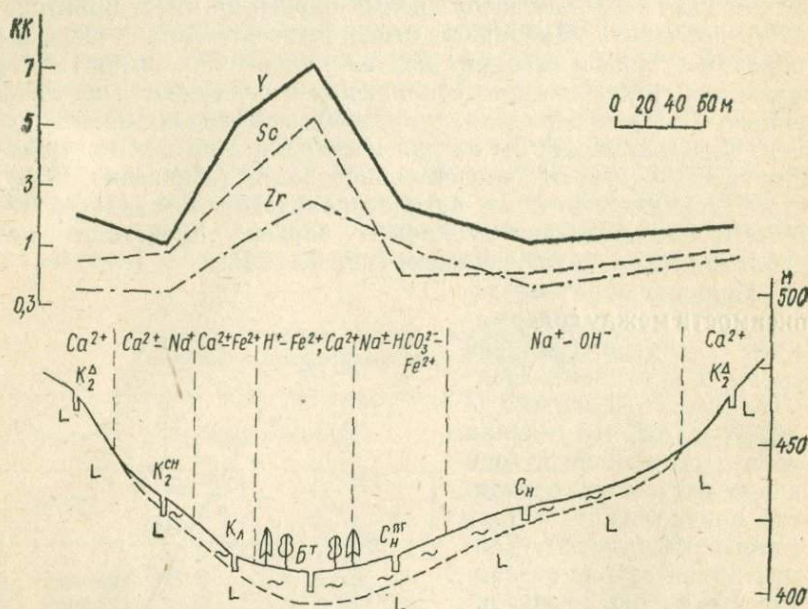


Рис. 4. Перераспределение иттрия, скандия и циркония в почвах сопряженных элементарных ландшафтов (по горизонту A_1) в Южных Мугоджарах

Элементы, осаждающиеся на кислом барьере, имеют между собой значимую положительную корреляцию. Особенно тесная связь характерна для иттрия и скандия с коэффициентом корреляции, равным 0,76. Поле соотношений содержаний иттрия и скандия в почвах, континентальных отложениях и корях выветривания Северного Казахстана показано на рис. 5.

Как и в гипогенных процессах (Минеев, 1972), существует прямая связь между иттрием и фосфором в почвах и отложениях (фосфатный барьер). На рис. 6 показано корреляционное поле точек содержаний иттрия и фосфора в почвах и континентальных отложениях Северного Казахстана. Наиболее четкая корреляционная зависимость между иттрием и

Таблица 5

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты ($K_{за}$) иттрия, скандия, циркония и бериллия в почвах березовых колков Мугоджар и Северного Казахстана

Почвы, горизонты	pH	Иттрий	Скандий	Цирконий	Бериллий	Число проб
Торфянисто-глеевые (Мугоджары)						
A _т	6—6,5	4,0	4,5	3,0	2,4	11
A ₁	6—7	3,3	2,5	1,9	2,4	11
B _г	8—9	2,1	1,2	1,5	1,6	17
C _г *	8—8,5	1,0	1,0	1,0	1,0	28
Солоди (Северный Казахстан)						
A ₁	5—6,5	3,4	1,8	1,5	1,2	50
E _г	5,5—6,5	1,6	0,9	1,0	1,0	50
B _г	7,5—9	1,1	0,9	1,2	1,2	72
C _г **	7,5—8,5	1,0	1,0	1,0	1,0	95

* Делювиально-пролювиальные четвертичные суглинки.

** Делювиальные четвертичные суглинки.

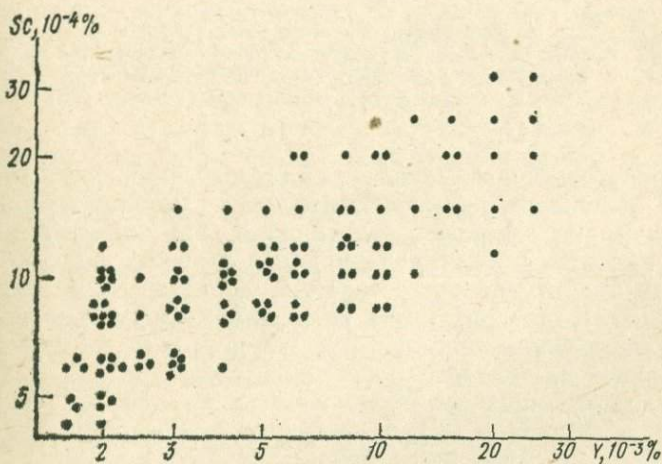


Рис. 5. Корреляционное поле точек иттрия и скандия в рыхлых отложениях Северного Казахстана. Точка на графике соответствует пяти пробам

фосфором характерна для гумусовых горизонтов солодей. Не исключено, что в кислых гумусовых горизонтах почв западин и логов, обогащенных обычно фосфором, происходит образование гипергенных фосфатов иттрия — черчита и скандия — стерретита.

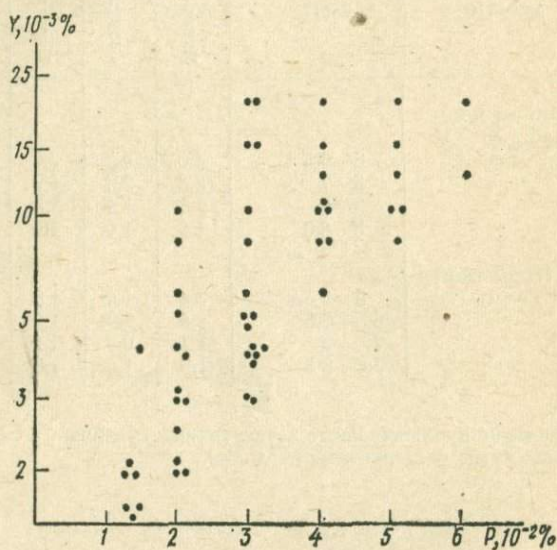


Рис. 6. Корреляционное поле точек иттрия и фосфора в почвах и континентальных отложениях Северного Казахстана. Точка на графике соответствует трем пробам

Другие факторы — биогенная аккумуляция, сорбция, изменение окислительно-восстановительных условий и другие — не оказывают значительного влияния на концентрацию иттрия, скандия, бериллия и циркония в почвах колков (Касимов, 1975). Это связано со слабым биогенным накоплением этих элементов в растениях, отсутствием растений-концентраторов, снижением сорбции этих элементов в кислой среде, постоянной их положительной валентностью.

Безрудная природа образующихся на кислых барьерах аномалий иттрия и других элементов подтверждается: а) отсутствием в изученных районах Мугуджар и Северного Казахстана рудных месторождений и рудопроявлений этих элементов (кроме молибдена), а также пород, обогащенных ими; б) резким уменьшением содержаний иттрия и других элементов в почвенных разрезах и скважинах уже с глубины 30—50 см с сохранением устойчивых невысоких содержаний

по всему профилю континентальных отложений и коры выветривания; в) зависимостью содержания этих элементов от реакции среды в почвах. Безрудный характер аномалий элементов, осаждающихся на кислых барьерах, необходимо учитывать при геохимических поисках полезных ископаемых и оценке выявленных при этом аномалий.

В аридной зоне кислые барьеры формируются также по периферии зон окисления сульфидных месторождений при миграции анионогенных элементов из автономных ландшафтов. Подобные кислые барьеры практически не изучены, хотя они могут иметь существенное поисковое значение.

Глеевые и сероводородные барьеры. Восстановительный режим возникает в почвах и рыхлых отложениях западных ландшафтов за счет поверхностного и грунтового переувлажнения. Постоянное преобладание восстановительной обстановки характерно лишь для болотных почв центральной части западины и для почв наиболее увлажненных ивово-осиновых колков. Большая же часть колочных комплексов и окаймляющие их лугово-кустарниковые элементы ландшафта характеризуются периодическим изменением водного и окислительно-восстановительного режимов в зависимости от степени увлажнения по годам и сезонам года.

В вертикальном разрезе колочных солодей имеется чаще всего два глеевых барьера — верхний (С2) и нижний (С3—С4). Первый залегает на глубине 10—40 см и приурочен к нижней части гумусового горизонта A_1 , горизонтам E_g и $E_g V$, где восстановительная среда возникает весной за счет поверхностного переувлажнения во время таяния талых вод в западинах. По данным Т. В. Турсиной (1961), окислительно-восстановительный потенциал гумусового горизонта в солодях может падать весной до +160 мВ. Морфологические процессы поверхностного оглеения выражаются в появлении железомарганцовых новообразований в виде примазок и бобовин. Летом верхняя часть почвенного профиля солодей характеризуется преобладанием окислительной среды.

Концентрация на верхнем глеевом кислом барьере химических элементов, слабоподвижных в восстановительной среде (ванадия, меди), затушевывается процессами интенсивного распада органико-минеральных и минеральных соединений и выноса продуктов распада из осолоделых горизонтов. Поэтому в большинстве случаев медь и ванадий не осаждаются в верхней части почвенного профиля солодей и выносятся в нижние горизонты. На кислом глеевом барьере энергично накапливается молибден, мигрирующий в черноземных и солонцовых почвах — до 5—6 кларков концентрации ($0,5—0,6 \cdot 10^{-3}\%$), что в 8—10 раз выше его среднего содержания в верхней окисленной части гумусового горизонта. Осаждение молибдена происходит, вероятно, за счет восстановления Mo^{6+}

до Mo^{5+} под влиянием двухвалентного железа и органического вещества. При этом кислая среда способствует прочной связи молибдена с твердой фазой и обеспечивает сохранение образующегося Mo^{5+} , препятствуя его окислению кислородом воздуха (Михайлов, 1964). Согласно А. С. Михайлову, значения рН, равные 5,5—7, наиболее оптимальны для осаждения анионных форм молибдена, выносимых из автономных ландшафтов.

Связь концентрации молибдена с кислым глеевым барьером отражает распределение рН и илистой фракции в почвенном профиле солодей. Верхние кислые горизонты, как правило, обеднены илстыми частицами, и влияние сорбции на накопление в них молибдена незначительно.

Нижний глеевый барьер (С3—С4, возможно С7—С8) располагается на глубине 60—100 см и находится в сфере постоянного воздействия капиллярной каймы западных грунтовых вод, что благоприятствует развитию процессов оглеения. Он приурочен обычно к нижней части иллювиального горизонта и верхам оглеенных западных суглинков. Постоянное застойное переувлажнение способствует созданию восстановительной среды и осаждению на нижнем восстановительном глеевом барьере ряда химических элементов: молибдена, меди, ванадия и хрома (рис. 7).

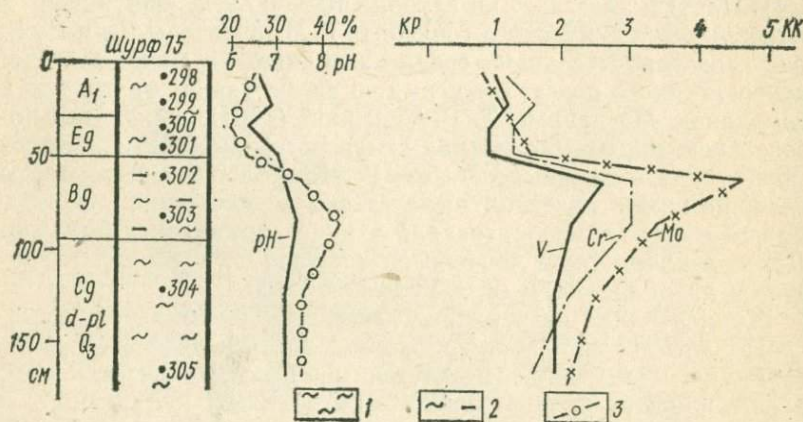


Рис. 7. Накопление молибдена, хрома и ванадия на сорбционно-глеевом барьере (С7—С8): 1 — средний суглинок, 2 — тяжелый суглинок, 3 — содержание илистой фракции

Концентрация молибдена в глеевых горизонтах солончаков зон разломов, луговых и болотных почв Мугоджар детально изучена С. И. Сотниковой (1970, 1971, 1972), которая по

данным натуральных и экспериментальных исследований выделяет две формы фиксации молибдена в восстановительной среде.

В глеевой среде без сероводорода, по С. И. Сотниковой, концентрация молибдена происходит за счет взаимного осаждения гидроокислов трехвалентного железа и пятивалентного молибдена с образованием молибденсодержащих гидроокислов железа. С. И. Сотникова связывает это только с глеевым барьером. Но без присутствия сероводорода механизм концентрирования молибдена в глеевых горизонтах почв еще недостаточно ясен. Возможно, определенную роль в этих условиях под влиянием органических кислот начинают играть и катионные формы молибдена (Силади, 1967; Бертин, 1973). В щелочной среде молибден в форме катиона может сорбироваться отрицательно заряженными коллоидами гидрата окиси железа, образующимися, вероятно, в глеевых горизонтах почв за счет локального окисления (по ходам корней, при понижении уровня грунтовых вод, по трещинам усыхания и т. д.). Таким образом, осаждение молибдена в щелочных глеевых горизонтах гидроморфных почв степной зоны связано со сложной системой геохимических барьеров, вероятно, меняющихся во времени (С8, А8, G8...).

Содержание молибдена в глеевых горизонтах луговых и болотных почв колеблется в широких пределах. В солодах и грубогумусных осолоделых почвах Северного Казахстана оно обычно не превышает 6—8, а в торфянисто-глеевых почвах Мугоджар достигает 20 кларков концентрации (Касимов, 1971, 1974; Сотникова, 1972).

Наиболее контрастны аномалии молибдена в луговых и болотных почвах древних долин Мугоджар, обогащенных органическим веществом. Здесь за счет накопления и разложения органики в глеевой среде появляется сероводород, что ведет к осаждению молибдена на сероводородном геохимическом барьере (вид В7—В8). По С. И. Сотниковой, уменьшение подвижности и концентрации молибдена в таких условиях происходит за счет восстановления Mo^{6+} до Mo^{4+} сероводородом с образованием иордизита. Согласно экспериментальным данным К. К. Бертина (1973), полученным для условий морских бескислородных вод, на первых стадиях протекания процесса наиболее важным является соосаждение молибдена с сульфидом железа.

Содержание молибдена в глеевых сероводородных горизонтах почв достигает очень высоких значений — до $0,5 \cdot 10^{-3}\%$ (50 кларков концентрации). В этом случае содержание подвижного молибдена уменьшается от 99% (от валового содержания) в верхних окислительных горизонтах до 20—25% в нижних глеевых горизонтах (рис. 8). Наряду с молибденом в глеевых горизонтах гидроморфных почв логов и долин Мугод-

жар накапливаются также ванадий и хром, но их содержания значительно ниже (до 2—3 кларков концентрации).

Концентрация молибдена на восстановительном геохимическом барьере является широко распространенным, но не всегда устанавливаемым явлением. Это связано с влиянием на его осаждение не только Eh, pH и сероводорода, но и ряда дополнительных факторов, зависящих от конкретных геологических условий (Лисицын, 1975). Согласно расчетам А. К. Лисицына, накопление молибдена на восстановительных барьерах можно ожидать в интервале Eh от —135 до 155 мВ при pH 6,5 и от —285 до —315 мВ при pH 8,5, т. е. в щелочной среде для этого требуется более низкий Eh, который создается обычно в присутствии сероводорода. Отсюда следует, что в кислой среде молибден может осажаться на глеевых барьерах (С), в щелочной среде более вероятны сульфидные барьеры (В).

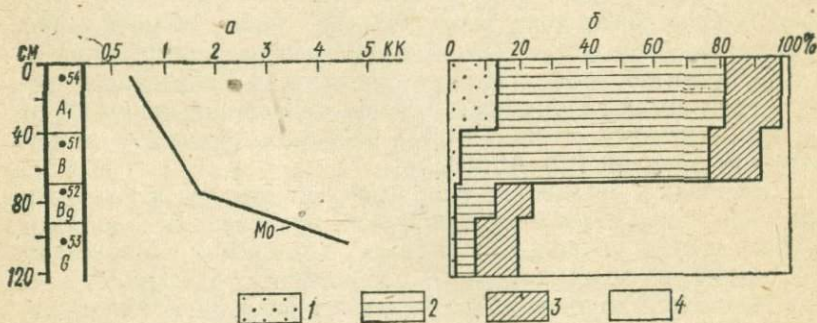


Рис. 8. Накопление молибдена на глеевом барьере в луговых почвах Южных Мугуджар.

а — валовое содержание; б — баланс форм нахождения молибдена в вытяжках (% от валового содержания): 1 — водной, 2 — Тамма, 3 — щелочной, 4 — нерастворимый остаток. По С. И. Сотниковой (1972)

Сорбционные барьеры. Контрастность в распределении илстых и коллоидных частиц, минералогического состава, гумуса и, как следствие всего этого, емкости поглощения в различных горизонтах создает условия для формирования в почвенном профиле колючих солодей нескольких сорбционных барьеров. Самый верхний сорбционный барьер (G2—G3) приурочен к торфяным, перегнойным и гумусовым горизонтам почв, где за счет сорбции органическим веществом происходит накопление иттрия, скандия, галлия и циркония. Процессы биогенной аккумуляции для этих элементов можно пренебречь, так как коэффициенты биологического поглощения их гораздо меньше 1 (см. ниже).

Уменьшение ила, гумуса и емкости поглощения в осолодевшем горизонте приводит к выносу большинства химических

элементов и отсутствию влияния адсорбции на накопление металлов в этом горизонте.

Хорошо выражен сорбционный барьер (G7—G8) в иллювиальном горизонте, особенно в нижней его части. Это связано с накоплением здесь дисперсных частиц, в результате иллювиирования ила из верхней части почвенного профиля, поступления коллоидных частиц из капиллярных растворов, восходящих от близко залегающих западных вод, а также за счет оглеения, развивающихся под влиянием внутрпочвенного выветривания (Базилевич, 1967). Глеевая среда определяет миграцию железа и марганца, новообразования которых представлены примазками, пленками, дендритами и бобовинами. Наличие гидроокислов железа и марганца, являющихся хорошими сорбентами, приводит к усилению адсорбционных свойств иллювиальных глеевых горизонтов и обогащению их химическими элементами.

Преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовый минералогический состав иллювиальных горизонтов солодей (Базилевич, 1967) благоприятствует сорбции многих элементов глинистыми минералами, особенно монтмориллонитом, который обладает высокой поглотительной способностью.

Все эти особенности определяют значительную емкость (40—45 мг-экв на 100 г почвы) иллювиальных горизонтов и накопление на нижнем сорбционном барьере меди, никеля, кобальта и цинка, отчасти свинца и серебра. Эти элементы характеризуются концентрацией в илистой фракции и фракции мелкой пыли — $< 0,001$; 0,001—0,005 мм. Равномерно по фракциям распределены молибден и барий. С песчано-алевритистой фракцией связаны концентрации циркония и мышьяка, отчасти серебра и свинца.

В нижних горизонтах образуется щелочной барьер, чаще всего совпадающий с висячим карбонатным горизонтом на глубине 80—120 см. На щелочном барьере осаждаются элементы, мигрирующие в слабокислой и нейтральной среде верхней и средней частей почвенного профиля. Это в основном металлы — свинец, олово, серебро, кобальт, марганец.

Таким образом, для иллювиальных глеевых горизонтов колочных солодей характерно наложение восстановительного глеевого (C7—C8), сорбционного (G2—G3, G7—G8) и щелочного (D7—D8) геохимических барьеров с накоплением на них молибдена, меди, никеля, ванадия, хрома и серебра.

Концентрация этих элементов в иллювиальных горизонтах солодей подтверждается не только описаниями отдельных разрезов, но и сохраняется при статистической обработке большого количества данных спектрального анализа с достоверными различиями поэлементных средних для каждого почвенного горизонта (табл. 6).

Распределение химических элементов в солодах, $n \cdot 10^{-3}\%$

Горизонты	A ₁		E ₃		E ₄	
	C _Ф	E	C _Ф	E	C _Ф	E
Марганец*	45	1,5	40	1,9	50	1,5
Барий	45	1,5	37	1,2	43	1,2
Стронций	6	1,5	4	1,2	4	1,1
Цирконий	20	1,4	14	1,4	16	1,4
Ванадий	9	1,2	9	1,3	12	1,2
Цинк	16	1,3	12	1,5	14	1,3
Хром	8	1,5	10	1,4	12	1,4
Никель	4,2	1,2	3,7	1,5	5,0	1,4
Медь	6,0	1,2	5,5	1,4	7,0	1,2
Иттрий	15,0	1,5	7,0	1,9	5,0	1,6
Галлий	1,2	1,3	1,1	1,3	1,4	1,2
Кобальт	1,2	1,5	1,1	2,0	1,6	1,3
Свинец	1,1	1,4	1,2	1,4	1,0	1,4
Бор	2,5	1,4	2,8	1,4	2,9	1,3
Скандий	1,8	1,6	0,8	1,5	0,8	1,5
Бериллий	0,4	1,3	0,3	1,3	0,3	1,3
Олово	0,2	1,3	0,17	1,4	0,17	1,3
Молибден	0,06	1,4	0,1	1,9	0,14	1,5
Серебро	0,01	1,4	0,01	1,5	-0,01	1,2
Число проб	50		50		73	

* Элементы расположены по мере убывания кларка.

Двусторонние геохимические барьеры краевой зоны колков. Подобные барьеры образуются при миграции веществ к барьеру с двух противоположных сторон. Для одного потока барьер в этом случае, например, кислый, а для встречного потока — щелочной. Особенностью двусторонних барьеров является аккумуляция химических элементов, относящихся к различным парагенетическим ассоциациям, например металлов и неметаллов. Двусторонние барьеры встречаются в почвах, континентальных отложениях, корах выветривания и водоносных горизонтах, для которых характерна высокая контрастность геохимических условий.

В краевых зонах березовых колков Северного Казахстана образование двусторонних барьеров происходит следующим образом. С одной стороны, из автономных ландшафтов в западины поступают аниогенные элементы, мигрирующие в щелочной окислительной обстановке черноземов и солонцов: иттрий, скандий, молибден, ванадий. В краевой зоне колка они встречают на своем пути кислый барьер (E₃—E₄), так

как кислая среда способствует понижению их миграционной способности, и осаждаются в верхней части почвы (подробнее см. выше).

В свою очередь, от центра западины к периферии периодически, большей частью летом, происходит боковое подтягивание растворов и их испарение. В зонах разломов боковая миграция облегчается напорным характером разгружающихся вод. Встречные растворы относятся к двум различным классам вод, хотя пространственно их разделить очень трудно. Из верхней части осолоделых почв поступают слабокислые глеевые воды, в которых мигрируют железо, марганец и кобальт. На контакте с окислительной щелочной обстановкой солонцов эти элементы осаждаются на кислородном и щелочном (А7 и Д7) барьерах. Поэтому почвы по периферии колючих западин обычно ожелезнены.

Из более глубоких горизонтов солодей как вверх, так и вбок к периферии западины происходит подтягивание содовых глеевых вод, в которых могут мигрировать медь, иттрий, скандий, бериллий и другие элементы содовой миграции. В результате в верхних горизонтах солодей с кислой реакцией происходит наложение двух видов кислых барьеров: Е3 — при миграции аниогенных элементов из автономных ландшафтов и Е8, образующегося при испарении и боковой миграции этих же элементов из нижней части почвенного профиля с содовыми водами. Боковая миграция солей подтверждается низкой минерализацией (до 1 г/л) вод западин при наличии вокруг западин пояса солончаков.

В луговых содовых и содово-хлоридно-сульфатных солончаках, окружающих западины, на испарительном барьере вида F7—F8 слабо концентрируются барий, стронций, свинец и никель.

Статистическая обработка данных ландшафтно-геохимического профилирования через западины показала, что содержания иттрия, скандия, молибдена, цинка и некоторых других элементов в почвах краевых зон колков в 2—4 раза выше их средних значений в автономных ландшафтах (при однородных почвообразующих породах) и в 1,5—2 раза выше по сравнению с почвами колков в целом (рис. 9). Различия распределения средних значений и дисперсий этих элементов в автономных, «барьерных» и подчиненных колючих элементарных ландшафтах достоверны с вероятностью 95%.

Двусторонние барьеры в краевых зонах колючих западин образуются лишь в западинах второй группы (см. выше), где плотные глины древней коры выветривания, являясь водупором, препятствуют инфильтрации поверхностных вод, стекающих по склонам в западины после дождей и снеготаяния. Кроме того, боковому подтягиванию солей к периферии западин благоприятствует постепенное выклинивание рыхлых

наносов по направлению от центра западин к их бортам. Ширина полосы формирования двустороннего барьера может варьировать в пределах 5—15 м. Чем круче склон верхней кровли водоупора, тем уже полоса двустороннего барьера.

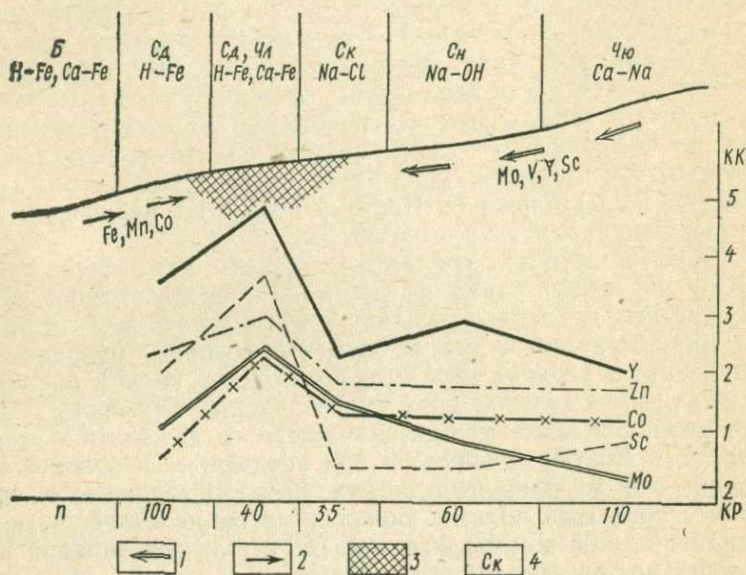


Рис. 9. Двусторонний барьер краевых зон колков в Северном Казахстане: 1 — содовые воды, 2 — слабокислые воды, 3 — участок двустороннего барьера, 4 — элементарные ландшафты

Двусторонние геохимические барьеры, связанные со смежной окислительно-восстановительных условий, описаны Г. С. Макуниной (1974) на Среднем Урале. Здесь эти барьеры формируются в древней коре выветривания на границе болот с нижними частями склонов холмов и сопок. Они характеризуются скачком концентраций меди и кобальта, превышающих в 3—5 раз их фоновые содержания в древней коре выветривания вне влияния глеевой обстановки болот. В данном случае совместное осаждение меди и кобальта обусловлено особенностями их миграции в разных геохимических условиях. Медь, мигрируя в кислой окислительной среде элювиально-аккумулятивных ландшафтов в сторону восстановительной обстановки болот, осаждается на глеевом барьере. Кобальт, напротив, более подвижен в восстановительной среде. На границе окислительной и восстановительной обстано-

вок он накапливается на кислородном барьере. Следовательно, барьер краевой зоны болот для одних элементов является глеевым, для других — кислородным.

