

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

*КАК ИСТОЧНИК  
КОМПЛЕКСНОГО  
МИНЕРАЛЬНОГО  
СЫРЬЯ*



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

# **КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ**

***КАК ИСТОЧНИК  
КОМПЛЕКСНОГО  
МИНЕРАЛЬНОГО  
СЫРЬЯ***

Ответственный редактор  
академик

В.И. СМИРНОВ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1988

Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. — М.: Наука, 1988. — 191 с. ISBN 5-02-003218-2.

В книгу включены новые материалы по геологии и теории формирования рудоносных кор выветривания — бокситоносных, никеленосных, редкометалльных и др., а также связанных с ними различных неметаллических полезных ископаемых. Приведены данные детального минералогического исследования продуктов выветривания с использованием новейших методов локального анализа. Рассмотрены особенности гумидного выветривания на алюмосиликатных и карбонатных породах в течение фанерозоя и докембрия. Приведена новая информация по ариднему и криогенному выветриванию.

Книга предназначена для геологов и специалистов, занимающихся изучением полезных ископаемых.

Редколлегия:

академик В.И. Смирнов, Ю.Ю. Бугельский, Б.А. Попов, Д.Г. Сапожников

Рецензенты

С.С. Чекин, В.И. Финько

Редактор

Ю.Е. Баранов

Редактор издательства

Т.А. Николаева

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга содержит систематизированные материалы Всесоюзной конференции по корам выветривания как источникам комплексного минерального сырья, проведенной на Южном Урале. Здесь освещаются некоторые общие стороны формирования, строения и состава металлоносных кор выветривания и особенности их конкретных представителей. Среди остаточных месторождений кор выветривания наиболее существенны месторождения бокситов, силикатных и окисных кобальт-никелевых руд, бурых железняков; известны также месторождения магнезита, талька, каолина, барита, апатита, золота, олова, тантала и ниобия, редких земель. Среди инфильтрационных образований кор выветривания наиболее значительны месторождения урана; кроме того, выявлены месторождения железа, меди, серы и гипса.

Наибольшее место в книге отведено латеритным и карстовым бокситам. Мировые запасы бокситов в последние годы заметно выросли и достигают 20 млрд т. По континентам земного шара они распределены неравномерно. В месторождениях Северной Америки учтено 40 млн т, Центральной Америки — 80 млн т. В странах Карибского бассейна выделяется Ямайка с запасами бокситов 2 млрд т, а в Южной Америке — Бразилия с запасами 2,5 млрд т и Гайана с запасами 0,7 млрд т. В Европе нет таких выдающихся месторождений, хотя Греция обладает запасами бокситов 600 млн т, Югославия — 350, а Венгрия — 300 млн т. На территории Африки колоссальное количество бокситов (5,6 млрд т) сосредоточено в недрах Гвинеи. В Азии наибольшее количество бокситов (около 1 млрд т) известно в Индии. В странах Океании выделяется Австралия с запасами бокситов 4,5 млрд т. Более или менее ресурсам бокситов по странам мира корреспондирует их добыча. Мировая добыча бокситов возросла с 2 млн т в 1935 г. до 90 млн т в 1980 г. Наибольшее количество бокситов — 24,5 млн т/год — добывается в Австралии, в Гвиане получают 11, в Ямайке 7,3, в Бразилии 7 млн т/год.

Бокситовые месторождения мира размещаются в горных породах широкого возрастного диапазона. Наиболее древними, вероятно позднепротерозойскими, являются бокситы Боксона в Сибири. Известны бокситы среди образований девонского, каменноугольного, пермского, триасового, юрского, мелового, третичного и четвертичного возраста.

Хотя большинство геологов связывают образование бокситов с процессами формирования древних и юных кор выветривания, представления о генезисе бокситов нельзя считать устоявшимися. Отдельные геологи рассматривают условия возникновения бокситов в широком диапазоне геологических условий — от их образования при участии эндогенных гидротермальных растворов до формирования в качестве морских осадков. Однако даже в наиболее популярной концепции формирования бокситов в качестве продуктов кор выветривания важные детали возникновения и преобразования бокситов являются остродискуссионными. Это обстоятельство нашло отражение в материалах данной книги.

Бокситы содержат важные элементы-примеси. Содержание (в г/т) бериллия в них местами достигает 36 (США), кобальта 28 (Африка), хрома 1000 (Индия), фтора 5700 (Венгрия), ниобия 500 (США), никеля 540 (Африка), стронция 3500 (Венгрия), ванадия 1200 (Венгрия), циркония 1500 (США). В связи с этим боксит-содержащие коры выветривания иногда приобретают интерес как самостоятельные источники других металлов.

Кроме рассмотрения проблем бокситов, книга содержит некоторую информацию о гипергенных месторождениях никелевых руд. Для никелевых месторождений кор выветривания ультрабазитов по-прежнему центральной проблемой их генезиса остается стадийность формирования и зональность в зависимости от строения субстрата, геоморфологического и климатического факторов, а также времени возникновения. Как известно, полный профиль этих месторождений состоит из зон серпентинизированных ультрабазитов, дезинтегрированных серпентинитов, выщелоченных серпентинитов или керолитов, силицифицированных серпентинитов, нонтронитов и венчающей разрез зоны охр. В книге рассматриваются случаи различной степени развития и соотношения минерализованных зон и концентрации в них никелевых и кобальтовых руд.

Среди общих вопросов гипергенного рудообразования внимание читателей может привлечь информация об эпохах формирования металлоносных кор выветривания, их эволюции в геологической истории, о значении тектонических факторов для их возникновения и развития, о геохимических особенностях, минеральных формациях и моделях гипергенных месторождений минерального сырья.

Книга не преследует цель всестороннего описания важнейших сторон геологии металлоносных кор выветривания. В ней освещаются лишь некоторые особенности гипергенных рудных месторождений, однако новизна материалов, полученных исследователями этих месторождений, представляет особую научную и практическую ценность.

Академик В.И. Смирнов

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ ЭПОХ ГИПЕРГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Проведенный нами сравнительный анализ минерагенической специализации различных возрастных подразделений показывает, что на протяжении геологической истории Земли на фоне общего увеличения дифференциации вещества происходит прерывисто-пульсационное увеличение запасов экзогенных полезных ископаемых. При этом растет разнообразие рудоносных формаций, усложняется их состав, исчезают (отмирают) одни, появляются (зарождаются) другие формации [5, 6]. Для крупных регионов обычно выделяются отрезки геологического времени, характеризующиеся резкой интенсификацией экзогенных рудогенерирующих процессов, — эпохи экзогенного рудообразования (рис. 1). Им всегда соответствуют эпохи гипергенного рудообразования, в течение которых в континентальных обстановках на значительных площадях формируются гипергенные рудоносные покровы, представляющие собой сложно построенные геологические тела, в которых, как правило, определяющую роль играют элювий и продукты его ближайшего переотложения (делювий, пролювий, аллювий, отложения мелких водоемов, не потерявшие связь с элювиальными продуктами, и др.). Мощность гипергенного покрова может достигать сотен метров [5]. Общая эволюция минерагении литосферы приводит к тому, что каждая эпоха гипергенного рудообразования характеризуется только ей присущим комплексом рудоносных формаций. Поскольку проблема состава, строения и рудоносности гипергенных покровов самым тесным образом связана с общей эволюцией гипергенеза, в первую очередь с развитием процессов корообразования, то несколько подробнее остановимся на этом вопросе.