Геохимические барьеры краевых зон болот рассматривались ранее лишь как итог односторонней миграции элементов в подчиненные ландшафты (Перельман, 1961; Тюрюканов, 1964). Исследования в Казахстане позволили установить, что для краевых зон колков и болот степной и лесостепной зон характерны комплексные ландшафтно-геохимические барьеры, на которых происходит совместное осаждение элементов, выщелоченных из почв водораздельных поверхностей, и элементов, поступающих с боковой горизонтальной миграцией из болот и западин. Это позволило выделить новую морфологическую разновидность геохимических барьеров — *двусторонний барьер краевых зон колков и болот*. На этом барьере накапливаются ассоциации химических элементов, свойственные как для кислого (Е3—Е4) и глеевого (С3—С4) барьеров (итрий, скандий, бериллий, цирконий, молибден), так и для щелочного (Д2, Д6) и кислородного (А6) барьеров, образующихся при миграции растворов от центра западины к ее периферии. На этих барьерах осаждаются главным образом катионогенные элементы — железо, марганец, кобальт, цинк.

В пустынных ландшафтах двусторонние барьеры встречаются на площадях развития сульфидизированных пород. Такие барьеры были изучены С. Г. Батулиным (1973, 1976) в Бетпак-Дале. Здесь на фоне зональной щелочной обстановки в почвах имеются участки с кислыми средами — зоны окисления сульфидных месторождений и рудопроявлений с сильно-кислой реакцией растворов, окисленные вторичные кварциты и алунитизированные породы, а также мезозойские коры выветривания со слабокислой средой. При диффузной миграции поровых растворов на участках перехода кислой обстановки в щелочную и обратное формируются двусторонние геохимические барьеры со сложной ассоциацией накапливающихся элементов. Так, С. Г. Батулин приводит пример аномалии, где на барьере совместно осаждаются такие разные по своей геохимии элементы, как свинец и молибден. Свинец мигрировал к барьеру со стороны кислой обстановки и осаждался на щелочном барьере, а молибден — со стороны щелочной, накапливаясь на кислом барьере. По С. Г. Батулину, ландшафты с кислыми корами выветривания и почвами довольно широко распространены в равнинных районах пустынь Казахстана, где на поверхность выходят палеозойские породы. При этом в настоящее время площадь развития кислой среды в зоне аэрации более обширна, чем площадь распространения кислых грунтовых вод. В пустынях кислые почвы могут служить косвенным поисковым признаком на зоны сульфидной минерализации.

По-видимому, двусторонними являются и барьеры, изученные Е. Н. Борисенко (1974) в водоносных горизонтах пород красноцветной формации. Для системы водоносный горизонт — порода характерны двусторонние барьеры видов Е4—Д7, А7—С8 и др.

Таким образом, встречная миграция химических элементов характерна для различных природных условий. Двусторонние барьеры, формирующиеся при встрече миграционных потоков, отличающихся по своим геохимическим параметрам, вероятно, широко распространены в ландшафтах и зоне гипергенеза и требуют дальнейшего изучения.

ЗОНЫ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Лучшая увлажненность колочных западин по сравнению со степными комплексами благоприятствует более энергичному накоплению в них биомассы. Интенсивный биологический круговорот приводит к разложению растительных остатков и понижению реакции среды в верхних горизонтах солодей. Кислая среда и периодически промывной режим, создающийся весной за счет просачивания талых вод, определяют развитие процессов кислого выщелачивания в колочных ландшафтах. В результате происходит вынос карбонатов и других растворимых соединений. Особенностью колочных западин является развитие одновременно с кислым выщелачиванием процессов оглеения, периодически возникающих в верхних горизонтах почвенного профиля за счет переувлажнения и застаивания поверхностных вод в западинах. Пространственно зона кислого глеевого выщелачивания совпадает с нижней частью гумусового горизонта и элювиальным осолоделым горизонтом Е_g.

В результате распада органико-минеральных и минеральных соединений и выноса продуктов распада горизонт Е_g резко обеднен гумусом, с чем связано уменьшение емкости поглощения и более низкое содержание многих микроэлементов — марганца, кобальта, цинка, свинца и др. (рис. 10). Характерно, что резкого уменьшения илистой фракции в элювиальном горизонте не происходит. Вынос микроэлементов вслед за уменьшением содержания гумуса при неизменном содержании илстых частиц позволяет предполагать, что химические элементы здесь более тесно связаны с органическим веществом почвы, чем с ее минеральной частью.

Кислое глеевое выщелачивание и вынос микроэлементов развиваются лишь в солодах, для которых характерна реакция элювиального горизонта Е_g ниже 6,0—6,2. При более высоком рН микроэлементы не выносятся даже при наличии хорошо выраженного осолоделого горизонта. Таким образом, вынос микроэлементов из элювиального горизонта связан не

с процессами осолодения почвы, а большей частью с кислым глеевым выщелачиванием, возникающим в результате энергичного биологического круговорота. Это подтверждается выводом Н. И. Базилевич (1967), что осолодение и разрушение минеральной части почвы с образованием подвижных органо-минеральных соединений наиболее интенсивно происходит именно в нейтральной и слабощелочной средах.

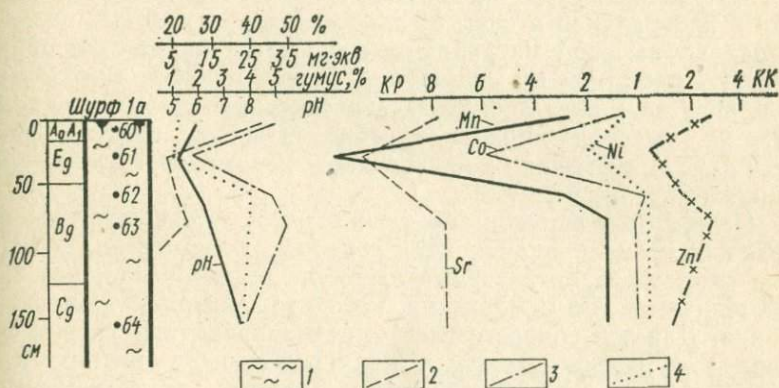


Рис. 10. Зона кислого глеевого выщелачивания в колючих солодях Северного Казахстана: 1 — четвертичные суглинки, 2 — гумус, 3 — емкость поглощения, 4 — содержание иллитовой фракции

Колочные солоды по характеру вертикальной щелочно-кислотной дифференциации, условиям миграции и степени выноса редких элементов можно разделить на две разновидности: с сильно контрастными щелочно-кислотными условиями (кислая среда в верхней части, щелочная в нижней части почвенного профиля); со слабоконтрастными условиями (в верхней части нейтральная, в нижней — щелочная (несодовая) среда). Кислое глеевое выщелачивание и связанное с ним понижение содержания редких элементов в верхней части почвы характерны только для первых.

Такое разделение колочных солодей отражает и некоторые их генетические различия. Солоды с кислой реакцией элювиальных горизонтов и выносом микроэлементов, очевидно, характеризуют следующую стадию развития колочно-западных ландшафтов по сравнению со слабоконтрастными солодями. Это подтверждается приуроченностью более контрастных почв к западинам первого и третьего типов (см. выше) с достаточно мощным четвертичным покровом. Лучшие фильтрационные свойства суглинков в этих западинах по отноше-

нию к глинам древней коры выветривания наряду с наступлением больших количеств органических веществ также способствуют кислому выщелачиванию.

В колочных ландшафтах кислое выщелачивание может затушевываться противоположными процессами: биогенной аккумуляцией, осаждением микроэлементов на кислое, сорбционным и восстановительном геохимических барьерах.

Многие элементы, дающие труднорастворимые соединения в нейтральной и слабощелочной среде, в содовых водах обладают высокой миграционной способностью за счет образования растворимых комплексных соединений. В содовых ландшафтах может происходить интенсивная миграция кремнезема, гумуса, молибдена, серебра, скандия, иттрия, меди, бериллия и циркония с образованием зон содового выщелачивания (Перельман, 1966).

Нашими исследованиями установлено, что в отличие от содового выщелачивания при содовом глеевом выщелачивании происходит интенсивный вынос не только названных выше элементов, но и марганца, кобальта, никеля, свинца и цинка. Для зон содового глеевого выщелачивания уровни содержания микроэлементов в 5—10 раз меньше средних для аналогичных горизонтов колочных солодей, но с меньшими значениями рН (рис. 11).

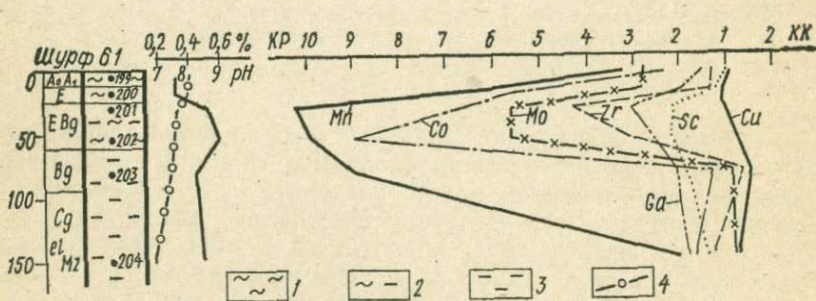


Рис. 11. Зона содового глеевого выщелачивания в луговых солодах Северного Казахстана: 1 — средний суглинок, 2 — тяжелый суглинок, 3 — глины древней коры выветривания, 4 — сухой остаток водной вытяжки

Содовое глеевое выщелачивание характерно для луговых содовых солонцеватых и солончаковатых почв. Оно может, очевидно, развиваться по всему почвенному профилю, но хорошо выражено чаще всего лишь в горизонте EgBg (A₂Bg), где процессы осолодения достигают наибольшей интенсивности, а влияние биогенной аккумуляции и геохимических барьеров наименьшее (Базилевич, 1967).

В долинах Мугуджар содовые болотные почвы по сравнению с гидрокарбонатными болотными обеднены молибденом, иттрием и бериллием, мигрирующими в содовой среде (Сотникова, 1972).

ОСОБЕННОСТИ БИОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ В КОЛКАХ

Биогенное накопление химических элементов в ландшафтах осуществляется двумя основными путями — в живых органах и в гумифицированном органическом веществе в почвах. Эти формы накопления элементов взаимно обусловлены, но в зависимости от влияния ландшафтно-геохимических условий и других факторов связь между ними не прямая. Часто встречается и обратная зависимость между содержанием элементов в растениях и почвах. Поэтому мы различаем *фитобарьер* (накопление элементов в живых растениях) и собственно *биогеохимический барьер* (биогенную аккумуляцию элементов в гумусовых горизонтах почв).

Растения — один из наиболее чутких индикаторов аномальных концентраций химических элементов в почвах, водах и горных породах. Поэтому изучение элементного химического состава растений представляет интерес для решения ряда актуальных задач народного хозяйства — биогеохимических поисков рудных месторождений, сельского хозяйства, охраны природной среды от загрязнения.

Специфика элементного состава растений зависит главным образом от их систематического положения. Исследования А. П. Виноградова (1949 и др.), М. А. Глазовской (1953) и других ученых установили, что геохимические свойства растений несут информацию об истории их развития. Важное значение имеют и геохимические особенности ландшафтов, на фоне которых необходимо рассматривать распределение химических элементов в растениях. Так, в кислых почвах гумидных ландшафтов энергично мигрируют и доступны растениям в основном катионогенные элементы — марганец, стронций, барий, цинк и другие, а анионогенные микроэлементы — молибден, ванадий, хром и другие — малоподвижны. Последние, напротив, подвижны в щелочных почвах семиаридных и аридных ландшафтов. Катионогенные элементы в этих ландшафтах мигрируют слабо (Перельман, 1975).

Эти положения позволили А. Д. Айвазян (1974) сформулировать понятия о гумидокатных и ариданитных видах растений. *Гумидокатные* виды сформировались в гумидных ландшафтах и обогащены катионогенными микроэлементами; *ариданитные* — в аридных и семиаридных ландшафтах и накапливают анионогенные микроэлементы. Имеются и переходные группы растений. Гумидокатные виды растений и в аридных условиях накапливают катионогенные микроэlemen-

Таблица 7

Содержание химических элементов в золе растений, 10⁻³%

Растительность	Параметры	Mn	Ba	Sr	B	Zn	Zr	Cu	Cr	Ni	Pb	Sc	Co	Mo	Ag
Древесная (45)*	Сф	190	165	100	51	21	6	3	2	1	0,8	0,4	0,2	0,045	0,021
	Е	2,2	1,8	1,4	2,0	1,4	—	1,2	—	—	2,3	—	—	2,5	1,6
Травянистая колков (28)*	Сф	140	150	100	15	17	6	12	3	1,5	9	0,5	0,2	0,54	0,023
	Е	1,2	1,4	1,5	1,5	1,4	—	1,7	—	—	2,6	—	—	2,2	1,2
Степная (30)*	Сф	65	60	18	30	21	6	6,3	3	1,2	0,8	—	0,2	0,14	0,020
	Е	2,0	1,6	1,4	1,8	1,3	—	1,5	—	—	1,8	—	—	2,1	1,9

* Число проб.

ты, отражая историю своего происхождения. Ариданитные виды в гумидных ландшафтах также продолжают концентрировать аниогенные микроэлементы. Поэтому растения колков, особенно древесные породы, на фоне степных и сухостепных сообществ выделяются своей ярко выраженной геохимической специализацией—накапливают в основном катиогенные микроэлементы. Рассмотрим геохимические особенности растений колков и окружающих их ландшафтов двух районов—Северного Казахстана и Мугоджар.

Северный Казахстан. Растительность колючно-западных ландшафтов представляет собой фитобарьер, на котором по сравнению с почвами западин, а также разнотравно-ковыльными и степными сообществами накапливаются многие химические элементы (табл. 7). Распределение большинства элементов в растениях аппроксимируется здесь логнормальным законом.

Коэффициенты биологического поглощения—частное от деления содержания элемента в золе растений на его количество в почве или горных породах (Перельман, 1975)—рассчитывались двумя способами: по отношению к кларку литосферы A_{x1} , что в большей степени характеризует химические особенности растений, и по отношению к содержанию элементов в конкретных почвах

A_{x_2} , что отражает влияние почв на химический состав произрастающих на них растений.

Для древесных и кустарниковых пород (березы, осины и различных видов ив) элементы в зависимости от величин A_x образуют следующие ряды биологического поглощения:

$$\text{элемент } \frac{P}{A_{x_1}} > \frac{B}{42} > \frac{SrAg}{3} > \frac{BaZn}{2,5} > \frac{Mn}{1,9} > \frac{CuPbMo}{0,5}$$

$$\text{элемент } \frac{P}{A_{x_2}} > \frac{BSr}{15-20} > \frac{BaMn}{4} > \frac{AgZn}{1,5-2} > \frac{PbCuMo}{0,5}$$

Наиболее интенсивно древесными породами поглощаются фосфор, бор, стронций, марганец и барий. Максимальные значения стронция характерны для березы и ив — до 0,2%, причем в ветвях больше, чем в листьях. Марганец и бор, наоборот, накапливаются преимущественно в листьях: марганец — березы — до 0,4%, бор — ивы — до 0,1%. Манганофильность березы отмечали многие исследователи (Леванидов, 1957; Базилевич, 1965, 1967). Барий аккумулируется только в золе березы, где его содержание в 20 раз больше, чем в золе осины и ив. Еще более интенсивное накопление бария березой (в 50 раз) отмечала И. П. Гаврилова (1970) для Южного Урала.

Сопоставление средних содержаний, коэффициентов и рядов биологического поглощения элементов для древесных пород колков со средним составом золы, коэффициентами и рядами биологического поглощения для наземных растений, по А. И. Перельману (1975), позволяет выявить следующие особенности.

1. Древесные растения колков обогащены фосфором, бором, марганцем, стронцием и бором.

2. Поскольку по сравнению с кларками литосферы почвы колков обогащены серебром, цинком, бором и обеднены стронцием и марганцем, то интенсивность поглощения (A_{x_2}) последних древесными породами возрастает в 2—6 раз.

3. Высокие коэффициенты биологического поглощения марганца и стронция наряду с их низкими содержаниями в почвах позволяют предположить, что обеднение почв вызвано не только их интенсивным кислым выщелачиванием, но и закреплением этих элементов в живом веществе, приводящим к частичному выведению марганца и стронция из гипергенного цикла миграции.

Иной характер поглощения химических элементов имеют травянистые растения колков — осоки, тростник, мезо- и гидрофильное разнотравье. Распределение содержаний всех элементов в них также подчиняется логнормальному закону, а свинца — гиперболическому закону. В травянистых расте-

ниях уровни содержания наиболее накапливающихся элементов (фосфора, бария, марганца, стронция) близки к их средним значениям в золе древесных пород, но при меньшей дисперсии. По ряду элементов имеются различия.

В золе травянистых растений колков установлена концентрация меди, молибдена и свинца, что вызвано, вероятно, возрастанием содержаний подвижных форм этих элементов (извлекаемых водными и солянокислыми вытяжками) в почвах колков по сравнению с черноземами и солонцами, при почти одинаковых валовых содержаниях в верхней части почвенного профиля (табл. 8 и 9). Доля подвижных форм от валового содержания увеличивается от черноземов и солонцов к солодам: свинец — с 9 до 28%, молибден — с 8 до 16, медь — с 3,5 до 6,5%. Так как в этих же условиях древесные породы слабо поглощают медь, молибден и свинец, то их концентрация в травянистых растениях связана, вероятно, с особенностями систематики лугово-болотных растений колков.

Таблица 8

Содержание химических элементов в водных и солянокислых вытяжках из южных черноземов и типичных черноземных солонцов, $10^{-3}\%$.
Аналитик Н. В. Леонтьева

Элемент	Вытяжка	Среднее валовое содержание	Водная pH 6,5		Солянокислая pH 3	
			среднее	% от валового	среднее	% от валового
Цинк		14,8	0,01	0,06	0,58	4,3
			0,01—0,02	0,01—0,2	0,41—0,81	3,9—6,1
Медь		6,7	0,01	0,2	0,47	3,7
			0,01—0,02	0,01—0,25	0,29—0,64	2,3—6,4
Свинец		1,7	0,004	0,25	0,16	9,5
			0,002—0,01	0,13—0,53	0,13—0,19	7,4—10,8
Молибден		0,15	0,01	7,74	0,02	1,3
			0,01—0,015	6,66—10,0	0,02—0,02	1,1—1,9
Серебро		0,012	0,001	8,30	0,004	33,0
			0,001—0,002	4,0—16,6	0,002—0,007	17,5—40,6
Число проб		14	14		14	

Особенно интенсивно эти элементы накапливаются в золе различных видов осок и тростнике: медь — до 30%, молибден — до 1,5, свинец — до $15 \cdot 10^{-3}\%$. Серебро и цинк поглоща-

ются как древесной, так и травянистой растительностью. Концентрацию молибдена в тростнике отмечали для Южного Урала А. В. Гедымин и И. Г. Побединцева (1973).

Таблица 9

Содержание химических элементов в водных и солянокислых вытяжках из колочных солодей (по 12 пробам)*, 10⁻³%.
Аналитик Н. В. Леонтьева

Элемент \ Вытяжка	Среднее валовое содержание	Водная рН 6,5		Солянокислая рН 3	
		среднее	% от валового	среднее	% от валового
Цинк	19,0	0,07	0,4	0,8	4,2
		0,05—0,1	0,3—0,5	0,5—0,9	2,8—5,0
Медь	8,0	0,14	1,7	0,4	4,6
		0,1—0,2	1,2—2,4	0,2—0,5	3,1—5,0
Свинец	1,4	0,02	1,4	0,4	27,8
		0,01—0,03	0,7—2,1	0,2—0,5	14,2—36,0
Молибден	0,25	0,04	16,0	0,002	0,8
		0,01—0,06	4,0—24,0	0,001—0,005	0,4—2,0
Серебро	0,011	0,001	9,1	0,004	36,3
		0,001—0,002	9,1—18,2	0,001—0,008	9,1—72,6

* В числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — пределы колебаний.

Интересной особенностью травянистых сообществ колков является значительная концентрация свинца в золе некоторых видов растений: тростника, осок, кермека. Накопление свинца в растениях степей отмечают многие исследователи. Г. В. Гельдыева (1970) пишет о концентрации свинца в золе сухостепных растений — полыней (*Artemisia frigida*, *A. nitrosa*) — A_x соответственно 20 и 2, спиреи (*Spiraea hypericifolia*) — $A_x = 5$, осок (*Carex songorica*) — $A_x = 3$, ковыля Лессинга (*Stipa lessingiana*) — $A_x = 2$. Свинец также накапливается в золе лугово-болотных и болотных растений Мугоджар (Сотникова, 1970; Касимов, 1971). Для Южного Урала И. П. Гаврилова (1970) приводит данные о повышенном содержании в ветвях мелколиственных пород, но не отмечает его накопление в болотных растениях.

Поглощение свинца травянистыми растениями колков и растениями на солонцах, связано вероятно, как с его подвиж-

ностью в этих условиях, т. е. с возрастанием содержания подвижных форм (табл. 9) и большей доступностью для растений, так и с систематикой растений.

Коэффициенты биологического поглощения травянистых растений образуют следующие ряды:

$$\text{элемент } \frac{P}{A_{x1}} > \frac{B}{12} > \frac{PbMo}{6} > \frac{AgSrBa}{3} > \frac{CuZn}{2-2,5} > \frac{Mn}{1,4}$$

$$\begin{aligned} \text{элемент } \frac{P}{A_{x2}} &> \frac{Sr}{15} > \frac{Pb}{9} > \frac{MoBbA}{5} > \\ &> \frac{Mn}{3} > \frac{CuAg}{2} > \frac{Zn}{1,2} \end{aligned}$$

Итак, интенсивность кислого выщелачивания и ежегодного поглощения стронция, марганца, свинца и бария в колках выше, чем их биогенная аккумуляция в гумусовых горизонтах почв. Последние резко недонасыщены этими элементами по сравнению с их высокими содержаниями в растениях. Лишь в некоторых разрезах в самой верхней части гумусового горизонта встречены повышенные содержания марганца, свинца и стронция при одновременном их высоком содержании в растениях этого участка. Все это подтверждает вывод Н. И. Базилевич (1967) о том, что в солодах аккумулятивным является только нижний горизонт подстилки, все верхние минеральные горизонты — элювиальные.

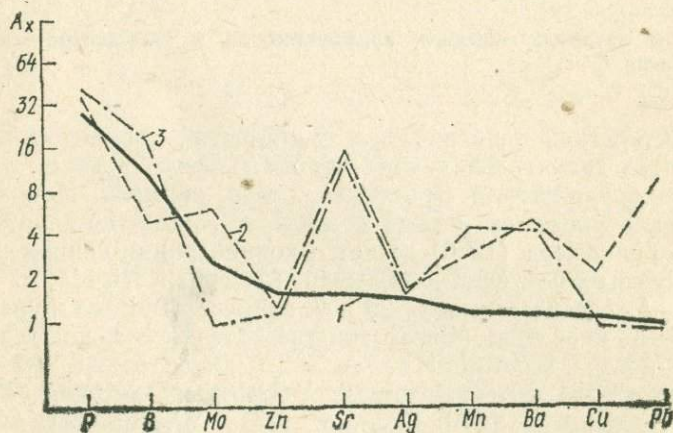


Рис. 12. Спектры коэффициентов биологического поглощения (A_x) растений в Северном Казахстане: 1 — злаки (30); 2 — травы колков (28); 3 — деревья, кустарники — береза, ивы (45). В скобках число проб

Сравнение химических составов растений колков и степных ландшафтов, преимущественно злаков, показывает накопление в первых главным образом типичных катионогенных элементов (за исключением элементов-биофилов — фосфора, бора и молибдена) — стронция, марганца, бария в древесных породах и свинца, меди и молибдена в травянистых растениях (рис. 12). На фоне степных растений перечисленные элементы образуют довольно контрастные биохимические аномалии, имеющие безрудную природу.

*Мугоджары*¹. В Южных Мугоджарах в пределах колков и окружающих их ландшафтов были более детально изучены геохимические особенности следующих видов растений: из семейства Poaceae (Gramineae) — *Phragmites communis* Trin., *Stipa capillata* L., *S. rubens* P. Smirn., *S. lessingiana* Trin et Rupr., *Festuca sulcata* Hack., *Puccinellia distans* (Iacq) Parl.; из семейства Cyperaceae — *Carex omsciana* Meinsh, *Carex* sp.; из семейства Saliceae — *Salix sibirica* Pall, *Salix* sp.; из семейства Betulaceae — *Betula pendula* Roth; из семейства Rosaceae — *Spiraea hypericifolia*; из семейства Asteraceae (Compositae) — *Artemisia pauciflora* Web et Stechm., *A. terrae albae* Krasch, *A. lessingiana* Bess. et Linnae; из семейства Chenopodiaceae — *Salicornia herbacea* L., *Camphorosma monspeliacum* L., *Anabasis salsa* (C. A. M.), *Atriplex cana* (C. A. M.).

При обработке биогеохимических данных устанавливались законы распределения микроэлементов, на основе вариационных и кумулятивных кривых рассчитывались средние величины, кларки концентрации (A_{x1}) и коэффициенты биологического поглощения (A_{x2}). Последние рассчитывались к средним содержаниям химических элементов в почвах отдельных типов в Южных Мугоджарах в целом. Коэффициенты биологического поглощения (в дальнейшем A_x) и средние региональные кларки элементов в почвах приводятся в табл. 10.

В колючих ландшафтах Мугоджар доминирующими видами являются береза бородавчатая и ива сибирская. На рис. 13 в виде геохимических спектров показано распределение A_x в листьях березы. Сходное распределение A_x характерно для ветвей березы и различных органов ивы. По сравнению с почвами колков, на которых растут эти виды, наиболее интенсивно, особенно ветвями, поглощается стронций ($A_x = 18-40$). В золе березы и ивы накапливаются также такие типичные катионогенные элементы, как марганец, барий и цинк ($A_x = 2-5$). Анионогенные микроэлементы (молибден, хром, ванадий, иттрий, скандий, цирконий и титан), несмотря на концентрацию в почвах колков (до 3-7 кларков), в золе этих растений не накапливаются, т. е. низкое содержание анионогенных элементов в растениях наблюдается

¹ Раздел написан совместно с А. Д. Айвазян.

Таблица 10

Коэффициенты биологического поглощения (A_x) растений Мугоджар

Ландшафты	Виды растений	Cu	Pb	Ni	Co	Ba	Mn	Zn	Ag	Sr	K**	Mo	Ti	Y	Sc	Zr	Cr	V	A**	Число проб
Колки	Осоки	1,2	0,7	0,15	0,1	1,0	0,6	1,1	0,8	3,0	1,1	2,5	0,05	0,1	0,4	0,15	0,1	0,05	0,5	30
	Тростник обыкновенный	3,8	1,8	0,25	0,1	1,0	2,0	2,5	2,1	2,7	1,7	3,2	0,01	0,1	0,4	0,15	0,1	0,05	0,6	19
	Ива сибирская ветви	1,3	0,2	0,20	1,1	1,1	3,7	1,5	1,0	40,5	8,0	0,3	0,03	0,1	0,4	0,15	0,1	0,10	0,2	34
	листья	1,3	0,5	0,20	1,2	1,1	5,0	1,5	0,8	26,4	6,0	0,8	0,03	0,1	0,4	0,15	0,1	0,05	0,2	34
	Береза бородавчатая ветви	1,3	0,3	0,20	0,1	2,8	1,5	1,5	1,1	39,0	7,5	1,8	0,03	0,2	0,4	0,25	0,3	0,05	0,5	15
	листья	0,8	0,5	0,30	0,5	2,1	3,0	1,8	1,0	18,0	4,3	0,9	0,05	0,1	0,4	0,15	0,2	0,05	0,2	11
Каштановые степи	Спирея звездчатая ветви	2,1	1,0	0,60	0,2	4,6	12,6	2,4	2,5	12,2	5,5	2,2	0,15	0,5	0,7	0,50	1,1	0,25	0,8	23
	листья	1,7	1,0	0,75	0,2	3,3	5,5	2,4	2,9	5,1	3,0	1,2	0,12	0,5	0,6	0,25	0,7	0,25	0,5	17
	Ковыли	1,7	1,9	0,30	0,2	1,0	0,6	1,8	2,8	1,0	1,0	8,0	0,18	0,5	0,7	0,30	0,7	0,35	1,7	87
	Типчак	1,6	1,9	0,40	0,3	1,0	0,5	1,8	2,8	1,0	1,0	3,1	0,40	0,5	0,7	0,42	0,9	0,70	1,1	58
Солончаковые	Солянки	1,5	0,2	0,12	0,1	0,5	0,2	1,2	3,0	6,5	1,5	3,6	0,06	0,2	0,4	0,20	0,5	0,30	1,0	28

Солонцовые	степные	Камфоросма	1,4	1,2	0,60	1,2	0,6	2,8	1,6	5,0	1,6	1,5	2,7	1,00	0,7	0,8	0,80	1,1	1,35	1,3	24
		Кокпек	1,7	0,6	0,30	0,3	0,6	0,4	1,5	7,0	2,7	0,8	7,2	0,38	0,6	0,6	0,40	0,7	0,55	1,6	10
		Полынь малощветковая	3,0	1,8	0,90	1,0	0,6	1,0	1,8	5,0	1,0	1,3	14,8	1,05	0,7	0,6	0,80	1,4	1,35	3,3	37
		Полынь Лессинга	2,4	1,6	0,85	0,9	0,6	1,0	1,8	3,3	1,2	1,2	11,0	0,85	0,8	0,6	0,70	1,0	1,05	2,5	46
		Полынь белоземельная	3,0	1,6	0,90	1,1	0,6	1,0	1,8	4,6	0,9	1,2	10,5	0,45	0,6	0,6	0,80	1,4	1,25	2,5	28
		Биургун	1,0	0,6	0,45	0,7	0,6	1,7	1,1	2,0	18,5	3,9	2,7	0,35	0,5	0,6	0,55	0,9	0,65	0,9	37
		Кохия простертая	1,2	0,9	0,60	0,9	0,6	2,8	1,3	4,2	7,5	2,3	6,4	0,45	0,6	0,5	0,55	1,0	0,95	1,7	36
		луговые	Бескильница расставленная	1,1	1,8	0,30	0,3	0,5	1,0	1,5	5,3	2,5	1,3	9,8	0,55	0,6	0,6	0,40	0,4	0,45	2,0
Региональный кларк каштановых почв		5,0*	0,8	5,0	2,0	30	80	10	0,01	10	—	0,06	500	3,0	0,8	12	10	10	—	1500	
Засоленных почв		10,0	1,5	5,5	1,8	40	60	12	0,012	20	—	0,11	500	4,0	0,8	12	15	10	—	500	
Лугово-болотных почв		7,0	0,9	6,0	1,5	35	80	14	0,01	10	—	0,20	600	7,1	1,0	19	18	17	—	200	

* В п · 10⁻³%.

** Показатели биогеохимической активности, объяснение см. в тексте.

там, где их валовое содержание в почвах максимально. Это, вероятно, свидетельствует о непригодности березы и ивы к поглощению аниогенных элементов в связи с их видообразованием в гумидной зоне, где эти элементы слабоподвижны и поэтому малодоступны растениям. Судить окончательно о доступности этих элементов растениям из почв колков нет возможности, так как не определялись их подвижные формы. Различный характер распределения — накопление катиогенных и инертное поведение аниогенных элементов — является, вероятно, специфическим признаком этих видов растений. Интенсивное накопление некоторых катиогенных элементов древесными породами таежных ландшафтов отмечалось в ряде работ (Глазковская, 1967; Ковалевский, 1975; и др.).

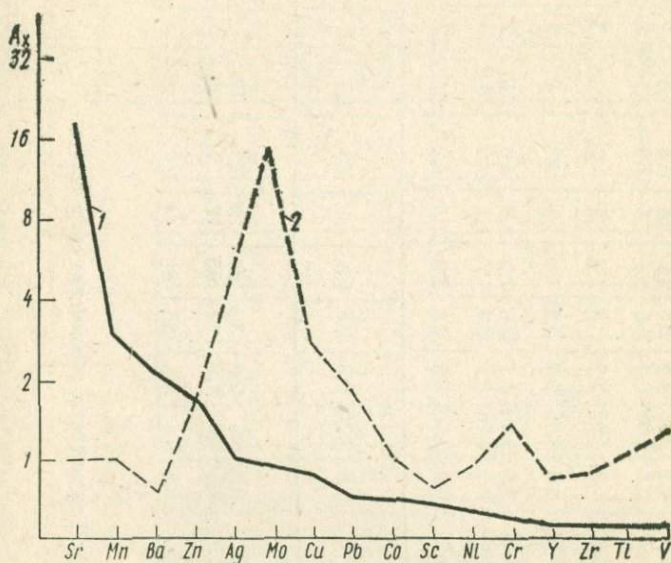


Рис. 13. Спектры коэффициентов биологического поглощения (A_x) березы бородавчатой (1) и полыни малоцветковой (2) в Южных Мугоджарах

Кроме ивы сибирской и березы бородавчатой катиогенные элементы энергично накапливаются в некоторых видах кустарников, например в спирее зверобоелистной, но в отличие от березы и ивы в спирее больше накапливается марганец ($A_x = 5-12$), а не стронций. В целом для спиреи характерна та же тенденция, что и для березы, — обогащение катиогенными элементами по сравнению с аниогенными.

В окружающих колки солонцовых ландшафтах доминируют различные виды полыней—полынь малоцветковая, полынь Лессинга, полынь белоземельная и другие виды; некоторые злаки — бескильница расставленная; маревые — кокпек, биургун, камфоросма. Все эти виды заметно отличаются от древесных и кустарниковых пород накоплением анионогенных элементов — молибдена, ванадия, хрома и других, что на примере полыни малоцветковой и березы показано на рис. 13. Их накопление не связано с возрастанием валового содержания этих элементов в почвах, так как оно здесь даже меньше, чем в почвах колков, а вызвано, вероятно, увеличением содержания их подвижных форм в щелочной среде каштановых солонцеватых почв и солонцов. Для молибдена это доказывалось (табл. 8 и 9) большим извлечением его из почв нейтральной водной вытяжкой (7—16% от валовых содержаний) по сравнению с солянокислой (0,8—1,3%).

Накопление отдельных анионогенных элементов в полынях подчеркивалось некоторыми исследователями (Геохимия ландшафтов., 1966; Васильева и др., 1972; Скарлыгина-Уфимцева, Березкина, Черняхов, 1970; и др.). Стронций, барий и марганец в растениях солонцовых ландшафтов не накапливаются, несмотря на концентрацию первых двух элементов в карбонатных и гипсовых горизонтах почв. Исключение составляет биургун, являющийся концентратором стронция. Такие металлы, как серебро и медь, в солонцовых ландшафтах ведут себя как анионогенные элементы, образуя растворимые содовые комплексы (Перельман, 1975). Поэтому они поглощаются и накапливаются полынями и другими видами растений. Свинец, кобальт и никель также могут накапливаться полынями, но по сравнению с древесными породами возрастание их содержаний происходит значительно менее резко, чем увеличение концентраций анионогенных элементов. В то же время хрома, ванадия, иттрия и титана в растениях солонцов в 5—20 раз больше, чем в иве и березе.

Таким образом, в солонцовых ландшафтах создаются наиболее благоприятные условия для поглощения анионогенных элементов растениями. Особенно энергично эти элементы поглощаются полынями, что является, возможно, их систематическим признаком.

Типичные представители каштановых степей — ковыли и типчак, произрастающие в нейтральных и слабощелочных условиях, по своим геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между древесными породами колков и растениями солонцов, произрастающих в крайних для данного района условиях — соответственно слабокислых и сильнощелочных (содовых).

Распределение катионогенных и анионогенных элементов в различных видах растений аппроксимируется разными за-

конами. В древесных породах колков распределение большинства катионогенных элементов подчиняется логнормальному, а анионогенных — нормальному закону. В растениях солонцов, наоборот, анионогенные элементы распределены логнормально, а катионогенные — в основном нормально. Логнормальный характер распределения подчеркивает накопление соответствующих ассоциаций элементов в разных видах растений.

Общие тенденции поглощения микроэлементов в растениях можно проследить, используя аддитивные (суммарные) показатели отдельно для катионогенных и анионогенных элементов, сходные с коэффициентом R , по Д. Шоу (1969). Эти показатели характеризуют биогеохимическую активность различных видов растений к определенным ассоциациям микроэлементов. Для суммирования элементов с различными кларками их содержания нормировались через коэффициенты биологического поглощения.

Показатели A и K представляют собой суммы коэффициентов биологического поглощения, деленные на число элементов (в данном случае на шесть), где A — биогеохимическая активность растений по отношению к анионогенным элементам $\left(A = \frac{\sum A_x \text{ Mo, V, Cr, Y, Zr, Ti}}{n} \right)$, а K — для катионогенных элементов $\left(K = \frac{\sum A_x \text{ Mn, Sr, Ba, Zn, Pb, Co}}{n} \right)$.

На рис. 14 приведены поля соотношений показателей K и A для различных видов растений Мугоджар. Наибольшие значения K характерны для видов, сформировавшихся в гумидных ландшафтах и в настоящее время произрастающих в слабокислых и нейтральных условиях колков, — березы, ив, спиреи. Накопление катионогенных элементов в этих видах не сопровождается увеличением содержаний анионогенных элементов, т. е. ростом показателя A . Для растений солонцовых и сухостепных ландшафтов, сформировавшихся в аридных условиях (полыней, маревых, злаков), эта зависимость сложнее. Для них накопление анионогенных элементов сопровождается также и концентрацией некоторых катионогенных элементов, но последние поглощаются этими видами растений менее интенсивно по сравнению с анионогенными. Практически все растения солонцовых ландшафтов на рис. 14 располагаются ниже равновесной линии $1/1$, т. е. линии равных значений A и K . Это характерно как для растений Мугоджар, так и для полыней, маревых и злаков Центрального Казахстана, для которых показатели A и K были рассчитаны нами по данным Н. Н. Васильевой и др. (1972).

Некоторые виды растений гидроморфных как незасоленных (осоки), так и засоленных (солянки) ландшафтов слабо накапливают и катионогенные, и анионогенные элементы.

Вероятно, это свойство является специфическим для данных видов.

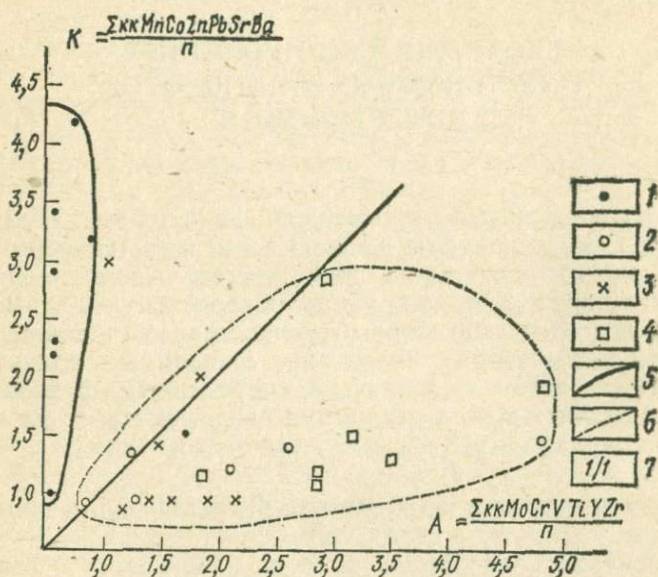


Рис. 14. Поля соотношений К и А в растениях Мугоджар и Центрального Казахстана: 1 — деревья, кустарники; 2 — злаки; 3 — маревые; 4 — сложноцветные (полыни); 5 — поле гумидокатных видов; 6 — поле ариданитных видов; 7 — линия равных соотношений К и А

Итак, доминирующие виды растений Мугоджар характеризуются закономерными (парагенными) ассоциациями микроэлементов. В колках преобладают гумидокатные виды — ивы, береза бородавчатая; в солонцовых ландшафтах — ариданитные виды — полыни, бескильница расставленная и др. Некоторые виды занимают промежуточное положение; одни из них тяготеют к ариданитным видам (ковыли, кокпек, камфорса, кохия, типчак); другие — к гумидокатным (спирея зверобоелистная и др.).

Выявленные особенности поглощения микроэлементов растениями в Мугоджарах подтверждают данные по Северному Казахстану и хорошо согласуются с выводами А. Д. Айвазян (1974) по геохимии флоры Рудного Алтая, т. е. отражают не только региональные, но и некоторые более общие черты биогеохимии растений.

Геохимическая специализация видов растений имеет основополагающее значение для биогеохимических поисков рудных месторождений (выбор видов опробования, подсчет фоновых содержаний и т. д.).

ГЛАВА 2

ГЕОХИМИЯ СОЛОНЧАКОВЫХ И СОЛОНЦОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗОН РАЗЛОМОВ

Наиболее типичным проявлением влияния дизъюнктивной тектоники на ландшафты аридной зоны является формирование засоленных почв вдоль линий тектонических нарушений за счет испарительной концентрации солей из трещинных подземных вод. Особенно широко распространены в зонах тектонических нарушений солончаки (разломные солончаки), которые сопутствуют активным современным разломам. О связи подобных почв с разломами свидетельствует их линейное простираие и ряд геохимических особенностей.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛОНЧАКОВ

Солончаки классифицируются по различным признакам. Для геохимии большое значение имеют структурно-тектонические условия. В связи с этим целесообразно выделять солончаки аккумулятивных равнин и солончаки денудационных равнин, отличающиеся по своим геохимическим свойствам. По геоморфологической приуроченности выделяются соровые (депресссионные), долинные и приморские солончаки. По своему генезису они могут быть типичными, формирующимися в условиях выпотного режима из близкозалегающих грунтовых вод, остаточными — на выходах засоленных пород и, наконец, разломными — формироваться в зонах разломов при разгрузке и испарении вод тектонических нарушений. Возможны и другие генетические типы солончаков.

В складчатых областях разломные солончаки формируются преимущественно на линейных корях выветривания, что наряду с глубинным характером вод определяет геохимическую специфику этих почв.

Солончаки образуются лишь в случае открытой коры выветривания. Если последняя перекрыта более молодыми отложениями мощностью более 1,5—2 м, то почвы с поверхности могут быть не засолены и солевой горизонт располагается на контакте коры выветривания и вышележащей толщи.

На аккумулятивных и пластовых равнинах разломные солончаки распространены менее широко. Они формируются здесь вдоль линий неотектонических разломов на разнообразных по составу осадочных породах, имеющих нередко значи-

тельную мощность. Морфологическая структура и геоботанические особенности таких ландшафтов детально описаны в ряде работ (Мирошниченко и др., 1971; Мяло, Горяинова, 1972; и др.).

Геохимия солончаков зон разломов в пределах аккумулятивных равнин изучена слабо. Первый опыт исследования влияния тектонических нарушений на почвы принадлежит В. А. Ковде и П. С. Славину (1951), которые установили аномалии иода, хлористого кальция, гипса в почвах зон разломов над нефтяными залежами в Прикаспийской низменности. Затем в разных районах над тектоническими нарушениями в складчатом фундаменте, перекрытыми осадочными породами, были выявлены аномалии гелия, углекислого газа, ртути и других газов (Фридман, 1970; Фурсов, 1977; и др.).

Нами изучались разломные солончаки складчатых областей в Казахстане. В складчатых областях характерной особенностью разломных солончаков является их приуроченность не только к депрессиям рельефа и долинам рек, но и к склонам и водораздельным поверхностям мелкосопочника, что служит одним из основным диагностических признаков их тектогенности. Депрессионные и долинные солончаки в этих районах нередко также имеют связь с водами разрывных нарушений.

Образование разломных солончаков определяется в основном двумя факторами — минерализацией трещинных вод и дебитом источников. Воды тектонических нарушений могут быть пресными и солеными. Их состав связан с раскрытостью разлома, особенностями дренируемых пород и степенью метаморфизации вод при прохождении ими этих пород (Геология и металлогения..., 1968). При разгрузке по разлому минерализованных вод в местах выхода их на поверхность в подавляющем большинстве случаев формируются засоленные почвы независимо от дебита родника. Если по разлому поступают пресные воды, возможность образования солончаков определяется дебитом источников (при одинаковом испарении). При малых дебитах (не более 1,5—2 л/с) в местах разгрузки вод развиваются процессы засоления почв; если родники имеют значительные дебиты, то почвы не засолены. Так как в низкорных и мелкосопочных ландшафтах дебиты источников обычно выше, чем на предгорных и денудационных равнинах, то в этих ландшафтах разломные солончаки встречаются реже.

Особенно широко разломные солончаки распространены на денудационных равнинах с древней корой выветривания. Здесь развитию процессов засоления вдоль разломов способствует замедленный водообмен и реликтовое (плиоценовое?) засоление древней коры выветривания (Глазовская и др., 1961; Перельман, 1968, 1975; Шмелькова, 1975).

В зависимости от положения в рельефе солончаковые ландшафты зон разломов имеют различную степень геохимического подчинения. Далеко не всегда это подчиненные ландшафты. В том случае, если они приурочены к возвышенным поверхностям или верхним частям склонов холмов и сопок, разломные солончаки относятся к особому роду геохимически-автономных супераквальных элементарных ландшафтов, относительно независимых от окружающих комплексов. Сопряженные элементарные ландшафты, находящиеся ниже по склону, испытывают влияние разломного засоления и обогащены растворимыми солями и некоторыми микроэлементами. Но подобные ландшафты встречаются довольно редко. Преобладают геохимически слабоподчиненные супераквальные ландшафты, располагающиеся на нижних частях склонов и в краевых частях депрессий рельефа, что связано с блоковым характером тектоники — развитием солончаков вдоль контактов приподнятых и опущенных блоков. В таких ландшафтах химизм и биологический круговорот автономных комплексов уже оказывают некоторое влияние, но полностью не определяют их геохимические свойства. Главенствующая роль здесь также принадлежит щелочно-кислотным и окислительно-восстановительным условиям, минерализации, составу и режиму трещинно-поровых и трещинных вод.

В почвенных классификациях солончаки обычно делятся по генетическим и морфологическим признакам с учетом их солевого состава. Однако четкая зависимость между минерализацией вод и грунтов и содержанием в них микроэлементов отсутствует (Ларионов и др., 1971; Удодов и др., 1973; Вороников, 1974). Поэтому при поисках рудных месторождений и оценке аномалий в солончаковых ландшафтах первостепенное значение приобретают геохимические параметры — окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия засоления, на что впервые обратил внимание А. И. Перельман (1968, 1975).

А. И. Перельман (1975) по особенностям окислительно-восстановительного режима выделяет три обстановки в засоленных почвах — окислительную, восстановительную глеевую и восстановительную сероводородную. Каждая из этих обстановок по щелочно-кислотным условиям делится на сильно-кислую (рН меньше 3), кислую и слабокислую (рН 3—6,5), нейтральную и слабощелочную (рН 6,5—8,5) и сильнощелочную (рН больше 8,5) среды. В результате выделяется 12 градаций солончаков — окислительные кислые, окислительные нейтральные, восстановительные кислые и т. д.

Геолого-геоморфологические и генетические типы солончаков находятся в определенной связи с окислительно-восстановительными, щелочно-кислотными условиями и солевым составом. Так, наиболее широкий спектр геохимических усло-

вий характерен для разломных и остаточных солончаков. Весьма редки в аридной зоне сильнокислые соровые или приморские солончаки, так как кислая среда в солончаках связана главным образом с окислением сульфидов. Шире распространены содовые солончаки, поскольку источники происхождения соды в водах и почвах более разнообразны. Наибольшим распространением пользуются нейтральные и слабощелочные солончаки различного генезиса.

КИСЛЫЕ СОЛОНЧАКИ

Ландшафтно-геохимические исследования при поисках рудных месторождений в аридных районах выявили достаточно широкое распространение кислых солончаков, на которые ранее не обращалось должного внимания почвоведов и географами. Лучше они известны специалистами по зонам окисления сульфидных месторождений, но их геохимия все еще изучена очень слабо.

В аридных ландшафтах складчатых областей образование кислых почв связано в основном с наличием сульфидной минерализации в почвообразующих или материнских породах. Такие почвы формируются в пределах рудных полей сульфидных месторождений и рудопроявлений и на участках выхода на дневную поверхность разломных кислых сульфатных вод, дренирующих на глубине породы, содержащие сульфиды. Поэтому в аридных областях, где в почвах и отложениях преобладает щелочная среда, кислые почвы представляют практический интерес как индикаторы сульфидного оруденения.

Кислые солончаки встречаются практически только в складчатых областях; их геоморфологическая приуроченность различна, а по своему генезису они в основном разломные и в меньшей мере остаточные.

Впервые некоторые геохимические особенности кислых солончаков были описаны М. А. Глазовской и др. (1961) в районе Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Здесь в долине небольшого ручья к месту выхода на поверхность кислых минерализованных сульфатных вод, генетически связанных с расположенным выше по рельефу месторождением, формируются кислые солончаки с рН 2—5, обогащенные типоморфными элементами колчеданного оруденения — медью, свинцом, цинком, серебром и кобальтом.

Нами кислые солончаки и солоншы солончаковатые изучались в Северном Прибалхашье. Здесь в связи с хорошей обнаженностью палеозойского фундамента они пользуются достаточно широким распространением, локализуясь в зонах разломов, контролирующих медно-порфировое оруденение или секущих вторичные кварциты с рассеянной сульфидной мине-

рализацией. Пространственно они тяготеют к обрамлению низкогорных и мелкосопочных массивов и бортам цокольных террас древних и современных долин.

При окислении сульфидов, как известно, образуется серная кислота. Если породы, вмещающие сульфиды, содержат мало карбонатов (граниты, гранодиориты, вторичные кварциты и т. п.), воды, дренирующие сульфидизированные породы, приобретают кислую реакцию, рН разломных вод может достигать 1—2 при минерализации 2—5 г/л и более. По своему составу воды обычно сульфатные или хлоридно-сульфатные натриевые. Содержание сульфат-иона в рудничных водах может достигать нескольких десятков граммов на литр.

Широко известна зависимость между реакцией среды (в пределах кислого плеча рН) и содержанием металлов в водах. Особенно обогащены тяжелыми металлами сильноокислые воды с рН меньше 3, образующиеся при дренаже интенсивно окисляющихся сульфидных руд. На сульфидных месторождениях с водами могут выноситься сотни килограммов меди, свинца и серебра, тонны и десятки тонн цинка, никеля и кобальта в год (Веаупинг, 1977). В таких случаях поступление металлов с водами может быть не скомпенсировано их последующим выносом из почв зоны разлома за счет сернокислого выщелачивания, и рудные элементы концентрируются в пределах контура кислых почв. Примером этого являются кислые солончаки, описанные М. А. Глазовской и др. (1961), на Южном Урале.

По Г. А. Голевой (1968, 1977), контрастность, состав и протяженность водных ореолов рудных элементов в грунтово-трещинных водах сульфидных месторождений зависят от степени окисленности руд, интенсивности водообмена, глубины и характера погребения рудных тел, гидрогеологической раскрытости структур и др. Наиболее контрастны ореолы интенсивно окисляющихся мелкопогребенных медно-колчеданных и полиметаллических месторождений (Южногайское и Молодежное на Южном Урале, Тишинское на Рудном Алтае и др.), где содержания меди, цинка, мышьяка и свинца в водных ореолах достигают десятков и даже сотен тысяч микрограмм на литр. В этих случаях трещинные воды имеют высокий окислительно-восстановительный потенциал, очень низкий рН и содержат значительные концентрации двухвалентного железа (до 500 мг/л). При слабом окислении руд и увеличении глубины погребения и скрытости рудных тел контрастность водных ореолов основных элементов-индикаторов сульфидного оруденения (меди, цинка, свинца) уменьшается в сотни и тысячи раз. Для этих металлов наиболее отчетливо выражена корреляция их содержания с рН вод. Корреляция между молибденом, вольфрамом, бором и мышьяком с рН носит нередко отрицательный характер, что вызвано анионогенностью

этих элементов. Особенно четко эти связи между элементами выражены в термальных водах.

При повышении рН рудничных вод до 4—6 содержание металлов в них резко падает. В случае невысоких, но аномальных концентраций металлов в водах такой реакции среды вполне достаточно для обеспечения выноса металлов за пределы кислых солончаков, образующихся в местах разгрузки вод.

Дальнейшая судьба металлов, выносимых по разломам с кислыми сульфатными водами к поверхности, еще недостаточно ясна и зависит от многих факторов — положения очага разгрузки вод в рельефе, геохимических особенностей окружающих ландшафтов и т. п. При разгрузке на склоне кислых окислительных сульфатных вод, благоприятных для миграции большинства металлов, кислые солончаки, образующиеся на участках выхода вод на поверхность, в отличие от нейтральных и слабощелочных (см. ниже) часто бывают обеднены многими микроэлементами, которые выносятся вниз по склону или по долине на расстояние нескольких сот метров. Процессы испарительной концентрации в этом случае, очевидно, подавляются сернокислым выщелачиванием, поэтому в кислых солончаках могут образовываться даже отрицательные по сравнению с фоном аномалии некоторых элементов. Такие аномалии стронция и бария были описаны Б. А. Воротниковым (1974) на Майском месторождении Рудного Алтая.

Накопление микроэлементов в таких случаях наблюдается по периферии кислых солончаков, на контакте с окружающими их степными и пустынными почвами, имеющими щелочную реакцию. Здесь на щелочном барьере (Д1, Д2) из кислых и слабокислых вод осаждаются многие металлы, в первую очередь свинец, марганец, никель, кобальт, иногда медь (Перельман и др., 1980). Содержания этих металлов на щелочном барьере в 5—15 раз могут превышать их содержания в солончаках.