Литература по вопросам эволюции Земли и связанным с ней корообразованием огромна. Высказаны многочисленные взаимоисключающие мнения о составе атмосферы, температурном и водном режимах поверхностной оболочки Земли, а следовательно, и гипергенеза древних эпох. Сущность разногласий, принципиально важных для рассматриваемой нами проблемы, заключается в следующем. Большая группа исследователей, возглавлявшаяся академиком А. В. Сидоренко (Е. Г. Бобров, Ю. А. Борщевский, А. С. Корякин, О. М. Розен, Св. А. Сидоренко, В. А. Теняков, В. М. Чайка и др.), развивает идеи о "принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли" [9, с. 10]. Особое внимание при этом обращается на якобы широкое развитие среди докембрийских образований кор выветривания и "установление принципиального сходства докембрийских и фанерозойских кор выветривания по строению элювиального профиля и составу пород" [9, с. 9].

Из этих положений неизбежно должен вытекать вывод о принципиальном сходстве гипергенной минерагении, например, докембрия и фанерозоя, а соответственно о возможности использования одних и тех же поисковых критериев для прогнозной оценки разновозрастных толщ.

Нами высказана противоположная точка зрения на характер докембрийского гипергенеза, собраны доказательства невозможности образования, а соответственно отсутствия в докембрии "мощнейших кор химического выветривания" и обосновано положение о том, что характерными особенностями докембрийского гипергенеза, связанными с более высокими температурами, резко повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере, отсутствием растительности на континентах, являлись интенсивный гидролиз (глинизация) алюмосиликатов и од-

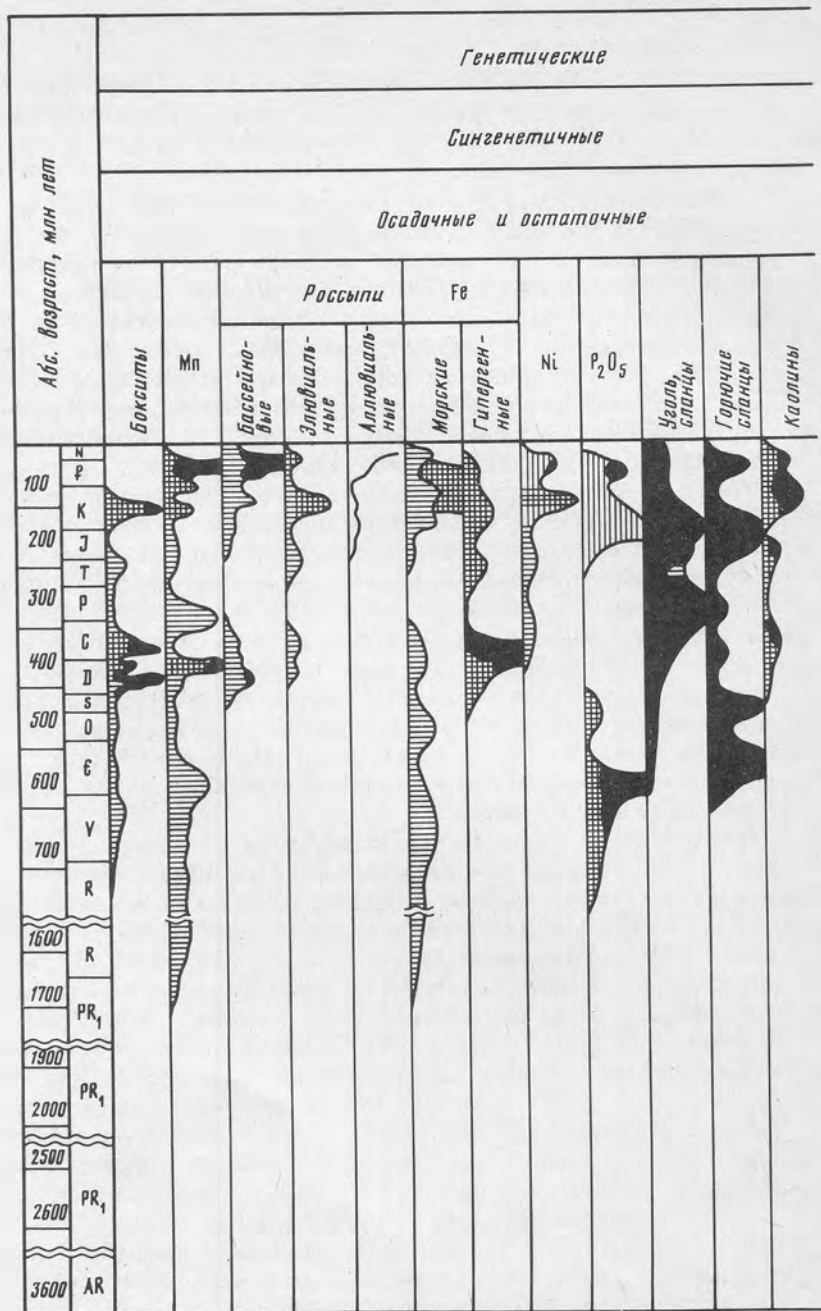
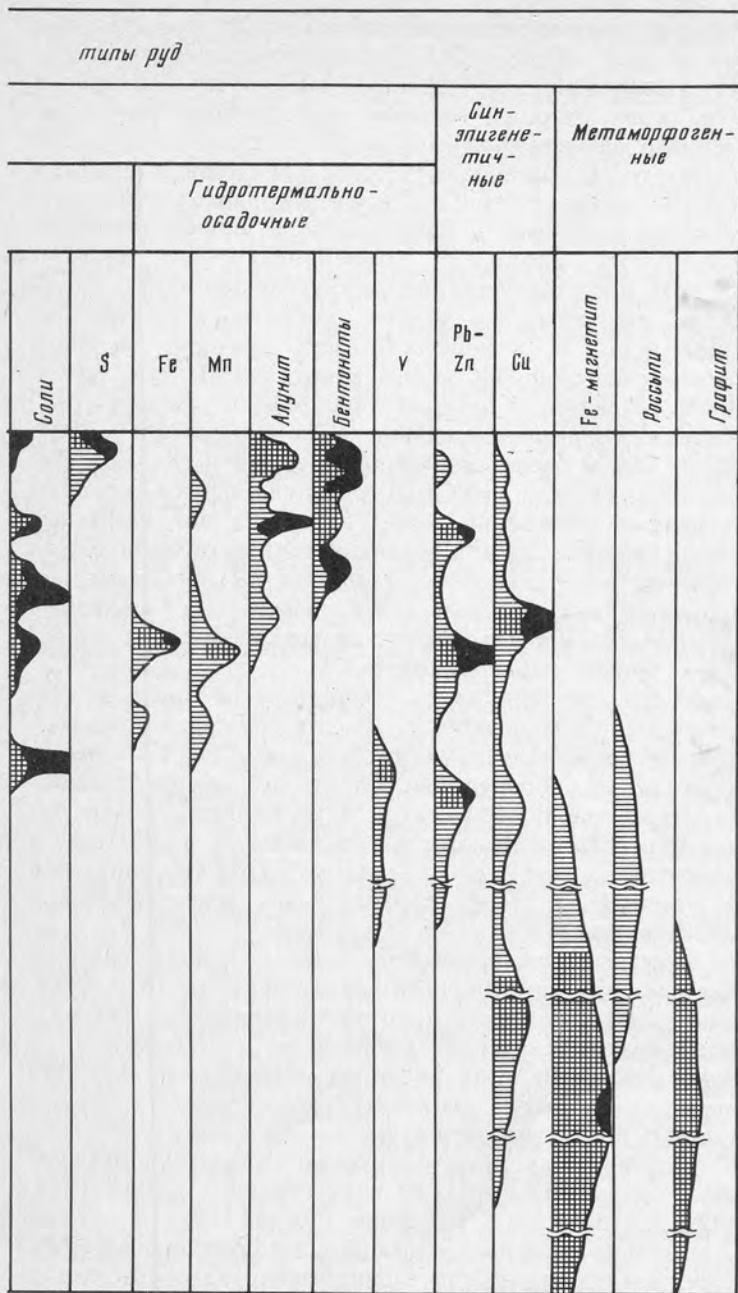