Накопление микроэлементов непосредственно в кислых разломных солончаках возможно в случае разгрузки глеевых вод. Тогда железо и марганец, находящиеся в глеевых водах в растворимой форме (Fe^{2+} , Mn^{2+}), на поверхности при контакте с кислородом воздуха переходят в окисную форму и выпадают в осадок в виде геля гидроокиси (ферригидрит), т. е. осаждаются на кислородном (А) геохимическом барьере. Это приводит к ожелезнению и омарганцеванию почв в зоне разлома. Однако содержания элементов в почвах и в этом случае обычно не превышают кларковых значений. Подробнее это будет рассмотрено в гл. 3.

Итак, низкий рН разломных солончаков может свидетельствовать о погребенной или скрытой сульфидной минерализации. В аридных ландшафтах низкий рН почв и вод связан главным образом с окислением сульфидов, реже — с

угольными пластами. Естественно, не в каждом случае сульфидное оруденение сопровождается низкими значениями рН в водах и почвах над месторождением. С поверхности кислые солончаки обычно индицируются по охристой и красно-бурой окраске, связанной с осаждением гидроокислов железа из кислых вод на кислородных и щелочных барьерах.

Почвы с пониженной реакцией среды можно выявлять с помощью простой рН-метрии литохимических и гидрохимических проб. В производственных масштабах для массового экспрессного определения рН можно использовать обычную палетку и универсальный индикатор, применяемые при почвенных исследованиях. Исследования на медно-порфировых месторождениях Северного Прибалхашья показали, что, несмотря на недостаточную точность, этот метод позволяет уверенно выделять участки кислых почв на фоне щелочных каштановых, бурых пустынно-степных, серо-бурых почв и солонцов. Площади кислых почв достаточно локальны, так как в этих условиях происходит быстрая нейтрализация кислот за счет карбонатов.

Для кислых солончаков не типичны аномалии ряда рудных элементов, выносящихся с кислыми водами. Поэтому отсутствие аномалий или отрицательные аномалии катионогенных элементов в кислых солончаках не свидетельствуют об их безрудной природе. По аналогии с зонами сернокислого выщелачивания на сульфидных месторождениях в данном случае можно говорить об отрицательных аномалиях катионогенных элементов в кислых солончаках как поисковом критерии сульфидной минерализации. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Так как анионогенные элементы слабо мигрируют в кислых водах, то в кислых солончаках они обычно не накапливаются. В кислых ожелезненных солончаках железных шляп могут сохраняться остаточные концентрации молибдена, хрома и других элементов (см. подробнее гл. 3). Если кислые солончаки расположены на наиболее низких уровнях рельефа, то в них могут концентрироваться некоторые анионогенные элементы за счет их миграции в щелочной среде почв автономных ландшафтов и осаждения на кислом геохимическом барьере (Е3, Е4) на контакте с кислыми солончаками. Варианты расположения подобных солончаков в рельефе весьма разнообразны. Различны в связи с этим и типы формирующихся геохимических аномалий, но этот вопрос в ландшафтно-геохимическом отношении изучен еще недостаточно.

НЕЙТРАЛЬНЫЕ И СЛАБОЩЕЛОЧНЫЕ СОЛОНЧАКИ

Подобные солончаки пользуются широким распространением. Это обычно хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые солончаки. Нами они изучались в Северном Казахстане и

Северном Прибалхашье, кроме того использованы материалы ряда исследователей по другим районам Казахстана.

Хлоридные натриевые разломные солончаки Северного Казахстана. В этом районе солончаки изучались нами в пределах Аксу-Домбратинской зоны разломов (восточная периферия Кокчетавской возвышенности), где они как и западины, полосами и цепочками протягиваются вдоль линий тектонических нарушений (рис. 2).

В этом районе спокойный тектонический режим в кайнозое обусловил хорошую сохранность древней коры выветривания. Новейшие тектонические движения здесь соответствуют общей тенденции к поднятию, характерной для Казахского щита, но поднятия проявлены слабо и имеют малые градиенты. Это не способствовало формированию и широкому развитию мелкосопочного рельефа, но привело к частичному оживлению и раскрытию разломов, заложенных еще в орогенный и, возможно, неотектонический этапы развития. В результате возобновилось активное функционирование трещинных вод по разломам с формированием солончаков на дневной поверхности.

Разгрузка вод чаще всего носит скрытый характер и осуществляется за счет капиллярного поднятия, диффузии и испарения растворов. Воды залегают в толще коры выветривания на глубине 3—10 м и имеют сульфатно-хлоридный натриевый и хлоридный натриевый состав с минерализацией 2—7 г/л.

Состав вод, отобранных из скважин в зоне разлома из толщи глинистой коры выветривания с глубины 3—5 м, следующий:

$$M_{3,6} \frac{Cl\ 61\ SO_4\ 32\ HCO_3\ 7}{Na\ 66\ Mg\ 22\ Ca\ 12} \text{ рН}=7,5,$$

$$M_{6,7} \frac{Cl\ 77\ SO_4\ 13\ HCO_3\ 10}{Na\ 72\ Mg\ 17\ Ca\ 11} \text{ рН}=7,8.$$

Разломные солончаки имеют такой же характер засоления и рН. Эмпирические вариационные кривые распределения легкорастворимых солей в солончаках показаны на рис. 15, демонстрирующем преимущественно сульфатно-хлоридный натриевый тип засоления.

Растительный покров солончаков чрезвычайно беден. Он представлен в основном полыно-солянково-кермековыми сообществами с различным обилием доминант в зависимости от степени засоленности подстилающих пород. Для корковых солончаков, отличающихся высокой засоленностью верхнего горизонта (до 60—70 мг·экв на 100 г почвы) и сухим остатком (2—4%), характерно почти полное отсутствие растительности. Встречаются лишь отдельные скопления солероса. При уменьшении засоления до 20—40 мг·экв или же более глубо-

ком залегании солевого горизонта (20—40 см) в составе растительности начинает доминировать кермек Гмелина, который является эдификатором на разломных солончаковых солонцах.

Интересным образованием солончаков являются бугры пучения, обычно приуроченные непосредственно к линиям

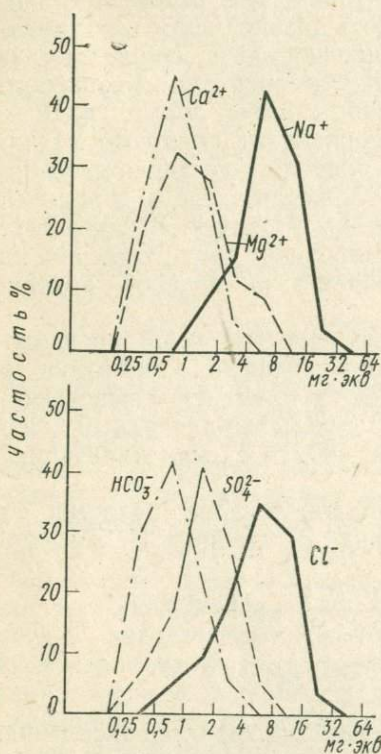


Рис. 15. Эмпирические кривые распределения солей в разломных солончаках на древней коре выветривания. По данным водной вытяжки ($n = 60$)

тектонических нарушений. Бугры имеют высоту 0,3—0,5 м, длину более 3 м, а ширину 1,5—2 м. По краям они окружены бордюром из кварцевой щебенки. Образование бугров пучения происходит, очевидно, за счет вспучивания увлажненных глин под воздействием гидростатического или газового напора по трещинам. Разбухание влажного грунта в данном случае не имеет большого значения, так как глины коры выветривания имеют здесь каолиновый состав. Вероятно, вспучивание связано и с замерзанием и оттаиванием грунтов. В Казахстане различные типы бугров пучения описаны рядом исследователей (Лебедев, 1949; Востокова, 1967; и др.).

Основным механизмом накопления солей и микроэлементов в солончаках является испарительная концентрация (испарительный барьер — F). В почвенном профиле разломных слабощелочных солончаков при испарительной концентрации

образуется, как правило, геохимическая зональность, выражающаяся в чередовании снизу вверх карбонатного, сульфатного (гипсового) и хлоридно-сульфатного испарительных геохимических барьеров с характерной для каждого барьера ассоциацией накапливающихся микроэлементов.

На карбонатном барьере (F3—D3) выпадают элементы, образующие труднорастворимые карбонаты — свинец, марганец, медь, серебро. Гипсовый барьер возникает лишь в сульфатных солончаках. На нем обычно осаждаются стронций и молибден, максимальные содержания которых достигают соответственно 1 и 0,001%, что превышает кларки литосферы этих элементов в 10—30 раз. Концентрация стронция и молибдена в гипсовых горизонтах почв и грунтов отмечалась рядом исследователей и является в настоящее время надежно установленной (Соловов, 1959; Добровольский, 1966; Перельман, 1968; Побединцева, 1975; Шмелькова, 1975; Касимов, Шмелькова, 1975; и др.). При хлоридном и содовом засолении стронций не накапливается.

Самый верхний, хлоридно-сульфатный, барьер приурочен обычно к слою максимального соленаккумуляции у дневной по-

Таблица 11

Параметры распределения микроэлементов в незасоленной и засоленной (разломных солончаках) древних корах выветривания (Касимов и др., 1978)

Район	Северный Казахстан				Мугуджары			
	кора выветривания алевролитов				кора выветривания диабазов			
	незасоленная		засоленная по разлому		незасоленная		засоленная по разлому	
	C _ф	E	C _ф	E	C _ф	E	C _ф	E
Титан*	—	—	—	—	282,0	1,4	564,0	1,4
Марганец	18,0	3,2	45,0	1,6	11,0	—	12,0	—
Барий	23,0	1,5	38,0	1,2	28,0	1,3	30,0	—
Стронций	5,0	1,6	6,0	1,1	6,0	3,6	54,0	—
Цирконий	5,0	1,6	12,0	1,3	5,6	1,4	2,8	1,3
Ванадий	8,0	1,5	11,0	1,3	11,0	2,0	11,0	1,8
Цинк	7,0	1,7	14,0	1,5	11,0	1,7	22,0	2,4
Хром	6,0	1,8	6,5	1,4	6,0	3,1	6,0	—
Никель	1,4	1,8	6,0	1,6	2,8	1,6	2,8	1,8
Медь	4,0	1,7	8,2	1,3	6,0	1,6	6,0	1,7
Иттрий	1,5	1,4	5,2	1,2	3,0	1,6	6,0	1,6
Галлий	0,6	1,3	1,2	1,3	1,1	1,1	1,1	1,2
Кобальт	0,3	3,0	1,8	2,0	2,6	—	2,8	—
Свинец	0,3	2,1	1,1	1,4	0,5	2,4	—	—
Скандий	0,4	1,6	1,2	1,2	1,2	—	1,3	—
Бериллий	0,2	1,6	0,2	1,3	—	—	—	—
Олово	0,08	1,6	0,15	1,2	0,14	1,4	0,07	1,7
Молибден	0,03	2,7	0,13	1,3	0,03	3,8	0,11	2,8
Серебро	0,008	1,9	0,01	1,2	—	—	—	—
Число проб	200		50		150		50	

* В п · 10⁻³. Элементы расположены по мере убывания кларка.

верхности. На нем осаждаются медь, молибден, цинк и другие микроэлементы.

Особенно контрастно выглядит накопление микроэлементов при засолении по разломам древней (возможно, линейной) коры выветривания. В Аксу-Домбалинской зоне разломные солончаки на древней коре выветривания по сравнению с незасоленными разностями этой же коры выветривания обогащены никелем, свинцом, иттрием, цирконием, галлием, молибденом, кобальтом и оловом (табл. 11). Распределения этих элементов в засоленных и незасоленных корах выветривания отличаются друг от друга с достоверительной вероятностью 0,95 (на уровне 1 стандарта). Кроме них накапливаются медь, цинк, барий, но при сопоставлении засоленных и незасоленных пород их распределения имеют небольшую трансгрессию (не более 10—15%). Слабо накапливаются в разломных солончаках марганец, ванадий и скандий.

Характерно, что в разломных солончаках распределение всех изученных микроэлементов отличается меньшей вариабельностью по сравнению с незасоленной корой выветривания, что в виде спектров стандартных множителей элементов показано на рис. 16.

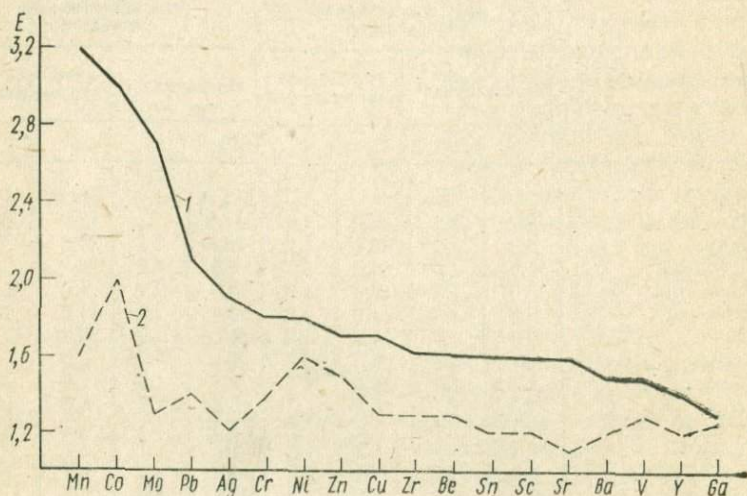


Рис. 16. Спектры стандартных множителей (E) распределения микроэлементов в незасоленных (1) и засоленных по разлому (2) глинах древней коры выветривания по алевролитам в Северном Казахстане

Испарительная концентрация микроэлементов в разломных солончаках начинается от уровня трещинно-грунтовых вод и увеличивается вслед за ростом степени засоления к

дневной поверхности. На рис. 17 показан типичный профиль разломного солончака, образовавшегося на тектоническом контакте осадочных и эффузивных пород сарыбиданкской и еркебиданкской свит среднего ордовика. По разлому через толщу глин древней коры выветривания поступают за счет диффузии, капиллярного поднятия и испарения хлоридно-натриевые растворы с рН 7,5. К поверхности за счет испарительной концентрации происходит в 5—15 раз усиление контрастности аномалии молибдена, свинца и цинка на глубине 6—10 м в незасоленной коре выветривания.

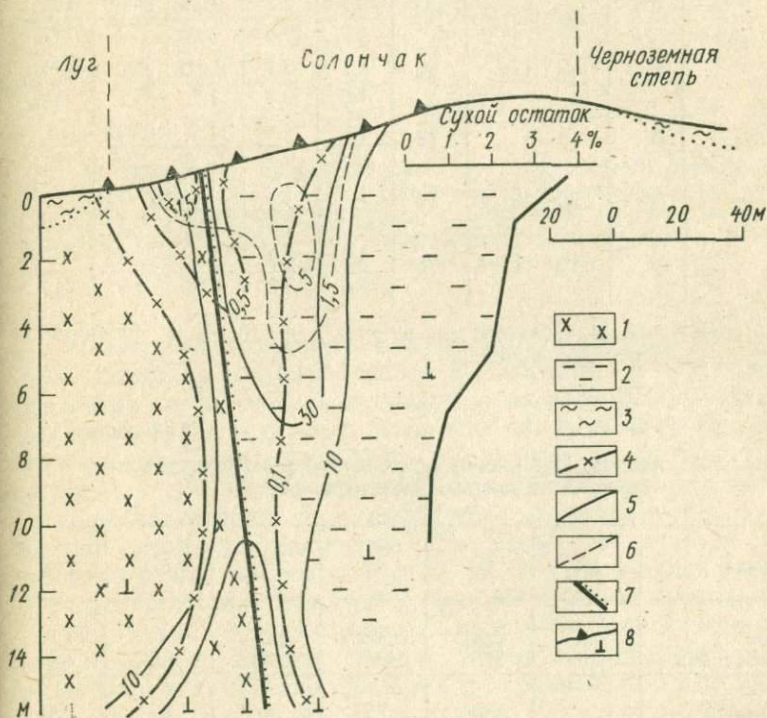


Рис. 17. Усиление геохимических аномалий молибдена, цинка и свинца на испарительном барьере (F3) в разломном солончаке. Древняя кора выветривания: 1 — порфиритов; 2 — алевролитов; 3 — четвертичные суглинки; изоконцентрации (10⁻³%): 4 — молибдена, 5 — цинка, 6 — свинца; 7 — линия тектонического контакта эффузивных и осадочных пород; 8 — скважины

Результаты определения меди, цинка, свинца, молибдена и серебра, извлекаемых водной и солянокислой вытяжками, показывают (табл. 12, 13; рис. 18), что содержание подвижных форм этих элементов резко возрастает в солончаках на древней коре выветривания по сравнению с почвообразующей по-

Таблица 12

Результаты анализа вытяжек из разломных солончаков
на древней коре выветривания (разр. 40)

Вытяжка	Горизонт	Глубина, см	№ образ- ца	Cu	Zn	Pb	Mo	Ag
Водная	A	0—5	22	0,2	0,1	0,04	0,005	0,002
				1,3	0,7	3,3	25,0	25,0
	AC	20—25	24	0,2	0,2	0,03	0,005	0,001
				1,3	0,8	3,0	12,5	12,5
	C	110—115	28	0,1	0,1	0,01	0,003	0,001
				1,0	0,8	1,7	7,7	12,5
Соляно- кислая	A	0—5	22	1,7	1,4	1,9	0,002	0,01
				11,7	9,1	37,6	12,5	41,0
	AC	20—25	24	1,7	1,6	1,2	0,002	0,001
				11,7	6,5	15,8	6,2	12,0
	C	110—115	28	0,9	0,9	1,1	0,002	0,01
				9,0	5,8	12,5	6,2	21,0

Примечание. В числителе содержание в п · 10⁻³%, в знаменателе — в % от валового содержания.

Таблица 13

Результаты анализа вытяжек из незасоленной коры выветривания
(среднее от валовых концентраций), %

Вытяжка	pH	Cu	Zn	Pb	Mo	Ag
Водная	6,5	0,12	0,04	0,25	7,47	4,73
Солянокислая	3,0	3,97	4,57	9,98	11,28	4,51
Число проб	—	33	38	36	36	29

родой — незасоленной корой выветривания. Максимум содержания подвижных форм наблюдается в самом верхнем горизонте. При этом доля подвижных форм от валовых концентраций увеличивается в 5—30 раз. Это свидетельствует о накоплении меди, свинца и других элементов в разломных солончаках в виде растворимых сульфатов, хлоридов и частично в сорбированной форме.

Так как к тектоническим трещинам нередко приурочена сульфидная минерализация, то им сопутствует обычно высокая концентрация мышьяка. Его содержание в разломных солон-

чаках, особенно в пределах аномальных полей, достигает высоких значений — до 0,5%, т. е. 200 и более кларков концентрации (Касимов, 1971). Накопление мышьяка в солончаках зон разломов отмечалось также В. П. Иванчиковым (1975) в Центральном Казахстане.

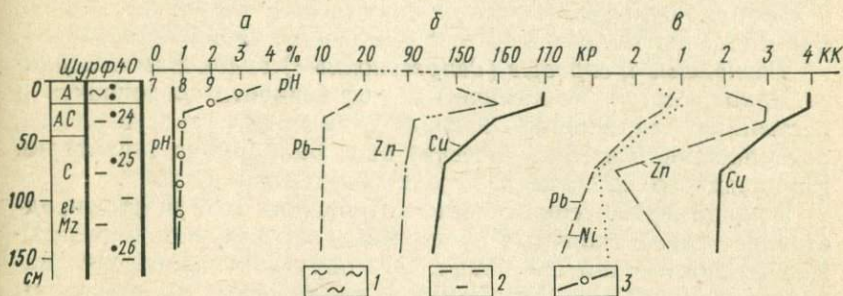


Рис. 18. Накопление микроэлементов на испарительном барьере (F3) в разломном солончаке: а — pH и сухой остаток; б — солянокислая вытяжка (10⁻⁵%); в — валовые содержания: 1 — суглинки, 2 — желтые омарганцованные глины древней коры выветривания по алевролитам, 3 — сухой остаток водной вытяжки

Некоторые геохимические особенности разломных солончаков Мугоджар и Центрального Казахстана. В Мугоджарах, несмотря на более расчлененный рельеф и более активный неотектонический режим, механизм образования разломных солончаков такой же, как и в Северном Казахстане. Но в отличие от последнего здесь в разломных солончаках преобладает не хлоридное, а сульфатное, хлоридно-сульфатное и содово-сульфатное засоление. Последнее отличается более высокой реакцией среды — до 8,5—9. Это определяет различие и в составе накапливающихся при засолении микроэлементов.

Из-за слабой растворимости сульфатов многие микроэлементы здесь не накапливаются. Спектр концентрирующихся элементов значительно сужается по сравнению с хлоридными солончаками (табл. 11). Достоверные различия между содержаниями элементов в засоленных по разлому и незасоленных древних корях выветривания диабазов характерны только для стронция и титана, слабее накапливаются молибден, иттрий и цинк. При смешанном содово-сульфатном засолении к этому комплексу элементов добавляются хром и ванадий (Перельман и др., 1973). Типичным элементом нейтральных сульфатных солончаков является стронций, содержание которого в них почти на порядок выше, чем в незасоленных корях выветривания и хлоридных солончаках (Касимов, Шмелькова, 1975; Касимов и др., 1978). Накопление перечисленных элементов (кроме стронция) связано, вероятно, с появлением соды в со-

ставе солей и образованием ими содовых растворимых комплексов с последующей испарительной концентрацией этих элементов.

В сульфатных солончаках Центрального Казахстана концентрируются молибден, стронций, медь, свинец, цинк, барий; в хлоридно-сульфатных солончаках спектр элементов шире и к ним еще добавляются железо и марганец (Иванчиков, 1975).

Разломные и соровые (депресссионные) солончаки Северного Прибалхашья. Геохимические особенности солончаков в пустынных ландшафтах изучались нами на участке Жота, расположенном в 15 км к северу от г. Балхаша на территории Коунрадского поднятия Токрауского синклинория.

В ландшафтно-геохимическом отношении этот участок представляет собой типичный пустынный депрессионно-солончаковый геохимический ландшафт. Это округлая депрессия диаметром около 2 км. Автономные ландшафты представлены невысокими сопками (абс. высоты 400—420 м) со скальными выходами или маломощными бурями почвами под типчаково-боялычево-полынными сообществами. На юге и севере депрессии выходят на поверхность гранодиориты балхашского комплекса (C_1), на востоке—туфы и туфопесчаники липаритового состава калмакэмельской свиты (C_{1n} — C_2), на западе—вторичные кварциты. В центральной части депрессии гранодиориты сменяются гранитами, которые, в свою очередь, рвутся штоком гранит-порфи́ров. Почвенно-растительный покров и подстилающие породы в автономных и трансэлювиальных ландшафтах одинаковы.

Склоны депрессии — это элювиально-аккумулятивные и аккумулятивно-элювиальные элементарные ландшафты с серо-бурыми солонцеватыми почвами и пустынными автоморфными солонцами ($Ca-Na$ -, $Na-OH$ -классы водной миграции) под полынно-биюргуновыми сообществами на маломощных делювиальных легких суглинках. Центральная часть депрессии занята супераквальными депрессионными солончаками, солонцами солончаковатыми и такырами ($Na-OH$, $Na-Cl-SO_4$) под сарсазанниками или без высшей растительности на засоленных солончаково-такырных глинах и суглинках мощностью 5—15 м. Элементарные ландшафты в депрессии имеют концентрическую структуру.

Породы разбиты разломами северо-восточного и северо-западного простираний, вдоль которых формируются разломные солончаки ($Na-Cl-SO_4$), выходящие на склоны.

Поисковые скважины глубиной 20—30 м, заходящие в палеозойские породы на 10—15 м, и ряд скважин глубиной 250—280 м, пробуренных Балхашской геолого-геофизической экспедицией, выявили в пределах участка рудную минерализацию, оконтуренную первичными ореолами меди и молибдена с содержаниями соответственно 0,03—0,3 и 0,003—0,02%. В

рыхлой толще отчетливо проявлены вторичные ореолы рассеяния меди и молибдена, которые, однако, не выходят на дневную поверхность.

Гидротермально измененные породы заходят на борта депрессии. Характерны калишпатизация, окварцевание, пиритизация, серицитизация и эпидотизация пород. Наиболее интенсивно изменены гранит-порфиры в центре участка. К ним приурочена прожилково-вкрапленная пирит-халькопирит-молибденитовая минерализация, слабо вскрытая эрозией.

Через депрессию с запада на восток были заложены на расстоянии 100 м друг от друга четыре ландшафтно-геохимических профиля. Литохимические пробы отбирались через 20 м с глубины 15—20 см. Всего отобрано свыше 400 проб. По данным полуколичественного спектрального анализа затем рассчитывалось среднее геометрическое содержание элементов по элементарным ландшафтам (горизонты А+АС почв).

В табл. 14 в виде средних значений кларков концентрации приводится геохимическая модель пустынного депрессионного ландшафта. Для таких ландшафтов характерно слабое перераспределение химических элементов в пределах геохимического сопряжения, даже при наличии аномалий в автономных и трансэлювиальных ландшафтах (1, 1а, 2, 6 в табл. 14). Поэтому для них не типичны как ландшафтные безрудные аномалии, так и смещенные солевые рудные аномалии большинства химических элементов. Для элементов, участвующих в испарительной концентрации, возможно образование безрудных и усиление рудных геохимических аномалий на испарительном барьере, в основном вида F3 (стронций, цинк, молибден).

На участке Жота в соровых депрессионных солончаках на испарительных барьерах F3 накапливаются также медь и свинец — основные рудные элементы в этом районе. Их концентрация наблюдается в самой верхней части почвенного профиля на глубине 0—5 см. Поэтому при проведении наземной литохимической съемки в пределах соровых впадин при стандартном опробовании с глубины 20 см возможен пропуск аномалий. В основном это безрудные аномалии, но возможны и рудные аномалии, усиленные к поверхности за счет испарительной концентрации.

Разломные солончаки по бортам депрессии отличаются от соровых солончаков более низкими значениями pH, большей сульфатностью, меньшим содержанием хлора и магния (табл. 15).

Из табл. 14 следует, что в разломных солончаках (аномалии F2) по сравнению с депрессионными соровыми солончаками (аномалии F3) более интенсивно концентрируются молибден, серебро, медь и свинец. И тот и другой вид ано-

Солончаково-депресссионный тип геохимического сопряжения
в Северном Прибалхашье

Элементарные ландшафты	1*	1a	2	3*	4	5	6	7
Марганец**	0,5	0,5	0,9	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5
Барий	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7
Стронций	0,2	0,2	0,3	4,3	0,7	0,4	0,4	1,2
Цирконий	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6
Ванадий	1,0	1,0	1,2	0,8	0,8	1,0	0,8	0,8
Цинк	1,9	1,9	1,9	3,6	1,8	1,8	1,9	1,5
Хром	0,8	0,8	1,0	1,0	0,7	0,8	0,8	0,6
Никель	0,6	0,8	0,6	0,7	0,8	0,9	0,7	0,7
Медь	2,7	1,9	3,1	1,5	1,4	1,8	2,5	3,0
Иттрий	1,0	0,9	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0
Галлий	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7
Кобальт	0,7	0,9	0,8	0,9	1,1	0,9	0,7	1,4
Свинец	2,4	1,6	2,5	1,4	1,5	1,6	4,0	2,0
Скандий	0,5	0,6	0,5	0,7	0,5	0,6	0,5	0,6
Бериллий	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5
Олово	1,4	2,0	2,4	1,3	1,2	1,4	2,2	1,2
Молибден	4,8	3,7	5,3	1,9	1,8	2,8	4,1	3,9
Серебро	3,7	2,4	3,3	2,8	2,7	2,7	4,6	3,9
Число проб	34	23	24	128	78	100	43	15

* 1 — автономные и трансэлювиальные элементарные ландшафты с бурыми маломощными почвами на вторичных кварцитах; 1a — то же на гранодиоритах; 2 — элювиально-аккумулятивные на гидротермально измененных гранит-порфирах; супераккумулятивные: 3 — солончаковые (соровые); 4 — такыры; 5 — аккумулятивно-элювиальные солонцовые; 6 — автономные и трансэлювиальные с бурыми маломощными почвами на элювио-делюви гидротермально измененных липаритовых туфов; 7 — разломные солончаки.

** В кларках концентрации. Элементы в таблице расположены по мере убывания кларков.

Таблица 15

Сравнительная характеристика солевого состава и pH
соровых и разломных солончаков (участок Жота)

Параметры почвы	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Число проб
Соровые солончаки	8,1	0,5	30,0	17,0	5,7	11,1	30,6	24
Разломные солончаки	6,5	0,4	17,4	31,0	10,8	2,8	35,2	11

малый на этом участке связан с рудной минерализацией, так как все солончаки располагаются в пределах гидротермально измененных пород, обрамляющих медно-порфировое оруденение. Но аномалии вида F2 имеют более глубинное происхождение, теснее связаны с сульфидной минерализацией и поэтому более перспективны для выявления скрытых рудных тел в палеозойских породах. Более кислая среда в разломных солончаках благоприятнее для миграции основных рудных элементов. В сорových солончаках на рыхлых отложениях, несмотря на выпотной водный режим, не проявлены аномалии рудных элементов, которые могли бы соответствовать скрытому оруденению на глубине 5—15 м в палеозойских породах.

Таким образом, аномалии вида F3 в сорových солончаках могут иметь как безрудную, так и рудную природу. Аномалии вида F2 в разломных солончаках в подавляющем большинстве случаев генетически связаны с сульфидной минерализацией, обеспечивающей понижение реакции среды. Поэтому на одном и том же участке аномалии вида F2 отличаются от аномалий вида F3 более контрастным накоплением рудных элементов.

СОДОВЫЕ СОЛОНЧАКИ

Содовые солончаки и солонцы характерны для лесостепных ландшафтов аккумулятивных равнин (Бараба, Кулунда и др.), где они детально изучены Н. И. Базилевич (1965). Геохимия микроэлементов в содовых солончаках, несмотря на их достаточно широкое распространение, изучена слабо. Еще меньше изучены разломные содовые солончаки.

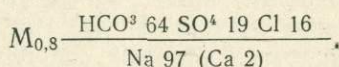
Механизм образования соды в грунтовых водах и почвах весьма разнообразен (Базилевич, 1965; Посохов, 1969; и др.). Наряду с выветриванием массивно-кристаллических алюмосиликатных пород, выносом соды из расположенных выше по рельефу солонцов, деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, поступлением с растительным опадом и т. д., содовые солончаки могут формироваться при разгрузке содовых вод по тектоническим трещинам.

Содовые трещинные воды типичны для массивов основных и ультраосновных щелочных пород, карбонатитов, а также встречаются в некоторых вулканических областях. Особенно широко распространены они на Кольском полуострове, но там климатические условия неблагоприятны для образования солончаков. Широко развиты углекислые термальные и холодные воды содового типа в пределах Великих африканских разломов. Содовые разломные воды встречаются в МНР, Илийской впадине, Центральном Казахстане (Посохов, 1969) и других районах.

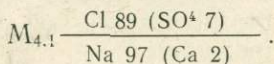
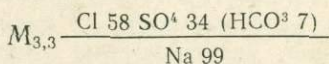
Как уже отмечалось, специфической геохимической особенностью содовых вод является высокая растворимость в них анионогенных элементов (молибдена, иттрия, скандия, редких земель, ванадия и др.), а также некоторых катионогенных элементов (меди, серебра, цинка), образующих в этих водах комплексные растворимые соединения, где металлы входят в состав комплексного аниона (Щербина, 1956; Перельман, 1959; Крайнов, 1973). Это определяет возможность обогащения содовых солончаков анионогенными элементами за счет испарительной концентрации из вод.

В отличие от нейтральных и слабощелочных солончаков в содовых солончаках накапливается более широкий комплекс микроэлементов. Кроме молибдена, меди и цинка здесь концентрируются итрий, титан, цирконий, хром, серебро и некоторые другие элементы (Геохимия ландшафтов..., 1966; Шмелькова, 1975; Касимов и др., 1978). На возможность испарительной концентрации иттрия и лантана указывают Е. Е. Белякова и др. (1962).

Минерализация гидрокарбонатно-натриевых (содовых) вод обычно невелика и не превышает 3—5 г/л, кроме рудничных вод месторождений редких элементов в массивах нефелиновых сиенитов и других щелочных пород. В Мугоджарах воды содового разломного солончака на линейной коре выветривания диабазов на участке Шекара-Булак, по Н. Б. Шамковой, имеют следующий состав:



Ниже по склону содовые солончаки обычно сменяются хлоридно-сульфатными и сульфатно-хлоридными солончаками, воды которых более минерализованы:



При этом происходит уменьшение рН с 9—9,5 до 8, сопровождающееся образованием своеобразных кислых барьеров вида Е4, т. е. в щелочном плече рН, для которых Н. Б. Шамковой установлена интенсивная концентрация молибдена. Его содержания здесь в 6—13 раз выше, чем в содовых солончаках, откуда он выносятся с содовыми водами.

В Центральном Казахстане В. П. Иванчиков (1975) отмечает энергичное накопление мышьяка в содовых солончаках. В этом случае особенно велико содержание подвижных

форм мышьяка, находящихся в прямой зависимости от содержания бикарбонат-иона в почвах.

В вулканических областях содовые воды обогащены бором, мышьяком и фтором (Генетические типы..., 1966). Щелочные термальные воды обогащены кремнеземом, бериллием, фтором, ниобием, германием, ванадием и молибденом (Крайнов, 1973), т. е. типично анионогенными элементами.

Таким образом, для содовых солончаков характерны главным образом аномалии анионогенных элементов, подвижных в сильнощелочной среде. Поскольку геохимия содовых солончаков изучена слабо, этот вывод имеет предварительный характер.

РАЗЛОМНЫЕ СОЛОНЦЫ

В результате новейших тектонических поднятий часто происходит отрыв разломных солончаков от уровня подземных вод и частичное рассоление (Перельман, 1975). Поэтому участки разломов в степях и пустынях в пределах мелко-сочника и денудационных равнин нередко представлены солонцами.

Разломные солонцы, как и разломные солончаки, обычно имеют линейную конфигурацию, располагаются на склонах и даже заходят на водораздельные пространства. Присутствие солонцов на вершинах холмов можно использовать как косвенный поисковый признак аномалий (Глазовская и др., 1961). Концентрации рудных элементов в таких солонцах чаще имеют рудную природу в отличие от обычных солонцов в депрессиях рельефа, где возможны безрудные ландшафтные аномалии.

На аккумулятивных равнинах с мощным чехлом рыхлых отложений, например в Прикаспийской низменности, массивы солонцов располагаются на участках соляных куполов и скрытых тектонических структур (Ковда, 1973).

Распределения микроэлементов в разломных солонцах на линейной коре выветривания и солонцах на древней коре выветривания, несмотря на генетические различия, во многом сходны. И в тех и в других максимальные концентрации многих микроэлементов наблюдаются в солонцовом горизонте (Глазовская и др., 1961; Добровольский, 1966; Перельман и др., 1973; Побединцева, 1975) на сорбционном геохимическом барьере (G3—G4).

Разломные солонцы кроме линейного простирания отличаются от типичных солонцов и характером засоления. Первые имеют пестрый характер засоления с преобладанием хлоридно-натриевого типа. Реакция среды в них варьирует в широких пределах — от слабокислой до сильнощелочной. Типичные солонцы на древних корах выветривания образу-

ются при засолении и последующем частичном рассолении кор выветривания в периоды большего гидроморфизма территории. Засоление в этом случае в основном хлоридно-сульфатное с гипсом, оно затрагивает самые верхние горизонты коры выветривания. Реакция среды таких почв щелочная, реже — слабощелочная и нейтральная. Нередко на хлоридное натриевое разломное засоление коры выветривания накладывается сульфатное кальциево-натриевое засоление, связанное с высоким уровнем стояния грунтовых вод в прошлом. После понижения уровня вод солевой профиль разломного солонца на линейной коре выветривания может иметь двучленное строение: в пределах почвенной толщи мощностью около 1 м преобладает сульфатное кальциево-натриевое засоление, ниже оно сменяется хлоридным натриевым.

Разломные солонцы во многом наследуют геохимические особенности предшествующей солончаковой стадии развития и нередко содержат реликтовые концентрации микроэлементов, образовавшиеся за счет испарительной концентрации в солончаках. Но формы нахождения элементов в солончаках и солонцах различны: в первых преобладают легкорастворимые сульфаты, хлориды и карбонаты металлов; во вторых происходит переход элементов в менее подвижную форму, связанную с илистыми частицами, которыми обогащены солонцовые горизонты. Здесь наиболее вероятна сорбированная форма нахождения металлов. В результате увеличение валовых содержаний элементов в солонцовом горизонте сопровождается, наоборот, понижением содержания их растворимых форм (рис. 19). В верхних горизонтах солонцов с рН больше 9 наблюдается содовое выщелачивание

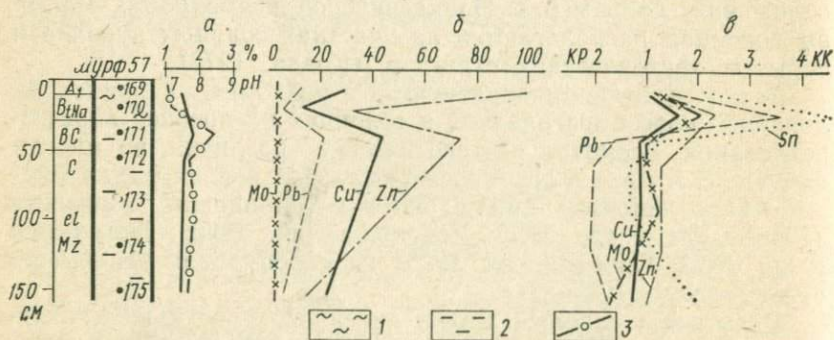


Рис. 19. Распределение микроэлементов в солончаковых солонцах (сорбционный барьер G3): а — рН и сухой остаток; б — в соляно-кислой вытяжке (10⁻⁵%); в — валовые содержания. 1 — суглинки, 2 — омарганцованные желтые глины древней коры выветривания по алэвролитам, 3 — сухой остаток водной вытяжки

мышьяка, свинца, меди, молибдена, цинка, характеризующееся увеличением подвижных форм и уменьшением валового содержания этих элементов (Иванчиков, 1975). Из солонцов, кроме того, выносятся скандий, что нами наблюдалось в Мугоджарах и Северном Казахстане.

Так как в солонцах в сильнощелочной среде подвижны анионогенные элементы, то они здесь доступны растениям, произрастающим на этих почвах. Поэтому растения на солонцах — полыни, кокпек, камфоросма, биюргун, бескильница и другие — накапливают некоторые анионогенные элементы — титан, иттрий, цирконий, ванадий, хром, обычно слабо поглощаемые другими видами растений.

Разломные солонцы иногда сопутствуют интенсивным гипергенным аномалиям рудных элементов, образование которых связано с осаждением металлов из содовых трещинных вод, поступающих к поверхности по разлому. Для этих аномалий характерен парагенезис элементов содовой миграции — молибдена, иттрия, скандия, меди, серебра и др.

Такая аномалия изучена Ю. В. Проскураковым в Северном Прибалхашье на участке Кызыл (Перельман и др., 1979). Содержание меди в пределах аномалии в среднем составляет 0,3% достигая в отдельных пробах 2,5%, т. е. доходит до рудных концентраций. Парагенезис меди с серебром и другими элементами — иттрием, бериллием, цирконием, способными к образованию содовых растворимых комплексов, наличие псевдоморфоз кальцита по гипсу, резкое падение реакции среды к поверхности и отсутствие перераспределения элементов, типичных для зон окисления медно-порфирового оруденения, — железа, марганца, свинца, цинка, мигрирующих в кислой обстановке, позволяет считать, что это гипергенная эпигенетическая аномалия, генетически не связанная со скрытым медным оруденением.

Такие аномалии меди, серебра и других элементов в сочетании с вторичными карбонатами меди (малахитом, азуритом) являются, вероятно, аналогом ложных железных шляп («медные шляпы»), образующихся в зонах разломов при разгрузке серноокислых вод. Но в описанном случае воды имели содовый состав и иной комплекс осаждающихся элементов. Таким образом, даже высокие концентрации меди не могут служить индикатором сульфидных руд на глубине и требуют детальной ландшафтно-геохимической интерпретации.

Солонцы нередко формируются в пределах сульфидных месторождений. В этих случаях их специфической особенностью являются своеобразные бескарбонатные гипсовые горизонты, которые представляют собой реликты кислых солончаков, развитых в пределах зоны окисления в предшествующую стадию развития рельефа — до неотектонических поднятий.

В связи с интенсивной миграцией многих элементов в сернокислых водах и их выносом из верхней части зоны окисления за ее пределы гипсовые горизонты солонцовых почв на линейных корах выветривания с сульфидной минерализацией обеднены рядом микроэлементов.

Подобные гипсовые горизонты нами изучены в почвах на меднопорфировом месторождении Борлы в Северном Прибалхашье. Рудовмещающие породы на месторождении представлены гидротермально измененными гранодиоритами и туфами липарит-дацитового и андезитового составов, прорванными небольшими телами гранит-порфиров и гранитов, имеющих с перечисленными породами тектонический контакт. Изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, пропилитизацией, хлоритизацией. Оруденение вкрапленного типа представлено халькопиритом, халькозином, пиритом (по материалам Балхашской экспедиции). Над рудным телом развита железная шляпа.

Месторождение приурочено к неглубокой древней долине, выполненной четвертичными аллювиально-делювиальными щебнистыми суглинками мощностью 1—3 м. На этих отложениях развиты солончаковатые солонцы и солончаки. На пологих склонах долины гидротермально измененные породы выходят на дневную поверхность. На них формируются солончаковатые солонцы и типичные солонцы под типчакково-боялычево-чернопыльными сообществами. Специфично распределение рН в этих почвах: в верхней части они слабощелочные, в нижних горизонтах — слабокислые и кислые, что и свидетельствует о влиянии сульфидной минерализации и связанного с ней сернокислого процесса.

Гипсовые горизонты солонцов на линейной коре выветривания гранодиоритов в пределах зоны окисления резко обеднены по сравнению с почвообразующими породами: цинком (в 2—6 раз), хромом и кобальтом (в 1,5—5 раз), медью (в 2—4 раза) в меньшей степени (в 1,5—3 раза) ванадием, свинцом и марганцем (рис. 20). Поля соотношений этих элементов между огипсованными горизонтами и вмещающими огипсование породами располагаются ниже равновесной линии 1/1, т. е. линии их равных содержаний. Молибден слабо выносится при сернокислом гипсовом выщелачивании, интенсивно накапливается в гипсовых горизонтах стронций.

В солончаковатых солонцах на четвертичных отложениях, выполняющих долину ниже месторождения, наблюдаются сильно загипсованные, но бескарбонатные горизонты с реакцией среды 4,5—6,5. Такая низкая реакция среды связана, очевидно, с сернокислым выщелачиванием делювия, сопрягающегося с зоной окисления месторождения. Верхняя часть четвертичных отложений карбонатна.

Погребенная зона сернокислого выщелачивания в делювии по сравнению со смещенным ореолом в верхней части делювиальной толщи и залегающей ниже на глубине 1,5—2,5 м корой выветривания характеризуется пониженными содержаниями свинца, меди и молибдена (рис. 21) и высокими концентрациями стронция.

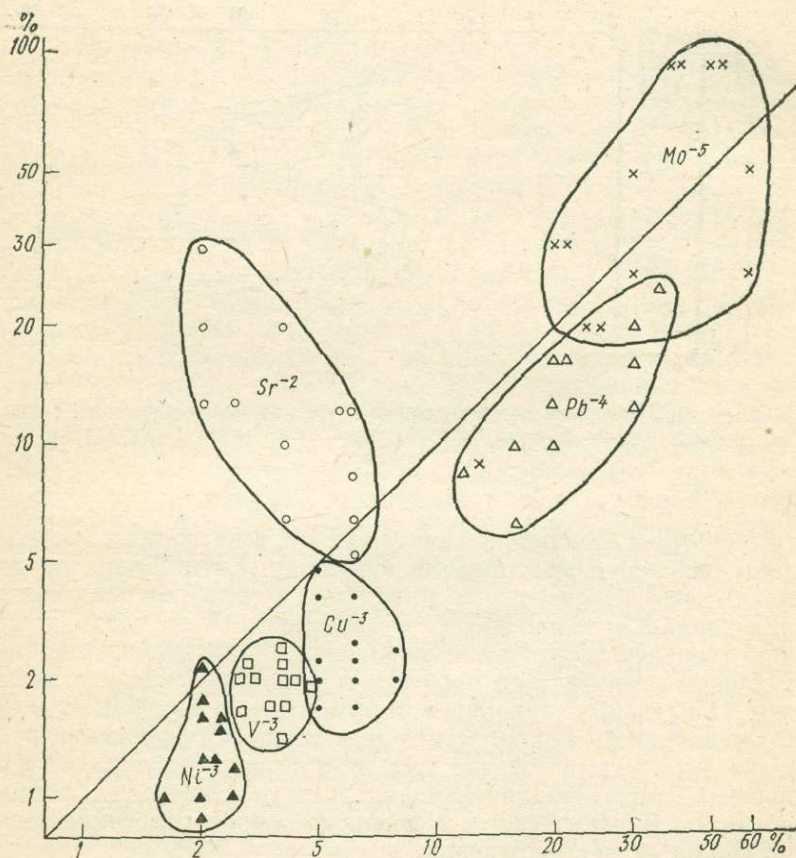


Рис. 20. Вынос химических элементов из зон огипсования (месторождение Борлы). По оси ординат — содержание элементов в огипсованных породах, по оси абсцисс — во вмещающей огипсование коре выветривания гранодиоритов

Двучленное строение рыхлых отложений — в верхней части карбонатных, в нижней слабокислых — свидетельствует как минимум о двух стадиях развития ландшафтов рудного поля

месторождения Борлы в средне-верхнечетвертичное — голоценовое время. На более ранней стадии (средне-верхнечетвертичной?) в период отложения нижней части делювиальной толщи преобладало интенсивное окисление рудных тел, выходящих на дневную поверхность. За счет поступления серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов, в почвах

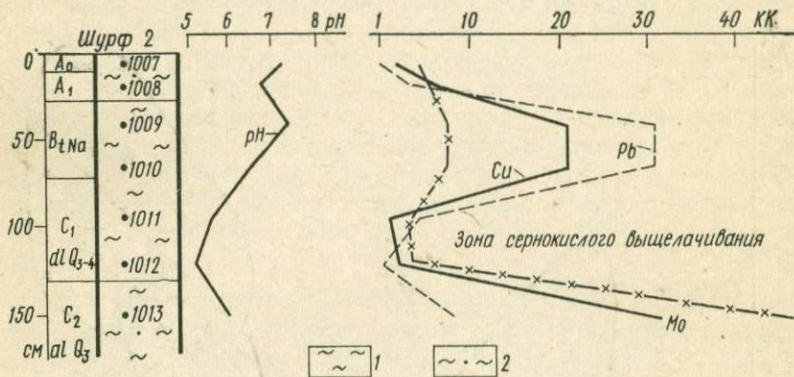


Рис. 21. Погребенная зона сернокислого выщелачивания в делювии (месторождение Борлы). Четвертичные отложения: 1 — суглинки, 2 — супеси

того времени создавалась кислая среда, в которой за пределы зоны окисления мигрировали многие металлы. Вверх по долине, выше выхода руд на поверхность, подобная зона выщелачивания в делювии уже не наблюдается. Более поздняя стадия (верхнечетвертичная-голоценовая?) характеризуется затуханием сернокислого процесса в зоне окисления и в делювии. Последний становится карбонатным и слабощелочным. Обогащенность верхней части делювиальных отложений рудными элементами связана уже не с физико-химической, сернокислой миграцией металлов из зоны окисления, а с формированием механического смещенного ореола рассеяния ниже по долине от месторождения.

Такие зоны в почвах и рыхлых отложениях на сульфидных месторождениях нужно учитывать при оценке геохимических аномалий.

В отдельных случаях солонцы и каштановые почвы с кислой реакцией нижних почвенных горизонтов формируются и на пиритсодержащих осадочных породах (Бобров, 1977).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ОЖЕЛЕЗНЕНИЯ И ОМАРГАНЦЕВАНИЯ ПОЧВ И ПОРОД В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Ожелезнение и омарганцевание почв и пород в зонах разломов — одно из наиболее ярких проявлений влияния тектонического фактора на геохимические особенности ландшафтов. В отличие от рассмотренных выше болотно-лесных и солончаковых ландшафтов эти процессы проявляются на меньшей площади, но распространены в гораздо большем диапазоне физико-географических условий. От пустынь до тундры можно наблюдать, как зоны разломов трассируются с поверхности железненными и омарганцованными почвами и породами.

Подвижность химических элементов в водах, разгружающихся по разломам, в значительной мере определяется окислительно-восстановительными и щелочно-кислотными условиями. Напомним, что в кислых водах сульфидных месторождений концентрируются главным образом катионогенные элементы (медь, свинец, цинк, никель, кобальт, марганец и др.), в сильнощелочных водах — анионогенные элементы (бор, фтор, вольфрам, молибден, иттрий, ванадий, хром, сурьма и др.). Эти особенности миграции элементов в водах частично находят свое отражение и в геохимии процессов ожелезнения и омарганцевания в зонах разломов. Они во многом определяют ассоциации концентрирующихся микроэлементов. Однако способ концентрирования — сорбция гидроокислами железа и марганца — вносит существенные коррективы в геохимию этих образований. Анионогенность и катионогенность элементов здесь уже не являются, как при ландшафтной миграции, определяющим фактором.

В последние годы ряд исследователей обратил внимание на возможность использования пород, обогащенных гидроокислами железа и марганца, для поисков рудных месторождений, связывая это с большей информативностью этих образований по сравнению с вмещающими породами (Boyle et al., 1966; Тайсаев, 1974; Домчак, 1975; Алексеев, Плотников, Пшеничный, 1976; Левинсон, 1976; Whitney, 1975; Newerburg, Botinelly, Waterson, 1976; и др.). Однако при оценке аномалий в гидроокислах железа и марганца приходится сталкиваться со многими трудностями, связанными главным образом с их полигенетичностью и различиями ландшафтно-геохимических условий. Распределение элементов в гидроокис-

лах определяется особенностями оруденения, генезисом и геохимической обстановкой их образования. Поэтому оценка аномалий должна быть дифференцирована в зависимости от этих факторов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЖЕЛЕЗНЕНИЯ И ОМАРГАНЦЕВАНИЯ

В зонах разломов ожелезнение и омарганцевание почв и пород имеют как остаточное, так и эпигенетическое происхождение.

*Остаточное ожелезнение и омарганцевание*¹. В этом случае почвы образуются на породах, по ряду причин уже обогащенных железом и марганцем. Выделяется два подтипа ожелезнения. Первый — это гидротермальное ожелезнение по тектоническим трещинам, характерное для зон окисления сульфидных месторождений. Над сульфидными месторождениями это ведет к образованию так называемых железных шляп.

Второй подтип остаточного ожелезнения образуется при окислении содержащихся в породах рассеянных сульфидов.

Указанные подтипы характерны главным образом для почв, формирующихся на массивно-кристаллических породах или на их корах выветривания. Это типично остаточные аккумуляции железа и марганца. Почвы в таких случаях обогащены обычно многими микроэлементами, в первую очередь спутниками сульфидного оруденения — медью, свинцом, цинком, молибденом, барием и другими элементами, сорбирующимися гидроокислами железа и марганца. В каждом конкретном случае комплекс элементов будет зависеть от геологических и геохимических условий.

Масштаб остаточного гидротермального ожелезнения в зонах разломов и степень его воздействия на ландшафты весьма разнообразны. Местами ожелезненные, гидротермально измененные породы протягиваются на десятки и сотни километров. В таких случаях специфика пород оказывает влияние на свойства не только элементарных, но и геохимических ландшафтов. Наиболее ярким примером интенсивного ожелезнения пород и формирующихся на них почв служит главный структурный шов Тянь-Шаня (так называемая линия Николаева) — глубинный разлом, разделяющий породы каледонского и герцинского складчатых этажей.

Эпигенетическое ожелезнение и омарганцевание (на кислородных барьерах). На выходах подземных вод ожелезненные и омарганцованные почвы и породы также обычно обогащены многими микроэлементами. Но подобное ожелезнение

¹ Это ожелезнение остаточное по отношению к современным почвам, для вмещающих пород оно может быть и эпигенетическим.

и омарганцевание принципиально отличны по своему генезису от остаточного. Оно возникает при окислении атмосферным кислородом закисных железа и марганца в слабоокислительных и глеевых водах, поступающих по тектоническим трещинам к дневной поверхности (Перельман, 1968). Это эпигенетический процесс, связанный с осаждением железа и марганца на кислородном геохимическом барьере (А). Этот тип разломного ожелезнения может развиваться в различных геологических условиях и широко распространен в Казахстане и других районах. Эпигенетическое ожелезнение может быть древним и современным.

Геохимическая систематика гидроокисных образований. В зависимости от геохимической обстановки, основываясь на классах водной миграции элементов в водах и ландшафтах А. И. Перельмана (табл. 1), можно выделить 12 классов ожелезненных и омарганцованных почв и пород в зонах разломов (окислительный кислый, окислительный щелочной., глеевый нейтральный., сероводородный щелочной и т. д.). Не все классы ожелезненных и омарганцованных продуктов изучены детально, причем не только в зонах разломов, но и в других геологических и ландшафтно-геохимических условиях. Некоторые классы практически не изучены, например ожелезнение из содовых сероводородных вод и ряд других случаев.