Рис. 1. Интенсивность экзогенного рудообразования в геологической истории территории СССР  
 1 — промышленное оруденение: а — богатое, б — бедное; 2 — непромышленное оруденение

новременный площадной смыв его продуктов в бассейны осадконакопления [5]. Практически все приводимые в литературе примеры "докембрийских кор глубокого химического выветривания" могут быть интерпретированы как зоны длительного перемещения подземных термальных вод, т.е. как водоносные горизонты, соответствующие зонам кислотного выщелачивания пород [4].



В последние годы все больше исследователей склоняются к подобным представлениям о докембрийском гипергенезе и перестают верить в возможность обнаружения в докембрии характерных для более поздних эпох рудообразования гипергенных месторождений железа, марганца, бокситов, никеля, кобальта и др. (М.М. Ипатов, И.М. Костюк, И.В. Шаламов и др.).

Минерация докембрия характеризуется принципиально иными типами рудосносных формаций со специфическими закономерностями локализации и критериями



прогнозирования. Это, например, монокварцево-конгломератовая золото-урановая, черносланцевая медно-кобальтовая и ванадиевая карбонатно-сланцевая золото-полиметаллическая и др. [5]. В формировании экзогенной минерагении докембрия значительную (может быть, главную) роль, вероятно, играло подземное перераспределение рудных компонентов метаморфизованными подземными (обычно термальными) водами [5]. Практически полное отсутствие в докембрии промышленных месторождений, так или иначе связанных с дифференциацией вещества в корах выветривания, является весомым доказательством нашей правоты. Путь поисков "принципиального сходства" докембрийского и фанерозойского корообразования нам представляется неконструктивным. По нашему мнению, необходимо выявить различия, ибо только они позволят установить закономерности локализации пород и, в конечном счете, критерии научного прогноза [1, 4—6]. В этом отношении интересна работа М.М. Ипатовой и И.М. Костюка [3]. Формально оставаясь на позиции "принципиального сходства", авторы в то же время считают, что коры выветривания на границе архея и раннего протерозоя КМА изначально "имели своеобразный кварц-серицит-мусковитовый состав", ибо "параметры образования таких кор выветривания близки к условиям формирования послемагматических изменений пород, известных под названием березитов" [3, с. 71]. Рассматривая возможность возникновения на докембрийской поверхности в больших количествах таких минералов, как гематит, каолинит и др., они пишут: "Однако на обнаженной поверхности Земли такие минералы долго не могли существовать в разрезе коры выветривания и смывались в бассейны" [3, с. 66]. Так в чем же состоит "принципиальное сходство"?

Отмеченные выше особенности докембрийского гипергенеза не могли не сказаться на формировании гипергенной минерагении. До сих пор среди советских геологов широко распространено представление о богатстве докембрия железными, марганцевыми рудами, о возможном обнаружении бокситов и других полезных ископаемых. Прогнозные ресурсы наиболее богатой докембрийскими железистыми кварцитами Восточно-Европейской платформы оцениваются в 400 млрд т (ранний протерозой продолжительностью около 1 млрд лет). При этом бортовое содержание "магнитного" железа по ряду промышленных месторождений железистых кварцитов СССР составляет 12—16% (в среднем 23—28%). В то же время прогнозные ресурсы железных руд палеогенового периода продолжительностью 40 млн лет и только для Западно-Сибирской плиты оценены в 700 млрд т. Если подсчитать прогнозные ресурсы железа в олигоцен-четвертичных латеритных покровах мира, которые практически везде содержат более 15% железа, то они составят многие триллионы тонн. Видимое богатство докембрия объясняется только присутствием там железа в форме магнетита, что определяет легкую обогатимость руд и возможность получения концентратов с содержанием  $Fe > 60\%$ .

Что касается "богатства" докембрия марганцевыми рудами, то это недоразумение вызвано недостаточным внимательным знакомством с иностранной литературой. Богатые марганцевые месторождения Индии, Бразилии, Южной Африки, обычно относимые к докембрию, на самом деле локализованы исключительно в кайнозойских корах выветривания. Последние действительно развиты на обогащенных марганцем докембрийских кварц-спессартитовых породах — гондитах (реже кодуритах либо карбонатных породах). Однако еще никто и никогда не использовал докембрийские марганецсодержащие породы в качестве марганцевой руды.

**Позднепротерозойская эпоха.** Отмеченные выше особенности корообразования и экзородогенеза докембрия определили облик единственной выделяемой на территории СССР в докембрии позднепротерозойской (точнее, позднерифейско-вендской и отчасти раннекембрийской) эпохи гипергенного рудообразования.

Очевидно, ни о каких процессах природного разделения алюминия и кремния, которые бы сопровождался образованием латеритных покровов в условиях докембрийского гипергенеза вообще и позднепротерозойского в частности, не может

быть и речи. Алюминий выщелачивался из пород только кислыми и ультракислыми гидротермальными растворами, образуя линзовидные залежи силикатных диаспоров типа известных на Алагульском месторождении (Юго-Западная Монголия), либо накапливался на карбонатных закарстованных поверхностях вблизи морских побережий [5].