В аридных ландшафтах более широко распространена окислительная обстановка, поэтому здесь на ее фоне важное значение приобретают щелочно-кислотные условия, так как в зависимости от величины рН гидроокислы железа могут быть заряжены как положительно, так и отрицательно и извлекать из вод соответственно анионы или катионы. Сорбция анионов гидроокислами железа может идти только в кислой среде с рН меньше 5—6, где коллоиды гидрата окиси железа заряжены положительно. При больших рН они становятся отрицательно заряженными и сорбируют катионы (Бродский, 1964), т. е. ассоциации элементов, концентрирующихся на кислородно-сорбционных геохимических барьерах видов А2—G2 (из слабощелочных вод) будут различны. Гидроокислы марганца заряжены отрицательно и являются универсальными сорбентами катионов. Естественно, что смешанные образования, например железисто-кремниевые конкреции в кислых водах, будут иметь другие свойства, чем чисто железистые.

Далее рассматриваются некоторые примеры остаточного и эпигенетического ожелезнения и омарганцевания разного порядка в зонах разломов в соответствии с предложенной систематикой. При этом подходе более определенно можно говорить о щелочно-кислотных условиях их образования. Окислительно-восстановительная обстановка выделялась по косвенным данным, так как в ряде случаев процессы ожелезнения почв в зонах разломов протекали в предшествующие стадии

развития ландшафтов. Следует отметить, что в нашу задачу не входила разработка методов геохимических поисков по железистым и марганцевым образованиям зон разломов. В этой работе хотелось лишь показать разнообразие геохимических типов ожелезнения и омарганцевания в зонах разломов и наметить парагенные ассоциации элементов, свойственные каждому типу.

СИЛЬНОКИСЛОЕ И КИСЛОЕ ОЖЕЛЕЗНЕНИЕ

Ожелезнение почв и пород в условиях сильнокислой среды (рН меньше 3) может быть остаточным и эпигенетическим. С поисковой точки зрения это ожелезнение наиболее интересно, так как оно связано с поверхностной (остаточное ожелезнение) или скрытой (эпигенетическое ожелезнение) сульфидной минерализацией. Сильнокислая среда создается в основном в случае окисляющихся сульфидных руд, поэтому в водах и почвах преобладает окислительная обстановка и наиболее широким распространением пользуются аномалии А1—А2 и G1—G2. Это в основном рудные геохимические аномалии.

Типичным примером остаточного кислого ожелезнения являются «железные шляпы» сульфидных месторождений. Рассмотрим некоторые геохимические особенности ожелезненных почв в пределах железной шляпы медно-порфирового рудопроявления Малый Карабас в Северном Прибалхашье. Задачей исследований на этом участке было изучение поведения рудных элементов и выяснение особенностей ослабления их аномалий в пределах выходящей на поверхность в виде железной шляпы зоны окисления за счет процессов сернокислого выщелачивания.

Рудопроявление Малый Карабас расположено на пологом склоне мелкосопочного массива, сложенного эффузивами каракаралинской (C_{1v2-n}) свиты — туфами липаритацитонового и липаритового составов. Рудная минерализация приурочена к контакту эффузивов с биотитовыми гранодиорит-порфирами балхашского комплекса ($\gamma\delta C_1$), пронизанными небольшими телами гранитов и дайками фельзитов и диорит-порфиритов. По всем породам в пределах рудопоявления развиты вторичные кварциты. Рассеянная прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация представлена пиритом, халькозином, молибденитом, ковеллином, халькопиритом (по материалам Балхашской геолого-геофизической экспедиции).

Породы прорваны разломами северо-западного и северо-восточного простираний, которые были заложены в палеозое и обновлены в четвертичное время. По разломам в пределах рудопоявления поступают с глубины порядка 10—15 м хлоридно-сульфатные трещинно-поровые растворы, которые раз-

гружаются у поверхности за счет скрытого испарения и диффузии. Об активности разломов в современную эпоху свидетельствует приуроченность к ним склоновых разломных солончаков.

Специфической особенностью хлоридно-сульфатных натриевых солонцово-солончаковых элементарных ландшафтов в пределах железной шляпы является их сильная ожелезненность и низкий рН (5—6). Поверхность почвы лишена высшей растительности. Ниже по склону при переходе от мелко-сочника к депрессии, выполненной маломощными озерно-пролювиальными суглинистыми отложениями, реакция почв постепенно увеличивается до 6,5—7,5. Здесь формируются ожелезненные солонцы солончаковатые и типичные солонцы (рис. 22).

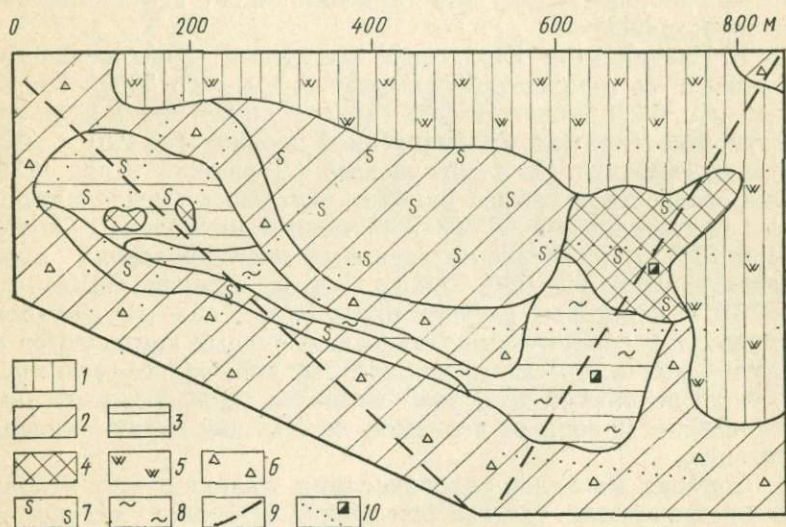


Рис. 22. Схема размещения элементарных ландшафтов на рудопроявлении Малый Карабас. Типы, классы и роды элементарных ландшафтов: 1 — пустынные автономные и трансэлювиальные с бурями слабо-развитыми почвами и типчакково-бояльчевыми сообществами (Ca^{2+}), 2 — пустынные элювиально-аккумулятивные с серо-бурими солонцеватыми слабо-развитыми почвами и полынно-кокпекковыми сообществами ($\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^{+}$), 3 — пустынные аккумулятивно-элювиальные и трансаккумулятивные с ожелезненными слабо-развитыми солонцово-солончаковыми почвами и полынно-биюргуновыми сообществами (Fe^{3+} , $\text{Na}^{+} - \text{OH}^{-}$), 4 — пустынные супераквальные геохимически автономные и слабоподчиненные с кислыми ожелезненными солончаками («железные шляпы») и сарсазанниками или без высшей растительности (Fe^{3+} , $\text{H}^{+} - \text{SO}_4^{2-}$); виды элементарных ландшафтов: 5 — на вторичных кварцитах, 6 — на маломощном делювии, подстилаемом гранодиоритами, 7 — на продуктах выветривания зоны окисления — «железной шляпе», 8 — на делювиально-пролювиальных ожелезненных суглинках, 9 — разломы, 10 — точки опробования

На двух расположенных рядом участках было заложено 9 профилей на расстоянии 100—200 м друг от друга, по которым через 40 м отбирались литохимические пробы с глубины 10—15 см и ряд шурфов. Всего отобрано около 150 проб.

В слабокислых хлоридно-сульфатных трещинных водах, создающих пониженную кислотность почвенных растворов в пределах железной шляпы, легко мигрируют в катионной форме железо, марганец, кобальт, никель, цинк, медь. В результате они выносятся за пределы железной шляпы, которая кроме ожелезнения с поверхности не индицируется аномалиями этих элементов. Наличие вблизи поверхности зоны окисления выщелоченного слоя мощностью в несколько десятков сантиметров отмечал еще С. С. Смирнов (1955). Ю. В. Шарков (1975) считает, что выщелоченные с поверхности линейные коры выветривания имеют весьма широкое распространение.

В Центральном Казахстане подземные воды медно-порфировых месторождений содержат медь — до 5000, молибден — до 10 000, цинк — до 900, свинец — до 500 мкг/л при сульфатном составе вод, их пониженной реакции (до 2,5) и высоком содержании (до 1 г/л) железа (Ларионов и др., 1971). Это обеспечивает вынос из зоны окисления меднопорфировых месторождений до 50—70% меди и молибдена (Archer, Main, 1971), на медно-колчеданных месторождениях выносятся даже до 90—98% цинка, меди и свинца (Читаева, 1972). В некоторых случаях циркуляция вод по разломам приводит к полному выщелачиванию рудных компонентов из оруденелых зон, и лишь специальные минералого-геохимические исследования позволяют отличить такие выщелоченные с поверхности зоны от разломов, не секущих рудную минерализацию.

Сорбция металлов гидроокислами железа в этих условиях не происходит, так как при низких значениях pH они заряжены положительно и из раствора могут поглощаться только элементы в анионной форме.

На рудопроявлении Малый Карабас осаждение тяжелых металлов происходит в нейтральных и слабощелочных солонцах, расположенных в депрессии рельефа на периферии рудопроявления и ниже его по склону. Здесь марганец, кобальт, никель, цинк и медь резко снижают свою миграционную способность за счет нейтрализации слабокислых вод и формирования щелочного барьера вида Д2. На образование щелочных барьеров вокруг зон окисления сульфидных руд указывали А. А. Бродский (1964), А. И. Перельман (1975), В. В. Поликарпочкин (1976) и другие авторы.

Содержания металлов здесь достигают 150 кларков концентрации (рис. 23). На 1—2 порядка возрастает содержание висмута (до $2,5 \cdot 10^{-6}\%$), появляются кадмий и

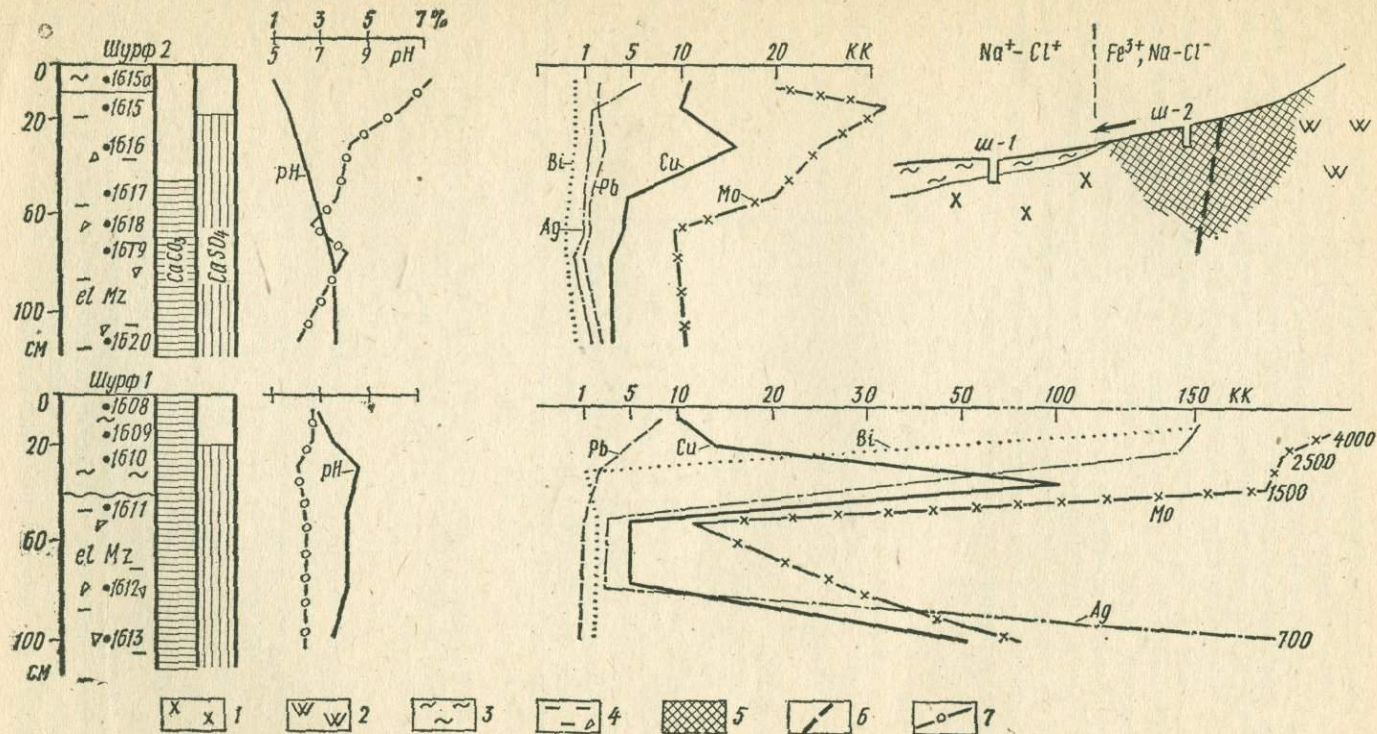


Рис. 23. Распределение элементов в солончаках «железной шл япы» (шурф 2) и на ее периферии (шурф 1): 1 — гранодиориты, 2 — вторичные кварциты, 3 — делювиально-пролювиальные ожелезненные суглинки, 4 — щепнистая ожелезненная кора выветривания гранодиоритов, 5 — «железная шляпа», 6 — разлом, 7 — сухой остаток водной вытяжки. Содержания висмута даны в $10^{-4}\%$

сурьма, не обнаруженные спектральным анализом в пределах железной шляпы, т. е. при залегании рудного источника на склоне в геохимически подчиненных элементарных ландшафтах формируется ореол катионогенных элементов. Миграция катионогенных элементов для пустынных ландшафтов с их нейтральной и щелочной средами в почвах без резкого понижения рН не типична даже при наличии рудной минерализации на склоне, что выше нами рассмотрено на примере участка Жота в этом же районе.

Образование ореола в этом случае связано, очевидно, с кислой средой, благоприятной для миграции металлов. Для некоторых типичных катионогенных элементов — марганца, цинка, никеля — имеется четкая прямая зависимость между их содержаниями в почвах и реакцией среды (рис. 24). Это

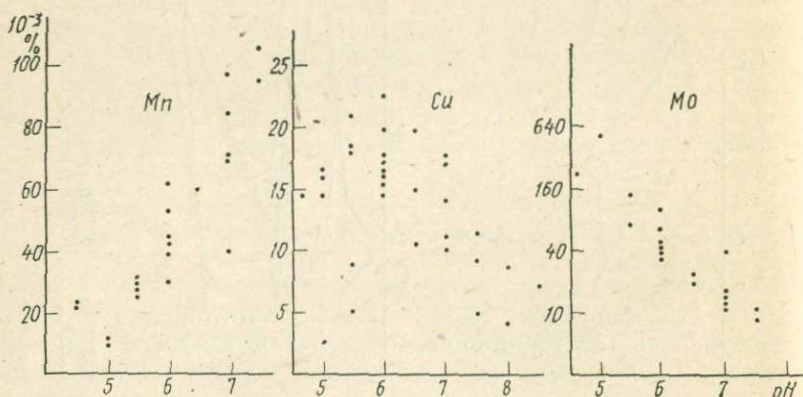


Рис. 24. Корреляционные поля точек марганца, меди, молибдена и рН в горизонте А ожелезненных солончаков и солонцов (участок Малый Карабас)

свидетельствует о солевом рассеянии перечисленных металлов, хотя нельзя полностью отрицать и роль делювиальных процессов в образовании этого ореола. Еще исследования М. А. Глазовской и др. (1961) на Южном Урале показали, что в степных ландшафтах в депрессиях рельефа развиты не только механические, но и солевые вторичные ореолы рассеяния катионогенных элементов — меди, кобальта, никеля, свинца, бария и серебра. По М. А. Глазовской, их миграция из автономных ландшафтов с рудной минерализацией в подчиненные возможна только в кислых растворах, а осаждение происходит при изменении окислительно-восстановительных условий и повышении реакции среды.

Медь и молибден ведут себя неоднозначно. В одних случаях они выносятся за пределы зоны окисления; на некоторых участках, напротив, накапливаются. Это связано, вероятно, как с большой неравномерностью их распределения в зоне окисления, так и с недостаточно кислой реакцией среды, не обеспечивающей полный вынос металлов из верхней части зоны окисления. Миграции меди и молибдена препятствует, возможно, сорбция гидроокислами железа, которые при повышении рН до 6 заряжаются отрицательно и могут сорбировать катионы. Другие катионогенные элементы в данном случае могут не накапливаться гидроокислами, так как они могли быть вынесены в предшествующую, более кислую стадию развития.

Молибден в условиях сильноокислой среды мог, вероятно, выноситься за пределы железной шляпы в виде легкорастворимых сульфатов пентавалентного молибдена, образующихся в кислых сульфатных растворах под влиянием сульфата железа, и энергично концентрироваться по периферии железной шляпы за счет окисления закисного железа, пентавалентного молибдена и их совместного осаждения при повышении реакции среды.

Существование более кислой сульфатной стадии в развитии железной шляпы на Малом Карабасе подтверждается также очень интенсивным огипсованием четвертичных отложений в депрессии, располагающейся ниже по склону от рудопроявления.

В настоящее время реакция среды в поверхностных горизонтах железной шляпы слабокислая, поэтому анионные формы молибдена легко сорбируются положительно заряженными гидроокислами железа и не выносятся за пределы железной шляпы. Между молибденом и рН здесь существует обратная зависимость (рис. 24).

Фиксация молибдена в зоне окисления в кислой среде происходит в виде ферримолибдита, а в слабокислой и нейтральной — в виде повеллита (Виноградов, 1957). Максимальные содержания молибдена характерны для сильноожелезненных кислых солончаков, где его накоплению может способствовать и испарительная концентрация.

Таким образом, по особенностям поведения в ландшафтах железной шляпы с кислой и слабокислой реакциями ожелезненных почв можно выделить две ассоциации микроэлементов. Первая — катионогенные элементы (марганец, никель, кобальт, цинк) — спутники медно-порфирирового оруденения — выносятся за пределы железной шляпы с сернокислыми водами. Поэтому отсутствие аномалий этих элементов и несоответствие ассоциаций элементов в зонах кислого ожелезнения с типоморфным комплексом оруденения конкретных районов еще не могут свидетельствовать о безрудном

характере ожелезненных зон. Аномалии катионогенных элементов образуются по периферии и за пределами зоны окисления при нейтрализации щелочной средой окружающих почв и выпадении их соединений на щелочном барьере (Д2), вероятно, в виде труднорастворимых карбонатов.

Ко второй ассоциации относятся медь, молибден, возможно, и некоторые другие элементы, для которых характерен как вынос за пределы железной шляпы, так и остаточная аккумуляция. Наличие аномалий молибдена в сочетании с кислой реакцией и сульфатным характером засоления почв и отрицательными аномалиями (или отсутствием аномалий) катионогенных элементов-спутников медно-порфирового оруденения может являться критерием рудной природы подобных аномалий.

В аридном климате в сильнокислой среде лимониты железных шляп обогащены также хромом, легко сорбируемым в этих условиях в виде CrO_4^{2-} положительно заряженными гидроокислами железа. Поэтому ореолы хрома могут служить индикатором зон ожелезнения «шляпного» типа на участках, где ореолы меди и ее спутников сильно ослаблены (Бугров, 1968). Реакция среды в настоящее время может уже быть нейтральной или слабощелочной.

В гумидных ландшафтах зоны окисления полиметаллических месторождений также индицируются красными ожелезненными почвами, резко отличающимися по своему морфологическому облику и химическому составу от окружающих зональных почв. По данным Т. Т. Тайсаева (1974), изучавшего ландшафты месторождения Озерное на Витимском плоскогорье, содержание Fe_2O_3 в иллювиальном горизонте этих почв составляет 17—21%, что в 3—4 раза больше, чем в поверхностно-ожелезненных почвах тайги. Ожелезненные почвы отличаются также аномалиями свинца, бария, марганца, цинка и меди, на 1—2 порядка превышающими их фоновые содержания в пределах нормального поля рассеяния в таежных почвах вне месторождения. Наряду с этими элементами в новообразованиях ожелезненных и омарганцованных почв накапливаются мышьяк, индий, висмут, кадмий, которые типичны только для руд, их первичных ореолов и монофракций сфалерита, галенита и пирита. Ожелезненные почвы рассматриваются Т. Т. Тайсаевым как индикаторы сульфидного оруденения. В ландшафте горной тайги ореолы многих рудных элементов часто смещены по склону. Так, на Витимском плоскогорье над выходами окисленных и ожелезненных молибденит-халькопиритовых руд, находящихся на склоне, ореолы молибдена и меди менее контрастны, чем у подножия склона в торфяниках. В таких случаях в торфах могут образовываться своеобразные железистые травертины.

Железные шляпы полиметаллических месторождений и

железистые панцири почвенного происхождения отличаются друг от друга ассоциациями накапливающихся элементов, что индицирует рудный или безрудный характер этих аномалий. Так, в Центральном массиве и Бретани (Франция) в железных шляпах накапливаются кремнезем (кварц), свинец, медь, серебро, мышьяк и висмут, а в железистых панцирях в процессе выветривания образуется остаточная концентрация алюминия, хрома, ванадия, титана, марганца и никеля (Coste, Wilhelm, 1977).

Для сравнения приведем также ассоциации микроэлементов в железных и марганцевых рудах. По И. И. Бондаренко (1975), вулканогенно-осадочные железные руды месторождения Каражал в Центральном Казахстане, относящегося к атасуйскому типу, обогащены цинком, германием, свинцом, молибденом и ванадием. Кроме свинца и цинка, являющихся здесь также типоморфными рудными элементами, они составляют ассоциацию аниогенных элементов. Это возможно лишь в случае положительного заряда гидроокислов железа, т. е. в кислой среде. Марганцевые руды на этом месторождении обогащены типично катиогенными элементами — цинком, свинцом, никелем, медью и кобальтом.

Итак, в остаточных кислых ожелезненных почвах, развитых на участках железных шляп сульфидных месторождений, преимущественно накапливаются аниогенные и выносятся катиогенные микроэлементы. В отдельных случаях состав ассоциаций элементов зависит, естественно, от местных конкретных особенностей минерализации.

Мелкие ожелезненные тектонические трещины, жилы и прожилки в породах не имеют ландшафтообразующего значения, но могут существенным образом влиять на геохимические особенности почв.

Нами были изучены мелкие (мощностью не более метра) трещины и небольшие жилы в толще древней коры выветривания на севере Кокчетавской возвышенности.

В ландшафтно-геохимическом отношении район представляет собой типичный пенеплен, фиксированный древней площадной корой выветривания мощностью 10—60 м. По зонам тектонической трещиноватости последняя осложнена карманами линейной коры мощностью до 100 м. На глинах коры выветривания местами залегают маломощные (0,5—3; реже до 10—15 м) континентальные неогеновые и четвертичные отложения. Преобладают степные ландшафты кальциевого и кальциево-натриевого классов водной миграции с черноземами обыкновенными, местами солонцеватыми. В понижениях рельефа развиты солонцовые ландшафты натриевого класса, в колочных западинах — глеевого (кальциевого, бескарбонатного и кислого) на солодах и торфянисто-глевых почвах.

Основной тектонической структурой района является Донгуль-Агашская система нарушений северо-западного простирания, оперяемая серией трещин северо-восточного направления. Породы представлены образованиями крыккудукского интрузивного комплекса (O_3) — габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами и др. Породы рассечены внутривлачными нарушениями северо-западного, северо-восточного и широтного направлений, контролирующими прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, сопровождающуюся окварцеванием, серицизацией, хлоритизацией, калишпатизацией и ожелезнением. Основным рудным минералом является арсенопирит. Присутствуют также пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин. Среднее содержание сульфидов в рудах 1—6%.

Статистическое изучение ожелезненных трещин в коре выветривания вне рудных полей показало, что в них по сравнению с толщей коры выветривания в целом и особенно на фоне белых каолинизированных глинистых пород накапливается определенный комплекс микроэлементов.

Ожелезненные трещины изучались в корях выветривания кварцевых диоритов и гранодиоритов. В трещинах по квар-

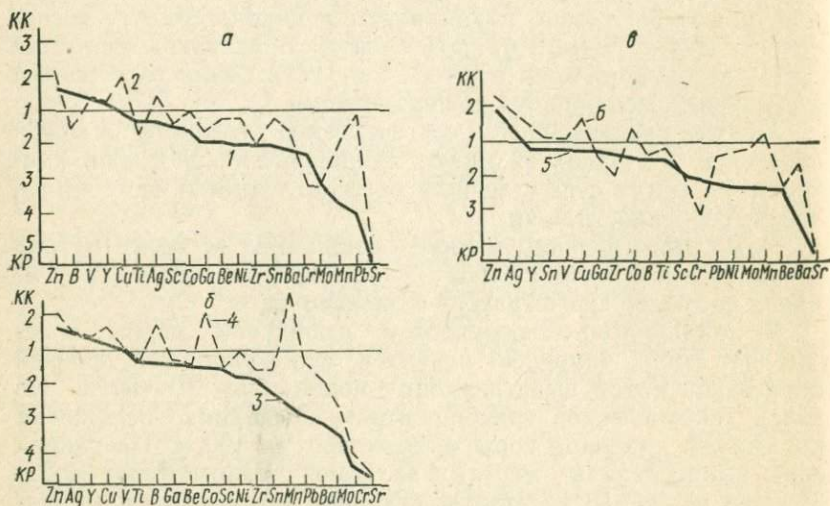


Рис. 25. Геохимические спектры древней коры выветривания в Северном Казахстане. Канавы 1(а): 1—белые каолинизированные глины по кварцевым диоритам (30), 2—ожезненные жилы в кварцевых диоритах (30), канавы 2(б): 3—охристо-белые каолинизированные глины по кварцевым диоритам (30), 4—ожезненные по трещинам кварцевые диориты (31); канавы 3(в): 5—желто-белые глины по гранодиоритам (30), 6—ожезненные по трещинам гранодиориты (32). В скобках число проб

цевым диоритам по сравнению с каолинизированными глинами по этим же породам накапливаются свинец и марганец (коэффициент концентрации $K_K=2-5$), в меньшей степени — медь, серебро, цинк, кобальт, никель, бериллий, барий и олово (рис. 25). В гранодиоритах комплекс интенсивно накапливающихся элементов расширяется. Здесь к свинцу и марганцу добавляются молибден, никель, кобальт, барий и медь ($K_K=2-3$). Слабо накапливаются цинк, серебро, итрий, олово, ванадий и титан ($K_K=1,5-2$). Характерно, что на разных породах в ожелезненных трещинах накапливаются практически одни и те же химические элементы, среди которых явно преобладают катиногенные элементы. Это свидетельствует, очевидно, о том, что осаждение их на гидроокислах железа происходило в условиях слабокислой или даже нейтральной среды при отрицательном заряде гидроокислов.

В целом же по сравнению с кларками литосферы ожелезненные продукты тектонических трещин в данном случае слабо обогащены микроэлементами — содержания большинства элементов не превышают 2—3 кларков концентрации. Такие невысокие содержания связаны, возможно, с интенсивным выветриванием трещин в процессе формирования древней коры и при этом выносом элементов не только из обшей массы пород, но и из тектонических трещин.

Эпигенетическое ожелезнение, как уже отмечалось, образуется при разгрузке вод по тектоническим нарушениям. Разломные воды, дренирующие сульфидную минерализацию в коренных породах в результате поступления в них серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов, обычно имеют сульфатный состав и сильноокислую реакцию (рН 2—4). Нередко они обогащены тяжелыми металлами, подвижными в кислой среде. Наибольшая концентрация характерна для вод с рН меньше 3—4. Часто эти воды глеевые, они содержат до 500 мг·экв/л Fe^{2+} и лишь 20—40 мг·экв/л Fe^{3+} (Глазовская и др., 1961). В слабокислых и нейтральных водах содержание рудных элементов и закисного железа резко понижается, даже в случае, если разломы, по которым разгружаются воды, являются рудоконтролирующими.

При разгрузке по разломам сильноокислых вод, обогащенных железом и алюминием, у поверхности формируется кислородный геохимический барьер (А1 или чаще А5), на котором железо осаждается. Аномалии видов А1 и А5 являются преимущественно чисто «железистыми», марганец в этих условиях сохраняет свою подвижность и не концентрируется. Специфической аномалией А1 (А2) и А5 (А6) является отсутствие концентраций тяжелых металлов непосредственно у выходов источников, т. е. для железа здесь формируется кислородный барьер, но нет сорбционных барьеров видов G1 или G5 для

остальных металлов, так как их сорбция гидроокислами железа в сильноокислой сульфатной среде затруднена.

По мере миграции вод от источника происходит нейтрализация разломных сильноокислых вод, и по периферии площадей развития кислых железистых почв образуются щелочные геохимические барьеры видов Д1—Д2, на которых концентрируются многие металлы, содержащиеся в кислых водах (Перельман и др., 1980).

Типичным примером подобных геохимических барьеров является известная гидрохимическая аномалия Жорга в Центральном Казахстане (Причингизье), описанная Г. Ф. Ларионовым и др. (1971). Здесь трещинно-жильные воды, дренирующие на глубине 30 м и более пиритную минерализацию во вторичных кварцитах, разгружаются по зоне разлома в роднике «Святой». Воды сульфатные сильноокислые (рН 2,8—2,9) и содержат аномальные концентрации меди до 4,3 мг/л при фоне 4 мкг/л, цинка — до 900 мкг/л, свинца — до 500 мкг/л, железа — 100 мг/л.

Для гумидных ландшафтов Канады также имеются примеры осаждения тяжелых металлов (железа, марганца, свинца и цинка) из сульфатных сильноокислых (рН 2,5—3,5) вод, дренирующих сульфидную минерализацию при повышении окислительно-восстановительного потенциала и рН в результате смешения вод источников с нейтральными поверхностными водами (Van Everdingen, 1970). Здесь в отличие от аридных ландшафтов потоки рассеяния тяжелых металлов имеют протяженность в несколько километров, при этом большая часть этих металлов сбрасывается в речную сеть.

Таким образом, геохимические следствия процессов остаточного и эпигенетического сильноокислого ожелезнения имеют много общего. И в том, и в другом случаях ожелезненные продукты обеднены катионогенными элементами, которые концентрируются на некотором удалении от зон ожелезнения. В аридных ландшафтах щелочные барьеры Д1—Д2 располагаются обычно на расстоянии не больше нескольких сот метров от источника металлов. Для гумидных ландшафтов щелочные барьеры не характерны и протяженность потоков рассеяния элементов, выщелоченных из ожелезненных продуктов, резко увеличивается, достигая многих километров.

Слабокислое ожелезнение (аномалии вида А6) в зонах разломов формируется при разгрузке глеевых вод, имеющих рН 3,5—6,5. Наиболее детально они изучены в гумидных ландшафтах.

Т. Т. Тайсаев (1974) изучил на Витимском плоскогорье зоны разломного омарганцевания и ожелезнения, образующиеся из глеевых вод на кислородном барьере. В гидроокислах железа и марганца здесь накапливаются цинк, свинец, мышьяк

як, молибден, олово и другие элементы, что, по мнению этого автора, дает возможность использовать гидроокислы железа и марганца в зонах разломов для геохимической характеристики разломов и для поисков скрытого оруденения.

А. Г. Назаров (1974) описал некоторые геохимические особенности ландшафтов зон тектонических нарушений Центрального Кавказа. Анализ измененных пород в зонах разломов, тектонических брекчий, глинок трения и железистых охр показал концентрацию, особенно в последних, широкого комплекса элементов. В охрах наблюдается резкое увеличение содержаний марганца (до 0,1%), никеля, кобальта и бериллия. В железистых и марганцевых образованиях, формирующихся на кислородных барьерах этого вида, вне влияния оруденения накапливается только кобальт.

В более засушливых областях, например в Колорадо (США), при окислении пирита в горных породах рН грунтовых и поверхностных вод снижается до 3,5—4,4 (Theobald, Lakin, Hawkins, 1963). При смещении со слабощелочными водами они нейтрализуются, рН возрастает до 6—7 и из вод в осадок выпадают окислы алюминия, железа и марганца (A2—D2), которые содержат повышенные концентрации свинца, меди, цинка, никеля, кобальта, в меньшей степени молибдена, серебра, ванадия и бериллия (G2).

Различная миграционная способность железа и марганца в слабоокислительной нейтральной или слабокислой среде (Перельман, 1968) находит отражение в формировании эпигенетической геохимической зональности распределения железа, марганца и сопутствующих им элементов в тектонических трещинах. Например, на месторождении Борлы в Северном Прибалхашье нами в одной из канав наблюдалась следующая картина: по трещине снизу вверх слабожелезные породы сменяются железистыми охрами, переходящими выше по разрезу в интенсивно омарганцованные породы (рис. 26), т. е. при миграции растворов по трещине сначала при повышении рН и окислительно-восстановительного потенциала выпадало железо с образованием чисто «железистого» геохимического барьера с концентрацией на нем меди, молибдена и свинца. Лишь после этого у самой поверхности осаждался марганец и другие элементы. Эта зональность отражает изменение условий миграции железа и марганца от слабокислых и нейтральных к слабощелочным и более окислительным. Каждая зона отличается определенной ассоциацией микроэлементов, при этом наибольшие концентрации рудных элементов характерны для омарганцованной зоны трещины.

Сепарацию элементов между железистыми и марганцевыми образованиями вод и почв отмечают также Р. Хорснейл и

Ж. Эллиот (Hornspail, Elliott, 1971) для одного из районов Канады. В железистых осадках чаще аккумулируются молибден и мышьяк; осадки, обогащенные марганцем, имеют высокие содержания кобальта.

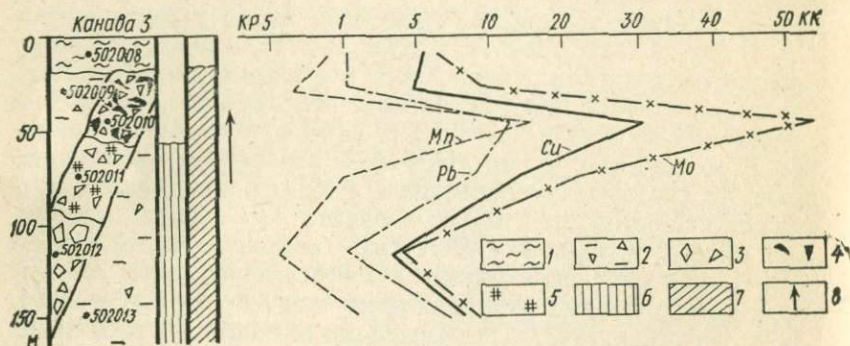


Рис. 26. Эпигенетическая зональность процессов ожелезнения и омарганцевания (месторождение Борлы): 1 — четвертичные суглинки, 2 — кора выветривания гранодиоритов, 3 — щебень, 4 — омарганцевание, 5 — ожелезнение, 6 — гипс, 7 — легкорастворимые соли, 8 — вероятное направление движения растворов

НЕЙТРАЛЬНОЕ И СЛАБОЩЕЛОЧНОЕ ОЖЕЛЕЗНЕНИЕ И ОМАРГАНЦЕВАНИЕ

Этот вид ожелезнения образуется при разгрузке глеевых вод с рН 6,5—8,5. В основном это эпигенетическое ожелезнение, довольно широко распространенное в зонах разломов аридных областей. Нами он изучен в Аксу-Домбранинской зоне разломов Северного Казахстана. Здесь приразломные зоны в разрезе глинистой выщелоченной древней коры выветривания по алевролитам выделяются в виде ожелезненных, омарганцованных часто засоленных вертикально ориентированных участков (рис. 27), секущих горизонтальную зональность коры выветривания. Залегание алевролитов в этом районе субгоризонтальное, падение складок не превышает 20°.

В настоящее время трещинные воды в коре выветривания залегают на глубине 10—15 м и более. О наличии скрытой разгрузки этих вод по тектоническим трещинам свидетельствует засоленность таких участков. Измерения окислительно-восстановительного потенциала трещинных вод нами не проводились, но можно достаточно уверенно говорить о глеевом характере этих вод, так как иначе трудно объяснить ожелез-

ненность приразломных участков, поскольку в окислительной нейтральной и слабощелочной среде железо должно быть неподвижным. Более широко, чем при кислом и слабокислом ожелезнении, здесь встречаются гидроокислы марганца. Характерно, что железом довольно равномерно прокрашена обычно вся толща пород зоны разлома, а марганец встречается чаще в виде конкреций и рыхлых скоплений.

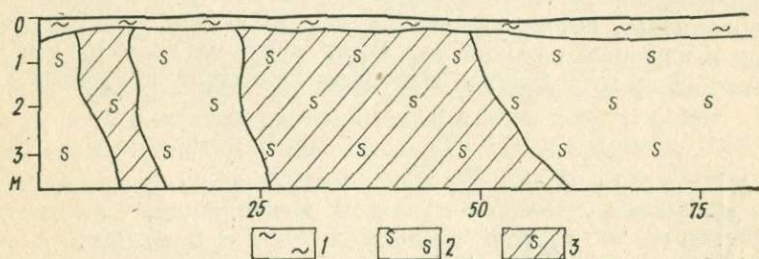


Рис. 27. Ожелезнение древней коры выветривания по разломам: 1 — четвертичные суглинки, 2 — выщелоченные (белые) глины по алевролитам, 3 — те же глины, но ожелезненные (охристые) и засоленные

В незасоленных, но ожелезненных и омарганцованных породах зон трещиноватости по сравнению с вмещающей их выщелоченной каолинизированной корой выветривания концентрируются практически все изученные нами микроэлементы. Содержание большинства из них близко к кларкам этих элементов в литосфере, но на фоне выщелоченной древней коры выветривания некоторые элементы (кобальт, никель, цинк) образуют заметные концентрации, превышающие в 2—3 раза фон коры выветривания (рис. 28). Это аномалии вида А7—G7. По остальным элементам различия сравниваемых двух систем находятся в пределах точности спектрального анализа, но следует подчеркнуть, что при ожелезнении накапливаются все без исключения элементы.

При наложении на ожелезнение процессов засоления образуются более контрастные геохимические аномалии. При этом в основном увеличивается концентрация молибдена (в 4 раза), марганца, свинца, иттрия и кобальта (в 2 раза), меди (в 1,5 раза). Еще более контрастны эти аномалии на фоне выщелоченной коры выветривания (рис. 28). Описанные аномалии можно отнести к виду А7—G7—F7 (совмещение кислородно-сорбционного и испарительного барьеров).

Отсутствие кислой реакции, преобладание хлоридного засоления и кларковые концентрации большинства элементов

свидетельствуют о том, что это безрудные геохимические аномалии.

В омарганцованных породах резко возрастают содержания ряда катионогенных элементов, которые сорбируются отрицательно заряженными гидроокислами марганца. В последних по сравнению с фоном выщелоченной коры выветривания накапливается марганца — в 40, кобальта и бериллия — в 20, никеля — в 14, цинка — в 8 раз больше (табл. 16). Характерно, что в этом случае не отмечено накопление в марганцевых образованиях свинца, молибдена и меди, которые в изученном районе являются рудными элементами, что также свидетельствует о безрудном характере описанных ано-

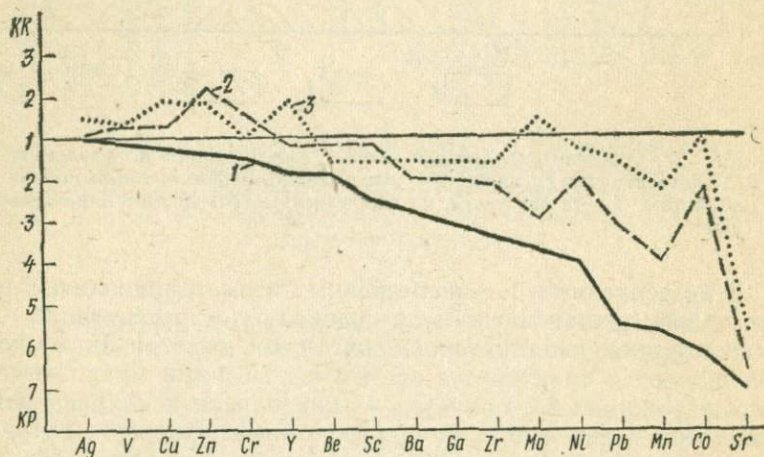


Рис. 28. Геохимические спектры древней коры выветривания по алевролитам в Северном Казахстане: 1—неизмененные белые каолинизированные глины (200); 2—эти же глины, ожелезненные по разломам (57); 3—они же, засоленные и ожелезненные по разломам (50). В скобках число проб

Таблица 16

Кларки концентрации некоторых элементов в омарганцованной и вмещающей ее выщелоченной древней коре выветривания

Породы	Mn	Ca	Be	Ni	Zn	Число проб
Выщелоченная кора выветривания алевролитов	0,2	0,16	0,5	0,25	1,3	170
Она же, омарганцованная	8	3	10	3,5	10	12

малий в зонах разломов. Что касается накопления бериллия в марганцевых образованиях, то имеются данные о его совместном осаждении с марганцем при образовании родохризи-та (Григорьев, 1978).

Данные о распределении микроэлементов в железистых и марганцевых конкрециях в почвах относятся главным образом к слабокислой нейтральной и слабощелочной обстановке. Часто не указываются геохимические условия образования конкреций. По В. В. Добровольскому (1966), в железистых новообразованиях концентрируются титан, марганец, ванадий, медь, свинец, хром, молибден, в марганцевых — барий, свинец, никель, кобальт, молибден. В марганцевых конкрециях из почв в Австралии накапливаются никель, кобальт, барий, хром, молибден, медь, литий (Taylor, Mc Kenzie, 1966). Многие авторы подчеркивают роль рН для адсорбции микроэлементов гидроокислами железа и марганца, однако до сих пор не выделены четкие парагенные ассоциации концентрирующихся в гидроокислах микроэлементов в природных средах с различным рН.

В железистых и марганцевых конкрециях в рыхлых отложениях над рудными месторождениями нередко наблюдаются эпигенетические концентрации многих микроэлементов, связанные с влиянием оруденения в палеозойских или более древних породах под чехлом рыхлых наносов. По своей сути это эпигенетические ореолы рассеяния, усиленные на кислородно-сорбционных геохимических барьерах. Благоприятным условием для их развития в рыхлых отложениях являются неотектонические разломы, по которым может происходить диффузия и напорная фильтрация растворов, обогащенных рудными элементами.

Нами были изучены различные конкреционные и натечные новообразования из неогеновых отложений (аральская и павлодарская свиты), перекрывающих чехлом мощностью 40—60 м полиметаллическое месторождение Жайрем в Центральном Казахстане. Реакция среды неогеновых отложений колеблется от 6,9 до 8,3.

Установлено, что из всех видов новообразований (гипсовых, карбонатных, гидроокисных разных модификаций) по отношению к рудным телам наиболее информативны гидроокислы железа и марганца. Возрастание концентраций элементов в гидроокислах из неогеновых отложений наблюдается либо над рудными телами и их первичными ореолами, выходящими на верхнюю кровлю палеозойских рудовмещающих пород, либо над разломами в палеозойском фундаменте, секущими скрытое оруденение. Необходимым условием для концентрации элементов в гидроокислах является наличие

вторичных ореолов рассеяния рудных элементов в глинистых породах, вмещающих эти образования.

Собственно железистые и собственно марганцевые конкреции из литологически однородных в данном случае слабокарбонатных и гипсоносных глин аральской свиты различаются по комплексу накапливающихся элементов и в большей степени по величине их концентрации (рис. 29). В охристых железистых конкрециях по сравнению с кларками литосферы наиболее интенсивно накапливаются свинец и молибден (10—11 кларков концентрации), а также марганец (4), ванадий, медь, кобальт (2—3). По сравнению с ними в смешанных железо-марганцевых конкрециях возрастают содержания свинца и молибдена (до 23), марганца (10), в меньшей мере кобальта (до 4) никеля (3). Содержание меди и ванадия не увеличивается. В черных существенно марганцевых конкрециях еще более энергично концентрируются в основном катионогенные (кроме молибдена) микроэлементы — марганец (52 кларка концентрации), кобальт (50), молибден (38), никель (12), барий (4,5); свинец по сравнению с железо-марганцевыми конкрециями больше не накапливается (26).

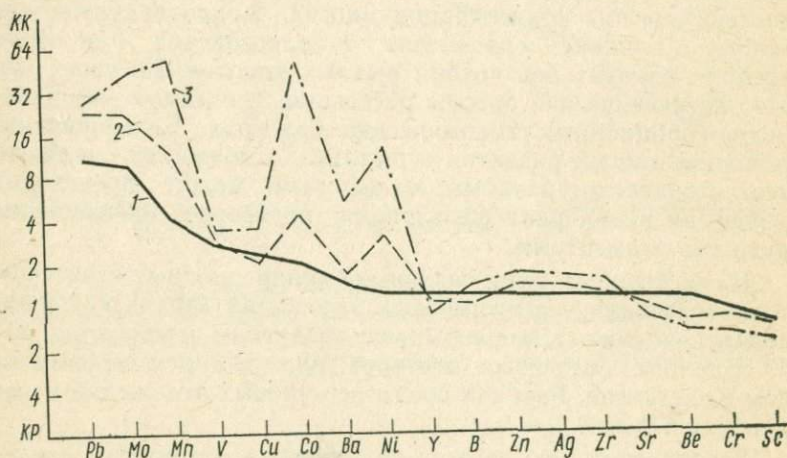


Рис. 29. Геохимические спектры элементов и гидроокисных конкреций из глин аральской свиты: 1— в железистых (8), 2— железо-марганцевых (12), 3— марганцевых (11) конкрециях. В скобках число проб

Таким образом, наблюдается существенная сепарация микроэлементов в конкрециях с различным соотношением железа и марганца. Ассоциация типоморфных элементов — ряды кларков концентрации железистых конкреций (в скобках второстепенные элементы со значениями не более 3кк) —

свинец, молибден, марганец (ванадий); железо-марганцевых — свинец, молибден, марганец, кобальт (никель, ванадий); чисто марганцевых конкреций — марганец, кобальт, молибден, свинец, никель, барий (медь, ванадий). Марганцевые конкреции отличаются максимальными концентрациями всех накапливающихся в гидроокисных образованиях элементов. Высокие концентрации свинца в гидроокислах железа и марганца в данном случае определяются рудогенным фактором. Интересно, что второй типоморфный элемент полиметаллического оруденения на месторождении Жайрем — цинк — практически не перераспределяется между эпигенетическими новообразованиями — гипсами, карбонатами, гидроокислами, что требует дальнейшего изучения.

В нейтральной и слабощелочной среде неогеновых отложений гидроокислы железа и марганца должны быть заряжены отрицательно. Это определяет накопление в гидроокисных конкрециях преимущественно катионогенных элементов. Этим они отличаются от подобных образований сильнокислой и кислой обстановок, в которых марганцевые конкреции обычно не образуются, а гидроокислы железа не могут сорбировать катионогенные микроэлементы. Единственное исключение составляет молибден, для которого в этих условиях наиболее вероятна анионная форма нахождения.

СОДОВОЕ ОЖЕЛЕЗНЕНИЕ

Содовое ожелезнение почв и пород в зонах разломов, происходящее из трещинных вод с реакцией среды выше 8,5, пользуется чрезвычайно локальным распространением. Миграция железа в щелочных водах возможна лишь в том случае, если воды глеевые. При этом в ожелезненных породах железо может находиться в виде лепидокрокита и магнетита (Гипергенные окислы., 1975). Иногда встречаются ожелезненные доломиты. Ассоциация элементов, накапливающихся в таких образованиях, отличается от других видов ожелезнения. Так, К. Бамптон и др. (Bampton et al., 1977) в одном из районов с медной минерализацией в Восточной Австралии отмечают, что повышенные концентрации меди в ожелезненных доломитах зон тектонических нарушений обнаруживают отчетливую положительную корреляцию с серебром и отрицательную с кобальтом, что не типично для кислого и нейтрального ожелезнения. По А. И. Перельману (1959), парагенезис меди и серебра является характерным для содового катагенеза в медистых песчаниках.

Содовое ожелезнение и связанные с ним аномалии еще практически не изучены. Наиболее вероятны они для массивов ультраосновных и основных пород. Можно лишь предпо-

ложить, что в состав парагенной ассоциации элементов вида А8 будут входить преимущественно анионогенные элементы, образующие растворимые комплексные соединения в содовых глеевых водах, но отрицательный заряд гелей гидроокислов железа в щелочной среде неблагоприятен для сорбции этих элементов.

ОЖЕЛЕЗНЕНИЕ В ПРИСУТСТВИИ СЕРОВОДОРОДА

Геохимические особенности ожелезнения и омарганцевания почв и пород, происходящих из сероводородных вод или в присутствии сероводорода, изучены также очень слабо. Особенно это относится к ожелезненным почвам на участках выхода сероводородных источников с нормальной температурой. Лучше изучена геохимия термальных сероводородных вод в зонах разломов областей новейшей тектонической активизации.

В этом отношении интересны работы Л. М. Лебедева (1975), В. И. Дворова (1975) и Н. Ф. Глазовского (1976) по изучению геохимических особенностей формирования термальных рассолов и процессов современного минералообразования на п-ове Челекен и в Дагестане. Не останавливаясь подробно на этих работах, приведем лишь некоторые данные по геохимии ожелезненных и сульфидизированных пород в зонах разломов.

Уникальным образованием зон разломов Челекена и Дагестана являются железные трубы (трубы разгрузки) — колонны ожелезненных песчаников диаметром от 5 до 50 см и высотой более 1 м. В зависимости от степени окисленности они имеют различный минеральный состав. Образование железных труб В. И. Дворов связывает с миграцией газов, в том числе сероводорода, из термальных подземных вод тектонических нарушений. При этом сульфидизированные породы обогащены свинцом, медью, цинком и никелем, а сместители разломов без сульфидов содержат более низкие концентрации этих элементов. Аномалии свинца, цинка, а также молибдена, меди и кадмия вытянуты вновь тектонических зон, главным образом вдоль наиболее глубоких и мощных разломов (Лебедев, 1975).

На Челекене В. И. Дворов выделяет несколько серий кольматаций пород зон разломов в результате взаимодействия вмещающих пород с разгружающимися разломными водами. В геохимическом отношении наибольший интерес представляют кольматации, связанные с осаждением сульфидов и гидроокислов железа.

Сульфидные кольматации распространены мозаично и характерны для участков, где температура, давление и геохими-

ческая обстановка не препятствовали биогенной сульфат-редукции. Воды в этом случае имеют отрицательный окислительно-восстановительный потенциал. В источниках сероводородные воды индицируются появлением и быстрой коагуляцией черных хлопьев сульфида железа. Сульфидные минералы, типичные для этой серии кольматаций, представлены в основном пиритом с примесью галенита и сфалерита. По Л. М. Лебедеву, для образования эпитермальных рудопроявлений свинца, цинка и меди при разгрузке термальных вод необходимым условием является низкое содержание серы в водах, обеспечивающее миграцию тяжелых металлов. При встрече хлоридных металлоносных рассолов с сульфатными породами металлы выпадают в виде сульфидов (сульфидный барьер В). Таким образом, требуется независимый от трещинных вод источник серы, которым являются в данном случае миоценовые красноцветы, широко развитые на Челекене.

При окислении сульфидов образуются гидроокисно-сульфатные кольматации. Они в меньшей степени, чем сульфидные, обогащены свинцом и медью, но накапливают элементы, осаждаемые сульфат-ионом, — барий и стронций. На фоне подобных смешанных кольматаций гидроокисно-сульфатного состава нередки и мономинеральные гипсовые и лимонитовые кольматации. Огипсованные породы обычно обеднены тяжелыми металлами, а лимонитизированные слабо обогащены свинцом, цинком, медью и никелем.

По В. И. Дворову, степень металлоносности рассолов находится в прямой зависимости от температуры и общей минерализации вод. Рассолы с аномальными концентрациями металлов локализованы вдоль разломов глубокого заложения. Считается, что источником металлов в разломных водах на Челекене служат водовмещающие породы красноцветной толщи миоцена и плиоцена. Высокая концентрация металлов в водах возможна и при фоновом содержании их в красноцветах. Увеличение концентраций рудообразующих металлов в водах до аномального уровня связано с выщелачиванием ими вторичных минералов приразломных кольматированных зон, прежде всего сульфидов, т. е. в настоящее время приразломные породы служат источником металлов, осадившихся здесь в предшествующую стадию развития разломов.

Итак, ожелезнение пород, происходящее в присутствии сероводорода, является весьма специфической формой геохимического влияния тектонических разломов на ландшафты. Ведущими факторами, контролирующими образование геохимических аномалий в этих условиях, служат температура, минерализация рассолов, окислительно-восстановительный потенциал, содержание серы в водах и сульфидизированность приразломных участков. Роль рН в этом случае, очевидно,

менее велика, чем при других видах ожелезнения. Так как рН колеблется преимущественно в пределах 6—8,5, то образующиеся аномалии относятся к видам А7—А11 и В7. Типоморфными элементами этих аномалий являются тяжелые металлы — свинец, цинк, медь, кадмий и др. Дальнейшая миграция элементов в ландшафтах новейших и современных зон разломов не изучена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В складчатых областях тектонические нарушения имеют важное ландшафтообразующее значение. В зонах разломов на территории Казахстана формируются линейно-ориентированные луговые, лесные и солончаковые ландшафты, обладающие рядом аномальных геохимических особенностей, отличающих их от фоновых степных и пустынных ландшафтов.

Важнейшими факторами, определяющими геохимию ландшафтов в зонах разломов, являются: 1) влияние геохимических особенностей пород в зонах тектонических нарушений, которые в большинстве случаев представлены гидротермально измененными разностями, часто сопровождающимися рудной минерализацией; 2) поступление трещинных вод по разломам.

При проведении геохимических поисков и оценке аномалий в зонах разломов необходимо учитывать ландшафтно-геохимическую обстановку и дифференцировать методику поисков конкретно к каждому классу ландшафтов. В зонах разломов формируются различные классы элементарных ландшафтов. Распределение микроэлементов в этих ландшафтах определяется наличием зон выщелачивания, где элементы хорошо мигрируют, и геохимических барьеров, на которых они концентрируются. Оценка геохимических аномалий в ландшафтах должна основываться на анализе их ослабления и деформации в зонах выщелачивания и усиления на геохимических барьерах.