Железо в осадочном процессе докембрия накапливалось только в водных бассейнах, куда оно поступало совместно с другими элементами. В докембрии нельзя себе представить такой экзогенный геохимический барьер, на котором осаждалось только железо. Это позволяет однозначно отрицать возможность обнаружения среди докембрийских толщ месторождений богатых (с содержанием железа >60%) экзогенных руд железа. Подобные руды могли возникать только в корах выветривания, т.е. начиная с девона, либо при эндо- или метаморфогенной дифференциации вещества [5].

Основным промышленным типом никелевых руд за рубежом является элювий ультраосновных массивов дунит-перидотитовой формации. Подобные рудные образования полностью отсутствуют в докембрии. Тальковые и пиррофиллитовые сланцы, залегающие на ультрабазитах докембрия и некоторыми исследователями принимаемые за их кору выветривания, не содержат промышленных концентраций никеля.

Перечень подобных примеров полного отсутствия в докембрии полезных ископаемых, генетически связанных с корах выветривания, можно продолжить. Например, среди докембрийских отложений отсутствуют элювиальные россыпи, элювиальные накопления марганца, фосфоритов, каолинов и многих других полезных ископаемых.

Одновременно в отложениях докембрия и раннего палеозоя, особенно раннего кембрия, венда и позднего рифея, известны месторождения, образование которых связано с дифференциацией продуктов гидролиза на путях их переноса с континента в области водной аккумуляции. Это прибрежно-бассейновые россыпи минералов титана, циркония, алмазов, золота и др., а также месторождения железных руд, солей, гипсов, свинца, цинка, марганца и других элементов, возникавшие в процессе гидротермально-осадочного рудогенеза. Главным образом именно они определяют гипергенную минерагению позднепротерозойского времени.

**Позднепалеозойские эпохи.** На территории СССР в позднем палеозое выделяются две эпохи гипергенного рудообразования: средне-позднедевонская и раннекаменноугольная. Их гипергенная минерагения характеризуется рядом общих черт, что связано главным образом с активной колонизацией континентов высшими растениями, а также с последовательной эволюцией верхней оболочки Земли.

К началу девона в результате прогрессирующего накопления осадков и частой миграции морских бассейнов значительные площади континентов были покрыты терригенными карбонатными и вулканогенными отложениями. В это время значительные массы углекислоты были fossilizovаны в мощных толщах известняков и доломитов, в связи с чем сократилось количество углекислого газа в атмосфере. Одновременно прогрессивно росло содержание азота и кислорода. Эти определенно установленные геологические явления существенно преобразили минерагению поверхностной зоны континентов. Очевидно, понизилась агрессивность вод зоны гипергенеза и, следовательно, сократилась подвижность большинства природных соединений алюминия, железа, марганца и других элементов. Это вело к формированию осадочных месторождений ближе к коренным источникам.

Наиболее широко процесс расселения наземных растений проявился в начале карбона, когда понизились температуры зоны гипергенеза и началось постепенное проникновение стенозональной влаголюбивой флоры с влажных приморских равнин в глубь континентов, в крупные тектонические депрессии. Это, очевидно, должно было способствовать интенсивной генерации органических кислот, широкому участию коллоидных минеральных и органоминеральных систем в

осадочном процессе. Более того, распространение растительности приводило к фиксации заселяемых ею поверхностей и сосредоточению механической эрозии главным образом в пределах впервые появившихся в карбоне долин с постоянными водотоками.

Накопление влаги на водораздельных площадях, резкое увеличение стока, а соответственно химического и физико-химического выноса вещества в условиях закрепленных растительностью поверхностей обусловили развитие элювия и формирование сложно построенных кор выветривания. Последние при благоприятных температурных, водных и геоморфологических параметрах могли завершать развитие латеритным горизонтом.

Итак, условия, благоприятные для латеритообразования (и специфического для него гипергенного рудообразования), в истории Земли возникли только на рубеже раннего и позднего палеозоя. Позднепалеозойские эпохи гипергенного рудообразования наиболее отчетливо проявились в западных районах СССР — на Русской плите, на Тимане и в Предуралье. Средне-позднедевонская эпоха рудообразования характеризуется появлением сублатеритной формации, включающей ряд месторождений высококачественных псевдоморфных бокситов, фосфоритов, редкоземельных элементов, а также прибрежно-дельтовых россыпей минералов титана, алмазов и других полезных ископаемых. В раннекаменноугольную эпоху дополнительно к перечисленным выше возникли угленосные формации, терригенная бокситоносная, элювиальная никеленосная, огнеупорных глин и др.

**Позднемеловая эпоха.** После периода суровой аридизации климата, охватившей обширные пространства Евразии, последовала позднемеловая эпоха гипергенного рудообразования. Начало ее следует относить еще к апт-альбу, т.е. к концу раннего мела, но расцвет, несомненно, приходится на первую половину позднего мела.

Гумидизация климатов совпала с бурным развитием покрытосемянной флоры. Эта растительность, будучи менее прихотливой, быстро расселилась практически на всей суше. Почвенный покров, закрепленный мощными корневыми системами древесной и особенно впервые появившейся травянистой растительности, способствовал накоплению влаги на водораздельных пространствах, интенсификации здесь процессов химического разложения пород и формирования площадных кор выветривания. Именно экспансия растительности на водоразделы привела к появлению новых модификаций рудогенерирующих обстановок, не связанных с лагунами, островной сушей, приморскими равнинами или склонами палеодепрессий, что имело место в предыдущие эпохи гипергенного рудообразования.

Рудогенерирующие процессы охватили водоразделы внутренних районов материков, где при благоприятных климатических параметрах в условиях расчлененного рельефа, закрепленного растительностью, на породах алюмосиликатного состава начали развиваться латеритные покровы. О их былом широком распространении свидетельствуют многочисленные находки продуктов переотложения. Это, например, "туруханские песчаники" вдоль западных склонов траппового плато Сибири, гальки псевдоморфных бокситов в Казахстане, на Алтае и в других районах.

Таким образом, позднемеловое корообразование (в отличие от любого другого более древнего) развивалось на огромных территориях, распространяясь в глубь континентов. Наиболее велики эти площади были на Украине, Среднем и Южном Урале, в Тургае, Казахстане, на Енисейском кряже, Алтае.

На наш взгляд, отнесение основной обширной эпохи корообразования на территории СССР к раннему мезозою, точнее, к позднему триасу—ранней юре, как это делают В.П. Петров и его последователи [2, 7], является ошибочным. Действительно, в позднем триасе—ранней юре на территории СССР существовали многочисленные районы угленакопления, приуроченные к тектоническим депрессиям различного размера. По обрамлениям многих таких депрессий (Волчанская, Люльинская на восточном склоне Урала, Нижне-Илийская в Казахстане и др.) в позднем триасе развивались маломощные ("зародышевые") латеритные бок-

ситоносные коры выветривания без промышленных месторождений бокситов. Одновременно на некоторых ультраосновных массивах Урала, также расположенных по обрамлению угленосных  $T_3$ — $J_2$  депрессий, возникали железорудные месторождения (например, на ультрабазитах западного обрамления Орской депрессии на Урале). Однако следует подчеркнуть, что все геологические материалы, включая и детальное изучение вещественного состава пород угленосных депрессий, свидетельствуют о полном отсутствии корообразования на обширных водораздельных пространствах триаса и юры, по сравнению с которыми площадь, занимаемая угленосными депрессиями, составляет менее 1%.