В лесостепной и степной зонах некоторые ландшафты связаны с разломами пространственно и генетически — это колки, болота и луга в западинах и логах, развитых вдоль линий тектонических нарушений. Геохимия этих ландшафтов прямо не связана с разломными водами и породами зон разломов, так как обычно в них имеются рыхлые отложения различной мощности. Она определяется в большей степени миграцией из автономных ландшафтов антропогенных элементов (иттрия, скандия, молибдена, ванадия, хрома и др.) и их осаждением на кислом и глеевом геохимических барьерах в почвах. Древесные и кустарниковые породы в колках по сравнению со злаково-разнотравными степными сообществами концентри-

руют в основном катионогенные элементы — стронций, марганец, барий, цинк, что связано с особенностями происхождения этих видов растений. В краевых зонах колков формируются двусторонние барьеры со сложной ассоциацией осаждающихся элементов. Все эти аномалии ландшафтные и имеют безрудную природу.

В степных и пустынных ландшафтах с зонами разломов связано засоление кор выветривания и почв. Солончаки и солонцы в зонах разломов образуются при непосредственном современном или былом влиянии трещинных вод. Распределение микроэлементов в солончаках определяется в большей мере геохимическими условиями засоления — окислительно-восстановительной обстановкой и реакцией среды, а не солевым составом почв. Поэтому нами выделяются кислые, нейтральные и содовые солончаки, характеризующиеся определенными парагенными ассоциациями микроэлементов.

Для поисков рудных месторождений практический интерес представляют кислые сульфатные солончаки, генетически связанные с сульфидной минерализацией. Их геохимия изучена еще недостаточно. Можно сделать лишь некоторые предварительные выводы о распределении рудных элементов в этих почвах. Установлен как вынос рудных элементов за пределы этих солончаков за счет сернокислого выщелачивания с осаждением их на щелочных барьерах по периферии кислых солончаков, так и значительная концентрация основных рудных элементов (меди, свинца, молибдена, цинка) в сернокислых солончаках. Последняя характерна для разломов, секущих интенсивно окисляющиеся сульфидные руды. Это может служить косвенным поисковым критерием подобного оруденения.

В нейтральных и слабощелочных солончаках процессы испарительной концентрации микроэлементов выражены наиболее отчетливо. На испарительном барьере из нейтральных и слабощелочных вод концентрируются молибден, стронций (при сульфатном засолении), медь, свинец, цинк. Есть основания предположить, что в содовых сильнощелочных солончаках накапливаются главным образом анионогенные элементы — молибден, иттрий, титан и др.

Солонцы зон разломов содержат реликтовые аккумуляции микроэлементов, оставшиеся от солончаковой стадии развития. Для них характерны адсорбционные барьеры, на которых накапливаются преимущественно тяжелые металлы — медь, серебро, свинец, цинк, молибден. В пределах рудных месторождений в солонцах нередко наблюдаются реликтовые зоны сернокислого выщелачивания, формирование которых происходило в предшествующую стадию развития ландшафта, при более активном функционировании трещинных вод.

Важное поисковое значение имеют ожелезненные и омарганцованные породы и почвы в зонах разломов. Интерпретацию геохимических аномалий в этих образованиях следует проводить также на генетической и геохимической основах. Выделяются сернокислый, кислый, нейтральный и сильнощелочной типы ожелезнения, сочетающиеся с окислительно-восстановительными условиями трещинных вод. Нередко происходит наложение ожелезнения и засоления. Сернокислое ожелезнение имеет ту же генетическую природу, что и засоление подобного класса, т. е. тесно связано с сульфидной минерализацией. Как и другие типы ожелезнения, оно может быть остаточным и эпигенетическим. И в том, и в другом случаях сернокислое ожелезнение является поисковым критерием сульфидного оруденения.

Ассоциации микроэлементов в железистых и марганцевых породах и почвах во многом зависят от конкретной ландшафтно-геохимической и геологической обстановок. В кислых средах намечается тенденция к накоплению железистыми образованиями анионогенных, а в щелочных — катионогенных микроэлементов; в омарганцованных породах накапливаются главным образом катионогенные элементы.

Проведенная на генетической основе геохимическая систематика аномалий, формирующихся в ландшафтах зон разломов, может служить основой для их оценки при поисках рудных месторождений в аридных и субаридных районах Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

- Айвазян А. Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов Юго-Западного Алтая. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Алексеев Б. П., Плотников С. М., Пшеничный Г. Н. Гипергенные ореолы халькофильных элементов, сорбированных в железомарганцевых стяжениях, и их поисковое значение для закрытых районов (на примере месторождения Балтатау, Южный Урал). — В кн.: Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской плиты. Уфа, 1976.
- ✓ Алексеев Вал. А., Алексеев Вл. А., Хованский А. Д. К вопросу об использовании биогеохимических данных при геологическом картировании закрытых и плохо обозначенных территорий. — «Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана», 1977, № 7.
- Ахмедов А. Г. Геохимия ландшафтов грязевых вулканов Юго-Восточного Кавказа. Автореф. канд. дис. Баку, 1976.
- Базилевич Н. И. Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965.
- Базилевич Н. И. Лесостепные солоды. М., «Наука», 1967.
- Батулин С. Г. Кислые азональные ландшафты Центрального Казахстана и связанные с ними геохимические барьеры. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата, 1973.
- Батулин С. Г. Кислые геохимические ландшафты Северной Бетпакадлы и связь с ними металлометрических аномалий. — В кн.: Геохимия ландшафтов древних массивов. М., ротاپринт, 1976.
- ✓ Белякова Е. Е. и др. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в аридных и полуаридных областях. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Бертин К. К. Осаждение молибдена в бескислородных водах. — В кн.: Международный геохимический конгресс, т. IV, кн. 1. М., ротاپринт, 1973.
- ✓ Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975.
- Бобров В. А. Некоторые аномалии засоленности почв темно-каштановой подзоны в пределах Кустанайской области. — «Почвоведение», 1977, № 2.
- ✓ Богомолов Н. С. Ландшафтные признаки тектонических разломов. — «Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР», 1966, т. 2, вып. 3.
- ✓ Боев Н. И. Гидрогеологические и фитогеохимические методы при поисках слепых рудных зон (на примере Береговского рудного района Закарпатской области УССР). Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Бондаренко И. И. Рудоносные отложения железомарганцевых месторождений восточной части Атасуйского рудного района и особенности их формирования (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1975.
- Борисенко Е. Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., «Недра», 1964.

- Бугров В. А. Глубинные геохимические поиски медно-колчеданных месторождений в Мугоджарах. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений, вып. 2. М., ротاپринт, 1968. ✓
- Васильева Н. Н. и др. Химический (элементарный) состав растений. — В кн.: Биогеохимические и геоботанические исследования. Л., «Недра», 1972. ✓
- Викторов С. В., Востокова Е. А. Применение аэрометодов для распознавания специфических ландшафтов, связанных с проявлением тектонических нарушений. — В кн.: Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. ✓
- Виноградов А. П. Биогеохимические провинции. — Труды Юбил. сессии, посвящ. 100-летию со дня рожд. В. В. Докучаева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. ✓
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7. ✓
- Виноградов Б. В., Мирошниченко В. П. Проявление новейших тектонических движений в ландшафтах глинистых равнин. — «ДАН», 1956, т. 109, № 2. ✓
- Виноградов В. И. О растворении вторичных молибденовых минералов в слабых растворах H_2SO_4 и Na_2CO_3 . — «Геохимия», 1957, № 3. ✓
- Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, 1969. ✓
- Воротников Б. А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М., «Недра», 1974. ✓
- Востокова Е. А. Теоретические основы ландшафтно-гидроиндикационных исследований и методика использования их при поисках грунтовых вод в пустынях. Автореф. докт. дис. М., 1967. ✓
- Гаврилова И. П. Геохимические особенности ландшафтов Таналык-Баймакской депрессии (Южный Урал). Автореф. канд. дис. М., 1970. ✓
- Гедьмин А. В., Побединцева И. Г. Содержание микроэлементов в некоторых растениях степных ландшафтов Южного Урала. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.» 1973, № 2. ✓
- Гельдыева Г. В. Микроэлементы в золе отдельных растений сухих степей. — В кн.: Вопросы географии Казахстана, вып. 15. Алма-Ата, 1970. ✓
- Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966. ✓
- Геология и металлогения успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 4. Гидрогеология и гидрохимия. Алма-Ата, 1968. ✓
- Геохимия ландшафтов Юго-Восточного Зауралья. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1966. ✓
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. ✓
- Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М., «Наука», 1975. ✓
- Глаголев В. А., Назаров Ю. А. Пластообразная зона дробления в песчанках таскудукской свиты в районе месторождений Джебказган и Джебды (Центральный Казахстан). — В кн.: Геология и техника разведки и технологическое изучение минерального сырья Казахстана. Алма-Ата, 1975. ✓
- Глазовская М. А. К истории развития современных природных ландшафтов внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. М., Изд-во АН СССР, 1953. ✓
- Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1964. ✓
- Глазовская М. А. «Ложные» геохимические аномалии, их генезис и принципы диагностики. — В кн.: География почв и геохимия ландшафтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967. ✓

- Глазовская М. А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Глазовский Н. Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 5.
- Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. М., «Недра», 1977.
- Голыусов В. С. и др. Оценка металлоносности разломов как метод поисков слабопроявленного низкотемпературного молибденового оруденения. — «Сб. научн. тр. ВНИИ минерального сырья, вып. 27. М., роталпринт, 1975.
- Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М., «Наука», 1972.
- Григорьев Н. А. Бериллий в экзогенном цикле. М., «Наука», 1978.
- Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., «Наука», 1975.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
- Домчак В. В. Принципы оценки экзогенных геохимических аномалий при поисках медноколчеданного и полиметаллического оруденения в условиях северных районов Урала. Автореф. канд. дис. М., 1975.
- Дурасов А. М. Солоди и серые глеевые солоделые почвы лесостепи Северного Казахстана. — «Почвоведение», 1959, № 1.
- Иванчиков В. П. Оценка вторичных ореолов рассеяния на основе ландшафтно-геохимического картирования (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1975.
- Касимов Н. С. Зоны разломов как фактор дифференциации элементарных ландшафтов (на примере степной зоны Северного Казахстана). — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1971, № 6.
- Касимов Н. С. Геохимия ландшафтов зон разломов. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата, 1973.
- Касимов Н. С. Геохимические особенности колочно-западных ландшафтов (Северный Казахстан). — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1974, № 3.
- Касимов Н. С. Кислые геохимические барьеры в почвах Казахстана. — «Почвоведение», 1975, № 1.
- Касимов Н. С., Шмелькова Н. А. Ландшафтно-геохимические особенности зон разломов Казахстана (на примере Мугодзар, Северного и Центрального Казахстана). — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1975, № 1.
- Касимов Н. С. и др. Геохимия почв зон разломов (на примере Казахстана). — «Почвоведение», 1978, № 8.
- Китаев Н. А. Геохимия зон разрывных нарушений Любавинско-Хавергинского золоторудного узла (Забайкалье). — «Геол. и геофиз.», 1976, № 9.
- Ковалевский А. Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск, 1975.
- Ковда В. А. Основы учения о почвах, кн. 1. М., «Наука», 1973.
- Ковда В. А., Славин П. С. Почвенно-геохимические показатели нефтеносности недр. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Колотов Б. А. и др. Редкие элементы в углекислых водах Среднего Афганистана. — ДАН, 1977, т. 237, № 6.
- Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М., «Недра», 1973.
- Кудерина Л. Д. Эпигенетические процессы в мезозой-кайнозойских отложениях месторождений Атаусуйского рудного района. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1973, № 3.

- Ларионов Г. Ф. и др. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в Центральном Казахстане (методическое пособие). Л., «Недра», 1971.
- Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., «Недра», 1975.
- Лебедев Ю. П. Шорово-бугристые солончаковые комплексы, их генезис и эволюция. — «Почвоведение». 1949, № 4.
- Леванидов Л. Я. Марганец в геохимическом ландшафте Южно-Уральской лесостепи. — «Уч. зап. Челяб. отд. геогр. о-ва СССР», 1957, вып. 2.
- Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. М., «Мир», 1976.
- Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М., «Недра», 1975.
- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, 1974.
- Макунина Г. С. Геохимические особенности ландшафтов Кабанской зеленокаменной полосы Среднего Урала в связи с поисками медно-колчеданных месторождений. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Минеев Д. А. Иттрий и лантаноиды в горных породах, минералах и рудах. Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Мирошниченко В. П. Ландшафтный подход, его особенности и значение в изучении новейшей тектоники. — В кн.: Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мирошниченко В. П. и др. Ландшафтный метод дешифрирования проявлений новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазовых структур. Л., «Наука», 1971.
- Михайлов А. С. Геохимия молибдена в окислительной зоне. — «Геохимия». 1964, № 11.
- Мицкевич Б. Ф. Геохимические ландшафты Украинского щита и поиски рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Автореф. докт. дис. Киев, 1972.
- Мяло Е. Г., Горяинова И. Н. Особенности проявления выходов подземных вод, связанных с разрывными нарушениями. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1972, № 5.
- Назаров А. Г. Геохимия высокогорных ландшафтов. М., «Наука», 1974.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Островский В. Н., Хордикайнен М. А. Роль тектонических нарушений в формировании подземных вод юго-западной части Центрального Казахстана. — «Сов. геология», 1972, № 3.
- Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа «медистых песчаников». — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 28.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 3-е. М., «Недра», 1968.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд. 2-е. М., «Высшая школа», 1975.
- Перельман А. И. Геохимические барьеры и процессы концентрации элементов в земной коре. — «Сб. научн. тр. ВНИИ минерального сырья», вып. 2. М., ротاپринт, 1976.
- Перельман А. И. Биокосные системы Земли. М., «Наука», 1977.
- Перельман А. И. и др. Геохимические барьеры в аридных ландшафтах Казахстана и их значение при поисках рудных месторождений. — В кн.: Топологические аспекты изучения поведения вещества в геосистемах. Иркутск, 1973.
- Перельман А. И. и др. Геохимия ландшафта и глубинные литохимические поиски рудных месторождений в Казахстане. — В кн.: Геохимия ландшафта и практика народного хозяйства. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979.

- Побединцева И. Г. Почвы на древней коре выветривания М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Поликаропочкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, 1976.
- Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1977, вып. 303.
- Саэт Ю. Е. и др. Методика и организация экспрессных и геохимических поисков перекрытых сульфидных месторождений в сухостепных и степных ландшафтах. — В кн.: Некоторые примеры использования геохимических методов при прогнозировании и поисках скрытого оруденения. М., ротап rint, 1976.
- Силады М. О сорбции молибдена на гуминовых препаратах. — «Геохимия», 1967, № 12.
- Скарлыгина-Уфимцева М. Д., Березкина Г. А., Черняхов В. Б. Некоторые особенности биогеохимии растений Буруктаьского гипербазитового массива (Южный Урал). — «Изв. ВГО», 1970, № 5.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- ✓ Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.
- ✓ Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, 1959.
- ✓ Соловов А. П., Гаранин А. В. Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968.
- Сотникова С. И. Геохимия ландшафтов речных долин Южных Мугоджар (на примере долины р. Кундузды). — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1970, № 4.
- Сотникова С. И. Геологическое строение как фактор формирования ландшафтов речных долин в Южных Мугоджарах. — «Вест. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1971, № 1.
- ✓ Сотникова С. И. Геохимия болотных и луговых ландшафтов зоны сухих степей (Южные Мугоджары). Автореф. канд. дис. М., 1972.
- ✓ Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Султанходжаев А. Н. и др. Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент, 1977.
- Тайсаев Т. Т. Геохимические ландшафты и районирование Витимского плоскогорья по условиям геохимических поисков. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974.
- ✓ Талалаев Т. А., Китаев Н. А. Геохимия пространственно-временных групп разломов Любавинского рудного поля. — В кн.: Ежегодник-71 Сиб. ГЕОХИ. Новосибирск, 1972.
- Тимашев И. Е. Неотектонические движения как фактор пространственной физико-географической дифференциации. — В кн.: Землеведение, т. XII (49), 1977.
- Толчельников Ю. С. К вопросу о почвах некоторых степных западин Северного Казахстана. — «Почвоведение», 1957, № 5.
- ✓ Трошин Ю. П. и др. Эманационные ореолы оловоносных интрузий Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1977, № 1.
- Турсина Т. В. Некоторые данные по динамике процессов почвообразования в осолоделых почвах Алтайского края. — «Почвоведение», 1961, № 4.
- ✓ Тюрюканов А. Н. Ландшафтно-геохимические барьеры и их роль в

- миграции химических элементов в географической оболочке Земли. — «Изв. ВГО», 1964, т. 96, № 4.
- Удодов П. А. и др. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. М., «Недра», 1973.
- Фридман А. М. Природные газы рудных месторождений. М., «Недра», 1970. ✓
- Фурсов В. З. Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М., «Недра», 1977. ✓
- Читаева Н. А. Вторичная минералого-геохимическая зональность медно-колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1972.
- Шапиро С. М. Подземные воды юго-востока Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1974.
- Шарков Ю. В. Некоторые особенности строения и условия формирования сложных вторичных ореолов рудных месторождений. — В кн.: Геохимия ландшафтов. Теория миграции химических элементов в природных ландшафтах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Шмелькова Н. А. Геохимия микроэлементов в процессах засоления древних кор выветривания и неогеновых отложений Казахстана (Мугоджары, Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. М., 1975.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов в кристаллических породах. Л., «Недра», 1969.
- Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. — «Геохимия», 1956, № 5. ✓
- Arher A. R., Main C. A. Casino, Yukon — a geochemical discovery an unglaciated Arizona — type porphyry. — «Geochem. Exploration. Canad. Inst. Mining and Metallurgy», 1971, vol. 11.
- Bampton K. F. et al. Geochemical indications of concealed copper mineralization in an area northwest of Mount Isa, Queensland, Australia. — «J. Geochem. Explor.», 1977, vol. 8, N 1—2.
- Newerburg G. J., Botinelly T., Waterson J. E. Ocher as a prospecting medium in the Montezuma district of central Colorado. — «J. Rec. U. S. Geol. Surv», 1976, vol. 4, N 3.
- Nordstrom D. K., Potter II R. W. The interactions between acid mine waters and rhyolite. — In.: Proc. 2nd Int. Symp. Water — Rock Interact., Sec. 1, Strasbourg, 1977.
- Robinson W. O., Bastron H. M., Murata K. L. Biogeochemistry of the rare-earth elements with particular reference to Hicory trees. — «Geochem. Cosm. Acta», 1958, vol. 14.
- Taylor R. M., McKenzie R. M. The association of trace elements with manganese minerals in Australian soils. — «Austral. I. Soil. Res», 1966, N 4.
- Theobald R. K., Lakin H. W., Hawkins D. B. The precipitation of aluminium, iron and manganese at the junction of Deer Creek with the Snake River in Summit Country, Colorado. — «Geochem. Cosm. Acta», 1963, vol. 27.
- Van Ewerdingen R. O. The Paint Pots, kootenay National Park, British Columbia — acid spring water with extreme heavymetal content. — «Canad. J. Earth Sci.», 1970, vol. 7.
- Boyle R. W., et al. Geochemistry of Pb, Zn, Cu, As, Sb, Mo, Sn, W, Ag, Ni, Co, Cr, Ba and Mn in the waters and stream sediments of the Bathurst — Jacquet River District, New Brunswick. — In.: «Geol. Surv. Canada Paper», 1966.
- Braeuning E. Mine water development in the lead and zinc deposits of Bawdwin (Burma). — In.: Proc. 2nd Int. Symp. Water — Rock Interact. Sec. 1», Strasbourg, 1977.
- Coste B., Wilhelm E. Caracteristigues geochimiques de divers «chapeaux de fer» du Massif central et de Bretagne. — In.: 5e Reun. annu. sci. terre. Rennes, 1977.

- Jenny E. A. Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and water: the significant role of hydrous Mn and Fe oxides. — «Am. chem. Soc. Advances in Chemistry Series», 1968, N 73.
- Horsnail R. F., Elliott I. L. Some environmental influences on the secondary dispersion of molybdenum and copper in western Canada. — «Geochem. Explorat. CIM. Spec.», 1971, vol. 11.
- Whitney Ph. R. Use of oxide-coated stream gravels in geochemical surveys: a test case. — «Trans. Soc. Mining Eng. AIME», 1975, vol. 258, N 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	7
Глава 1. Геохимия колючно-западных ландшафтов зон разломов	19
Формирование колючно-западных ландшафтов в зонах разломов	19
Типы геохимических сопряжений	22
Общие физико-химические свойства почв колков	26
Геохимические барьеры	28
Зоны выщелачивания	44
Особенности биогенной аккумуляции в колках	47
Глава 2. Геохимия солончаковых и солонцовых ландшафтов зон разломов	60
Генетические и геохимические типы солончаков	60
Кислые солончаки	63
Нейтральные и слабощелочные солончаки	66
Содовые солончаки	77
Разломные солонцы	79
Глава 3. Геохимические особенности процессов ожелезнения и омарганцевания почв и пород в зонах разломов	85
Генетические и геохимические типы ожелезнения и омарганцевания	86
Сильнокислое и кислое ожелезнение	88
Нейтральное и слабощелочное ожелезнение и омарганцевание	100
Содовое ожелезнение	105
Ожелезнение в присутствии сероводорода	106
Заключение	109
Литература	112

Николай Сергеевич Касимов
ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ ЗОН РАЗЛОМОВ
(на примере Казахстана)

Заведующая редакцией И. И. Щехура

Редактор Р. И. Кривило

Художественный редактор М. Ф. Евстафиева

Обложка художника Ю. И. Артюхова

Технический редактор Е. Д. Захарова

Корректоры Н. В. Тютина, С. Ф. Будаева

Тематический план 1980 г. № 149
ИБ № 991

Сдано в набор 12.02.80. Подписано к печати 04.06.80.

Л—112969 Формат 60×90¹/₁₆ Бумага тип. № 3

Гарнитура литературная. Высокая печать.

Усл. печ. л. 7,5+1 вкл. (0,50) Уч.-изд. л. 7,72 Тираж 745 экз.

Заказ 297 Изд. № 828 Цена 1 р. 20 к.

Издательство
Московского университета
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7
Типография № 8 Управления издательств, поли-
графии и книжной торговли Мосгорисполкома,
Москва, Товарщеская ул., д. 4

ТИПЫ КОНЦЕНТРАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА (по А.И. ПЕРЕЛЬМАНУ, 1977)

Физико-химические условия	СОСТАВ ВОД, ПОСТУПАЮЩИХ К ГЕОХИМИЧЕСКОМУ БАРЬЕРУ													
	КИСЛОРОДНЫЕ ВОДЫ				ГЛЕЕВЫЕ ВОДЫ				СЕРОВОДОРОДНЫЕ ВОДЫ					
Окислительно-восстановительные	I. Сильнокислые	II. Кислые и слабокислые	III. Нейтральные и слабощелочные	IV. Сильнощелочные (содовые)	V. Сильнокислые	VI. Кислые и слабокислые	VII. Нейтральные и слабощелочные	VIII. Сильнощелочные (содовые)	IX. Сильнокислые	X. Кислые и слабокислые	XI. Нейтральные и слабощелочные	XII. Сильнощелочные (содовые)		
Щелочно-кислотные	< 3	3-6,5	6,5-8,5	>8,5	<3	3-6,5	6,5-8,5	>8,5	<3	3-6,5	6,5-8,5	>8,5		
Границы pH в зоне гипергенеза	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Элементы, подвижные в водах любого состава	← Na, K, Rb, Cs, N, Cl, Br, J →													
Парагенная ассоциация	Li, Tl, F, Mg, Ca, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, TR, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, TR, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta	Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Zn, Se, Cr, Mo, W, U, Re	Li, F, B, Zn, Cu, Ag, Be, Al, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, Re, V, Nb	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta	Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Hg, Mo, W, U	Li, Mg, F, B, Mn, Cu, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Sc, Ga, Y, Si, Ti, Ge, Zr, Sn, Mo, W, U	Li, Tl, F, Mg, Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Ge, Sn, Zr, Th, Cr, P, As	Li, F, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba	S, Sc	Li, F, Be, B, Al, Sc, Y, TR, Zr		
Запрещенная ассоциация	Sr, Ba, Ag, Au, Se, Te, Sb		Ba, Fe, Co, Ni, Pb	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Pb			Ba, Fe, Co, Ni, Pb, Ag	Mg, Ca, Sr, Ba, Fe, Co, Ni, Pb	Cu, Hg, Pb, Bi, Sn, As, Sb		Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag		
КЛАСС ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАРЬЕРА	Кислородный А	A1 Fc	A2 Fe, Mn, Co	A3 Mn	A4 -	A5 Fe	A6 Fe, Mn, Co	A7 (Fe), Mn, Co	A8 (Mn)	A9 S, Se, (Fe)	A10 S, Se	A11 S, Se	A12 S, Se	
	Сульфидный (сероводородный и др.) В	B1 Tl, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, U	B2 Tl, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Mo, U	B3 Tl, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	B5 Tl, Pb, Cd, Bi, Sn	B6 Tl, Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg, U	B7 Tl, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg (Mo), (U)	B8 Tl, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe, Co, Ni, U)	-	-	-	-	-
	Глеевый С	C1 Cu, U, Mo	C2 Cu, U, Mo	C3 Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V	C4 Cu, Ag, Cr, Mo, U, Re, Se, V, As	C5 Cu, U, Mo	C6 Cu, U, Mo	C7 Mo, U	C8 Mo, U	C9 -	C10 -	C11 -	C12 -	
	Щелочной D	D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, U	D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, (U)	D3 -	-	D5 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)	D6 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)	D7 Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni	-	D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As	D10 Mg, Ca, Sr, Ba	D11 -	-	
	Кислый E	-	E2 -	E3 Si, Mo	E4 (Cu), (Zn), Ag, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, (Ge), Zr, (Ti), Mo, Cr, V	-	E6 -	E7 Si, Mo	E8 (Cu) (Zn), Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Zr, (Ti), Mo	-	E10 -	E11 Si, Ge	E12 Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Ge, Zr, (Ti)	
	Испарительный F	F1 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F2 -	F3 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	F4 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, Se, V	F5 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F6 -	F7 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn	F8 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Zn	F Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F -	F11 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F12 Li, Na, K, Rb, N, B, F, Cl, Br, J	
	Сорбционный G	G1 Al, Sc, Ga, Si, Ge, F, V, As	G2 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, V, Mo, As	G3 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As)	G4 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As)	G5 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G6 Si, Ba, Zn, Ca, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Fe, Mn	G7 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G8 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, B, F, S, P)	G9 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G10 Sr, Ba, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G11 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G12 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, P)	
	Термодинамический H	H1 -	H2 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni	H3 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb	H4 Zn, (Cu), (U)	H5 -	H6 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni, Fe	H7 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb, Mn	H8 Zn, (Cu), (U)	H9 -	H10 Mg, Ca, Sr, Ba	H11 Mg, Ca, Sr, Ba	H12 -	

Цена 1 р. 20 к.

3300

5