Весьма спорно и отнесение к юре каолинов, часто встречающихся на днищах угленосных депрессий. Подавляющее большинство геологов относит их также к юре (верхнему триасу), так как они залегают под осадками юры. В действительности же это весьма сомнительно.

Разберем этот вопрос на примере Ангреновского бурогоугольного месторождения в Средней Азии. Депрессия шириной до 9 км расположена в долине р. Ангрена, между Кураминским и Четкальским хребтами Южного Тянь-Шаня. Она выполнена угленосными отложениями нижней—средней юры. На окраинах депрессии угольные пласты выклиниваются. Сверху угленосные осадки перекрыты песчано-гравийными отложениями  $K_2$  [5].

В основании угленосного разреза обычно залегают кварцевые гравийные песчаники с вторичным существенно каолинитовым цементом. Иногда углистые глины и угли наложены непосредственно на гидратированные и обеленные эффузивы (кварцевые порфиры триаса, порфириты и их туфы верхнего палеозоя). Этот контакт и является наиболее интересным, так как позволяет однозначно установить время возникновения элювия: органическое вещество осаждалось на еще совсем крепкий, невыветренный эффузив, о чем свидетельствуют превращенные впоследствии в каолинитовую глину остроугольные обломки субстрата. Приповерхностная зона эффузивов (кварцевых порфиров) настолько переработана органическими кислотами, что по вещественному составу практически неотличима от перекрывающих ее осадочных, существенно кварц-каолинитовых глин. При этом полностью сохраняется структура материнских пород. В песчаных прослоях среди осадочных глин всегда отчетливо наблюдаются реликты угловатых каолинизированных зерен полевых шпатов, что однозначно свидетельствует о их первично-аркозовом составе.

Гумусовое вещество в виде тонких втеков и прожилков проникает в элювий. Крупные конкреции и отдельные кристаллы пирита и марказита одинаково рассеяны по обе стороны контакта.

Особо следует отметить, что, несмотря на тщательное обследование обрамления Ангреновской депрессии, нигде не удалось обнаружить каких-либо реликтов обеленного каолинитового элювия за границами угленосных отложений нижней юры. Это нельзя объяснить его последующим размывом. Кора выветривания на породах, обрамляющих депрессию, существует, но она имеет иное строение и состав. Здесь преобладают ожелезненные глинистые образования существенно гидрослюдистого и кремнисто-гидрослюдистого состава, местами карбонатизированные в более позднее время.

Нам представляется, что каолины Ангрена (как и других угленосных депрессий раннего мезозоя) возникли уже после отложения угленосных осадков под воздействием агрессивных вод, богатых органическими кислотами. Интересно, что еще в 1958 г. И.Н. Семашева [8] подробно с использованием термодинамики обосновала возможность образования каолинов Ангрена в процессе углефикации органического вещества. По мнению И.Н. Семашевой, каолинизация кварцевых порфиров пермо-триасового возраста и полевошпат-кварцевых пород юры началась в стадию торфообразования и закончилась к началу позднего мела.

Позднемеловая эпоха на территории нашей страны наиболее продуктивна.

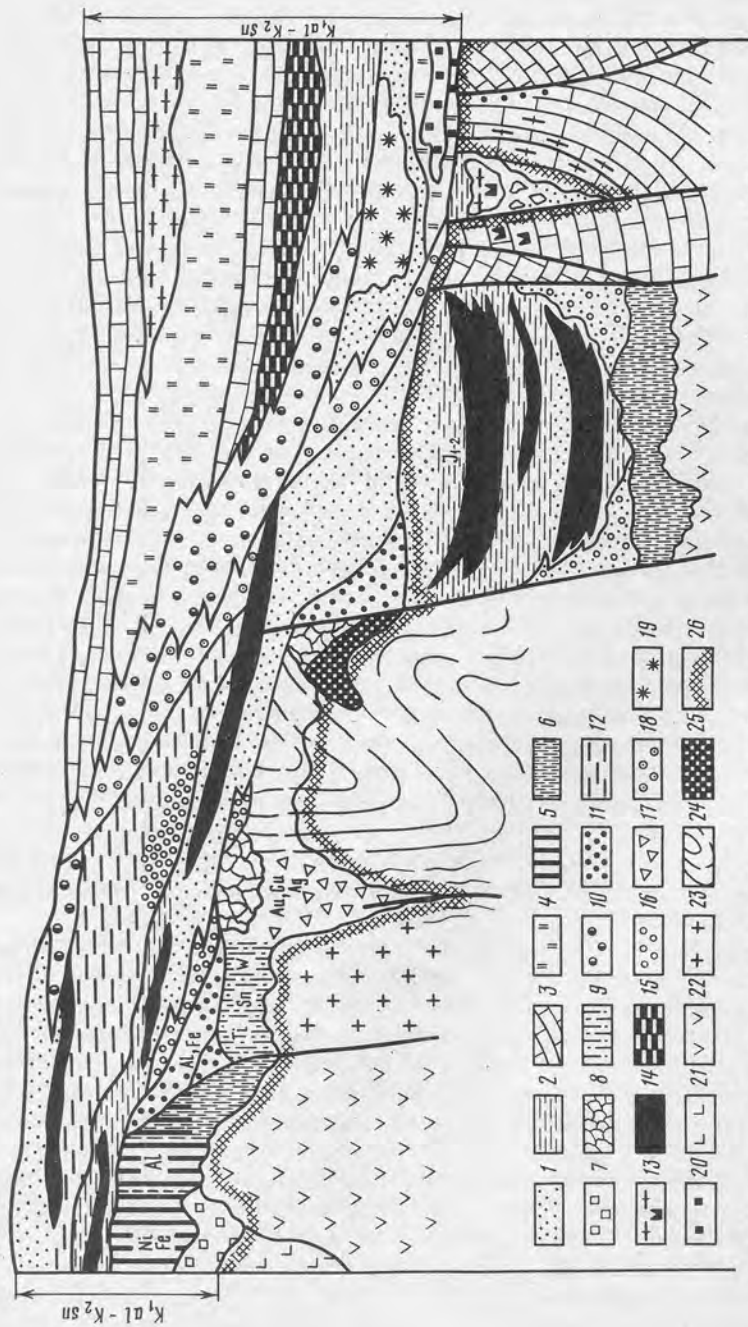


Рис. 2. Минерогенический разрез отложений позднемеловой эпохи экзогенного рудообразования на территории СССР

1—4 — отложения: 1 — песчаные, 2 — глинистые, 3 — карбонатные, 4 — кремнистые; 5—20 — рудоносные формации: 5—9 — гипергенные (5 — латеритные — железо, боксит, никель, марганец, фосфорит, 6 — каолиновые, 7 — бентонитовые, 8 — рудные шпалы, 9 — элювиальные россыпи), 10—18 — осадочные (10 — железные — оолитовые руды, 11 — бокситовые, 12 — каолиновые, 13 — фосфоритовые, 14 — угленосные, 15 — горючие сланцы, 16 — проluvальные россыпи, 17 — карстовые депрессии и месторождения, 18 — прибрежно-морские россыпи), 19 — вулканогенно-осадочные бентонитовые, 20 — гидротермально-осадочные (Mn, Cu, Pb); 21 — ультраосновные породы; 22 — основные породы; 23 — кислые породы; 24 — метаморфические породы; 25 — сульфидные руды; 26 — нижняя граница экзогенных образований эпохи

В ее минерагеническом разрезе (рис. 2) наряду с разнообразными гипергенными месторождениями широко распространены и руды иного экзогенного происхождения. Характерной особенностью этой эпохи является формирование бокситовых месторождений практически на всей территории СССР — от Украины до Дальнего Востока и от Средней Азии до обрамления Анабарского щита (далеко за полярным кругом). Это свидетельствует о существенном отличии палеогеографической обстановки от современной — отсутствии резко выраженной климатической зональности и особого температурного режима [5]. Кроме бокситов, для позднемеловой эпохи характерно формирование гипергенных месторождений никеля, кобальта, железа (рудные шляпы различного состава), элювиальных россыпей редких металлов, золота, а также каолинов, бентонитов. Синхронно с месторождениями, возникшими на суше и связанными с размытием либо деградацией элювия, в морях формировались гигантские месторождения железных руд (типа оолитовых железняков Колпашевского, Аятского и других железорудных бассейнов), фосфориты, прибрежно-морские россыпи и др.

Заслуживает пристального внимания проблема взаимоотношения угленосных и рудоносных экзо- и гипергенных формаций. Обычно подразумеваемая их синхронность при детальном литолого-фациальном анализе не подтверждается фактическим материалом. Наоборот, в каждом конкретном случае (районе) промышленное угленакопление следовало после основного этапа рудообразования. Этот вывод может оказаться основополагающим при прогнозной оценке территории на весь комплекс экзогенных полезных ископаемых (см. рис. 1).

**Олигоценая эпоха.** Основная масса месторождений, возникших в условиях поверхностного гипергенеза, приурочена к отложениям новейшего этапа развития Земли в олигоцен-четвертичное время и концентрируется в современной влажно-тропической зоне. Здесь в латеритных покровах сконцентрированы основные мировые запасы бокситов, окисных руд марганца, никеля, богатые (>60% Fe) руды железа, аллювиальные и прибрежно-океанические россыпи золота, алмазов, платины, касситерита, минералов титана, циркония и других полезных ископаемых.

На территории Советского Союза в этой единой позднекайнозойской эпохе гипергенного рудообразования обособляется региональная олигоценая эпоха, проявившаяся в умеренной и южной зонах — на Украине, Южном Урале, в Мугоджарах, Казахстане, Средней Азии, а также вдоль подножий хребтов Тянь-Шаня, Алтая и Саян. Развитые здесь гипергенные образования олигоценового возраста скорее можно отнести к группе иллювиальных кор, поскольку для них весьма характерно возникновение полных псевдоморфоз железа, кварца, реже кальцита по породам субстрата либо по более древним корам выветривания [5].

Однако есть все основания утверждать, что в олигоцене были широко развиты и собственно элювиальные образования, на что указывает обилие среди отложений этого возраста "высокозрелых" пород — каолиновых глин, глинистых маршаллитов, кварцевых песков с устойчивой против выветривания тяжелой фракцией. Олигоценый гипергенез часто накладывается на более древние элювиальные образования. В таком случае возникают сложно построенные профили неясного возраста. По интенсивности гипергенных процессов и обилию связанных с ними месторождений олигоценая эпоха рудообразования следует за позднемеловой. Ее минерагения разнообразна и характеризуется специфическим поведением ряда рудообразующих элементов.

В олигоцене на большей части территории СССР сохранялась характерная для начала палеогена повышенная геохимическая активность кремния. Он интенсивно мигрировал, особенно в верхних горизонтах элювиального профиля и за его пределами, образуя мощные окремнения, а в осадочных толщах — горизонты кремней.

Железо приобрело высокую геохимическую подвижность. Удивительно, что, казалось бы, максимально инертное в поверхностном гипергенезе трехвалентное

железо в олигоцене мигрировало, образуя иногда полные псевдоморфозы по кварцевым жилам, известнякам, цементируя верхние горизонты обеленных кор выветривания. Для олигоцена характерно формирование огромных месторождений оолитовых руд железа, большая часть которых имеет шамозит-гетит-гидрогетитовый состав.

Вследствие инертности алюминия и титана в отличие от поздне мелового в олигоцене элювии отсутствуют ультраосновные породы алюмогетитов. Именно эта особенность была положена в основу предложенного нами совместно с Л.Н. Фурмаковой нового способа поисков бокситов.

Особого внимания заслуживает поведение марганца. Мнение многих исследователей [5] об интенсивном выносе марганца из коры выветривания при ее формировании основано главным образом на анализе материалов по мезозойскому элювию. В гипергенезе кайнозоя поведение марганца существенно отличается. Практически повсеместно он концентрируется в верхних зонах кор выветривания и продуктах их переотложения, образуя примазки, корочки, бобовины. Они часто являются активными сорбентами различных элементов, особенно на площадях рудных ореолов. Скопления кобальтоносных марганцовистых бобовин вблизи ультраосновных массивов иногда приобретают промышленный интерес. В ряде случаев подобные бобовины содержат до 3—7% свинца и других элементов и могут служить поисковым признаком на скрытое коренное оруденение.

Итак, олигоценовая эпоха наряду с образованием собственно гипергенных месторождений ряда металлов (железа, марганца, никеля и др.) характеризуется формированием многочисленных прибрежно-морских россыпей минералов титана, циркония, мелких алмазов, а также осадочных месторождений железа, марганца, рудоносных лигнитов, каолинов, бентонитов и др.

Таим образом, в геологической истории нашей страны выделяются следующие крупные эпохи гипергенного рудообразования: позднепротерозойская, среднепозднедевонская, раннекаменноугольная, поздне меловая и олигоценовая. Именно в эти отрезки геологического времени были сформированы практически все промышленные гипергенные месторождения полезных ископаемых, непосредственно связанных с корами выветривания и продуктами их переотложения. Каждая из выделяемых эпох характеризуется специфическим комплексом гипергенных формаций и соответственно типом корообразующих процессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бронева В.А., Теняков В.А. К эволюции бокситообразующих процессов в фанерозое // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 108—120.
2. Бурмин Ю.А. Геология металлоносных кор выветривания. М.: Недра, 1984. 236 с.
3. Ипатов М.М., Костюк И.М. Диагностика континентальных перерывов в докембрии Воронежского массива (район КМА) // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии. М.: Наука, 1985. С. 51—73.
4. Михайлов Б.М. Принципиальные различия гипергенеза докембрия и фанерозоя // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984. Вып. 9. С. 35—43.
5. Михайлов Б.М. Формации рудоносных кор выветривания. Л.: Недра, 1986. 280 с.
6. Основные черты экзогенной минерализации СССР / Б.М. Михайлов, В.В. Вировец, Б.Ф. Горбачев и др. М.: Наука, 1984. С. 84—94.
7. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
8. Семашева И.Н. О процессах образования каолиновых глин на примере Ангрэнского буроугольного месторождения // Докл. АН СССР. 1958. Т. 128, № 2. С. 1175—1179.
9. Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 5—15.

К ВОПРОСУ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В историческом аспекте изучение процесса гипергенного изменения пород и формирование учения о коре выветривания, как и любого научного направления, развивалось на основе как противоречивых субъективных представлений, так и экспериментальных исследований и наблюдений.

У истоков учения о коре выветривания в нашей стране стояли В.В. Докучаев, В.И. Вернадский, К.Д. Глинка, А.Е. Ферсман, Б.Б. Полынов, И.И. Гинзбург. Вначале как отечественные, так и зарубежные ученые отождествляли понятие почвы и коры выветривания. В.В. Докучаев [12] считал, что выветривание любой породы идет параллельно с заселением ее растительностью и что почва есть естественно-историческое самостоятельное тело, как любая порода, минерал, растение и т.д., и должно изучаться прежде всего как таковое, что оно есть результат, функция взаимной деятельности следующих агентов-почвообразователей: грунта, климата, растительных и животных организмов, возраста и рельефа. Все они неравнозначны, но принимают равное участие при выветривании и образовании почвы. Следовательно, чтобы изучить почву, необходимо в историко-эволюционной последовательности исследовать деятельность этих агентов-почвообразователей. В.В. Докучаев, положив в основу диалектическое начало в подходе к изучению почвы как естественно-исторического тела, изменяющегося во времени и пространстве, подчеркнул многообразие условий и сложность его формирования.

Б.Б. Полынов [30] четко определил место почвы и коры выветривания, указав, что если кора выветривания это эпоха в жизни породы, то почва есть определенный момент этой эпохи. Он предложил ввести в петрографию понятие о породах выветривания, которые до этого или игнорировали, или относили к группе осадочных кластических пород.

В настоящее время благодаря всестороннему изучению процессов выветривания И.И. Гинзбургом, В.П. Петровым, Г.И. Бушинским, Д.Г. Сапожниковым, Ф.В. Чухровым, К.К. Никитиным, А.И. Перельманом, В.П. Казариновым, Ю.П. Казанским, А.В. Сидоренко, Б.М. Михайловым, Н.А. Лисицыной и многими другими учеными установлено, что на формирование пород коры выветривания оказывают влияние следующие основные факторы: 1) солнечная и космическая энергия, которая дает начало преобразованию материнского субстрата; 2) тектоника, создающая формы рельефа, зоны фильтрации и определяющая динамику эрозии, транспортировки и седиментации материала, положение рек, озер, морей, океанов и водоносных горизонтов; 3) климат, регулирующий во времени температуру, количество осадков, ветровую эрозию; 4) исходный субстрат, обуславливающий степень разложения и формирование минерального состава пород коры выветривания, а также характер их рудоносности; 5) органический мир, появившийся на поверхности Земли в определенный историко-геологический период и усиливший, а в некоторых случаях и изменивший геохимические условия формирования пород коры выветривания, особенно в верхних частях профилей, и приведший к появлению почвы.

На Земле по направлению с севера на юг выделяются полярный, умеренный, субтропический и тропический (экваториальный) климатические пояса со специфическими формами органического мира. Результатом взаимодействия факторов окружающей среды с субстратом в разных поясах является образование различных по минеральному составу пород коры выветривания.

Анализируя соотношение разновозрастных складчатых поясов докембрия и



фанерозоя, К.О. Кратц [19], И.К. Казаков [17] приходят к выводу, что период докембрийской и палеозойской истории земной коры континентального типа был охарактеризован полициклическим преобразованием единого суперконтинента Пангеи, определившим его расчленение на отдельные материковые массы. Следовательно, положение континентов не было однозначным в геологической истории Земли, а значит, базис эрозии и климатическая зональность, также менялись во времени [36].

Породы коры выветривания как самостоятельного природного историко-геологического тела есть продукт определенных химических реакций, связанных с конкретными термодинамическими условиями, сочетаниями элементов и соотношениями их масс. Породы коры выветривания отличны по условиям образования от всех известных групп пород — осадочных, метаморфических и магматических. Они образуются в результате выноса и перераспределения вещества первичных пород на поверхности Земли в континентальных условиях [2—4]. Поскольку породы коры выветривания каждого геологического периода развивались в различных климатических поясах, на различном исходном субстрате, при различном его геоморфологическом положении, то создавшиеся при этом геохимические условия были также различны.

В эволюционном аспекте эти различия обуславливались изменениями состава атмосферы, гидросферы, вулканизма, тектонической деятельности, составом субстрата, а также появлением и последующим развитием органической жизни на континенте. Б.С. Соколов [37] показал, что, хотя на рубеже 4,2 млрд лет назад и существовали живые гетеротрофные, способные к самозарождению, организмы, образование фотосинтезирующих механизмов у наиболее низкоорганизованных форм жизни, первоначально в водной среде, относится лишь к середине архея, т.е. к рубежу 3,7—3,5 млрд лет. Образование защитного озонового экрана, обеспечивающего переселение живых организмов на сушу, произошло около 400 млн лет назад. И лишь после заселения суши живыми организмами (растениями) становится возможным непосредственное влияние их на преобразование пород при гипергенезе. Присутствие почвы на континентах в ранние стадии развития Земли, на что указывают некоторые исследователи [41], не находит объективного подтверждения.

Возникающие в различных геохимических средах породы коры выветривания как по исторической вертикали, так и по горизонтали очень многообразны по минеральному составу. В этом прослеживается связь изменяющихся условий во времени и пространстве с минеральным составом и геохимией процесса образования пород коры выветривания.

В настоящее время, стремясь увязать данные о породах коры выветривания с учением о геологических формациях, геологи стали использовать понятие "формация коры выветривания" в очень широком смысле [16, 22]. В ее состав включают переотложенные породы коры выветривания и сопряженные с ними типично осадочные отложения — конгломераты, песчаники, бокситы, россыпи, которые по возрасту нередко значительно отличаются от пород коры выветривания. Назрела необходимость выделить собственно породы коры выветривания и создать их классификацию, объединив в группу "остаточных пород", которая имела бы равное значение с осадочными, метаморфическими и магматическими. Поскольку генезис остаточных пород коры выветривания является бесспорным и существует их большое многообразие по вещественному составу, классификация может быть осуществлена по минералого-геохимическому признаку.

В зависимости от геохимических условий формирования в профиле пород коры выветривания с той или иной четкостью всегда выделяются породы начального, промежуточного и конечного разложения исходного субстрата. При изучении пород коры выветривания важно выявление степени их эродированности. Последнее обычно восстанавливается по комплексу переотложенных пород коры

выветривания, если они не изменены последующими процессами диагенеза, эпигенеза, метаморфизма и др.

Породы коры выветривания следует называть по вхождению в их состав новообразованных минералов и с расположением преобладающего минерала в конце, перед словом "порода". Например, в полном профиле выветривания ультраосновных пород (пироксенит, перидотит, дунит и т.д.) необходимо классифицировать породы коры выветривания следующим образом (снизу вверх): остаточный дезинтегрированный перидотит (пироксенит и т.д.), остаточная керолит-нонтронитовая порода, остаточная никельсодержащая гетит-нонтронитовая порода, остаточная никельсодержащая гематит-гетитовая порода (охра); в полном профиле выветривания основных пород (габбро, диабаз, амфиболит и т.д.): остаточное дезинтегрированное габбро (диабаз и т.д.), остаточная хлорит-монтмориллонитовая порода, остаточная гетит-монтмориллонит-каолининовая порода, остаточная гетит-каолининовая порода, остаточная гетит-гиббсит-каолининовая порода, остаточная гетит-гиббситовая (бемитовая) порода (латерит); в полном профиле выветривания кислых пород (гранит, гнейс, кислые эффузивы и т.д.): остаточный дезинтегрированный гранит (гнейс и т.д.), остаточная гидрослюдистая (монтмориллонитовая) порода, остаточная гидрослюдисто(монтмориллонит)-каолининовая порода, остаточная каолининовая порода, остаточная каолинит-гиббситовая порода, остаточная гиббситовая порода (латерит). Классификация остаточных пород коры выветривания позволит проследить и наиболее полно отразить эволюционные гипергенные преобразования исходного субстрата и условия накопления в них рудного вещества от архея до кайнозоя.

В настоящее время в учении о коре выветривания оформились два направления. Первое — исходит из положения В.И. Вернадского о том, что в криптозое процессы выветривания ничем не отличались от современных. Это направление было развито в трудах А.В. Сидоренко [34], в которых говорится о принципиальном сходстве докембрийских и фанерозойских кор выветривания и их рудоносности, а также геохимических факторов гипергенеза (наличие кислорода в атмосфере, биологической жизни и др.) на всем протяжении геологической истории Земли.

Второе направление, развиваемое академиком А.Л. Яншиным и его последователями [40], рассматривает эволюцию гипергенеза и осадкообразования в тесной связи с необратимо направленными изменениями главных факторов корообразования (атмосферы, гидросферы, биосферы, субстрата и его тектоно-структурного положения) и осадкообразования и соответственно с изменениями минеральных ассоциаций и рудообразования в докембрийских и фанерозойских породах коры выветривания, а также типов осадков, осадочных пород и их ассоциаций во времени.

Во втором направлении намечились два подхода к эволюционному преобразованию пород при гипергенезе. Б.М. Михайлов [22] считает, что корообразование в ранние периоды развития Земли вообще отсутствовало, а началось только с выходом органической жизни на сушу, т.е. в начале позднего палеозоя (девона), и затем развивалось пульсационно-прогрессивно. Максимум рудообразования в корах выветривания, по его мнению, приходится лишь на мел—палеоген. Развиваемая автором другая точка зрения на процесс выветривания основана на диалектическом учении об эволюционном необратимо-направленном, прерывисто-поступательном развитии главных факторов гипергенеза на Земле, на изучении минералогии и геохимии конкретных профилей пород коры выветривания и их переотложенных продуктов различных регионов СССР в докембрии и фанерозое. При этом породы коры выветривания как "остаточные породы" выделяются в самостоятельную группу и рассматриваются как самостоятельные историко-геологические тела, изменяющиеся во времени в соответствии с изменениями среды их образования (атмосферы, гидросферы, биосферы, климата и др.).

Метаморфизованные позднеархейские—раннепротерозойские породы коры выветривания гранитов, гранодиоритов, гнейсов, кислых и основных эффузивов на Украинском, Балтийском щитах, КМА после "снятия" наложенных метасоматических процессов имеют преимущественно кварц-серицитовый (на кислом субстрате) и кварц-карбонатно-хлорит-биотитовый (на основном субстрате) состав. Реконструкция вещественного состава изохимически регионально метаморфизованных пород коры выветривания показала соответствие его кварц-гидро-слюдистым (или кварц-монтмориллонитовым) и кварц-карбонатно-монтмориллонит-хлоритовым неметаморфизованным их разностям [6]. Такая реконструированная минеральная ассоциация прослеживается и в неизмененных диагенетическими и эпигенетическими процессами, метаморфизованных переотложенных породах коры выветривания (конгломератах, песчаниках, сланцах).

Для развития подобной гипергенной минеральной ассоциации необходимо преобладание щелочной среды. Возникновение и сохранение в позднем архее—раннем протерозое таких геохимических условий выветривания, при которых вынос оснований, в частности калия, был замедлен и осуществлялась фиксация его коллоидами и разбухающими глинистыми минералами, обусловлено составом атмосферы, отсутствием на суше растительного мира и слабым водообменом в профилях пород коры выветривания. Отсутствие минеральных форм оксидного трехвалентного железа в составе пород коры выветривания свидетельствует о формировании их в восстановительных условиях, т.е. при отсутствии свободного кислорода или очень низком его содержании в атмосфере.

Относительно состава докембрийской атмосферы существует много различных гипотез, что, в свою очередь, порождает разные взгляды на окислительный или восстановительный тип докембрийского гипергенеза. Основные разногласия касаются присутствия свободного кислорода, преобладания углекислоты или других газов — метана, аммиака, азота и водорода.

Начиная с рубежа 3,0—3,5 млрд лет назад, по мнению большинства исследователей [1, 10, 15, 27, 31, 32, 35], в составе атмосферы преобладала углекислота. В отношении роли других газов мнения расходятся. А.Б. Ронов, Дж. Уолкер, М. Шоу, М. Озима, М. Шидловский отводят значительную роль азоту, А.П. Виноградов, Н.М. Страхов, Ю.П. Казанский — метану, аммиаку и азоту, М.А. Пешков [29], В.И. Молчанов [23], Г.Д. Холанд [31] — водороду, А.В. Сидоренко [35], М. Кимберли и др. [31, 41] считают обязательным наравне с азотом присутствие кислорода.

Возможность образования некоторых количеств свободного кислорода в архее в результате фотодиссоциации паров воды в верхних слоях атмосферы и расходование его на окисление атмосферных газов признается почти всеми исследователями. Появление заметных количеств свободного кислорода в атмосфере (т.е. возникновения парциального давления  $O_2$ ), согласно геологическим, а не расчетным данным, приходится на рубеж 1,8—2,0 млрд лет назад [27, 31, 32]. По мнению М. Шидловского [31], свободный кислород мог поступать в атмосферу лишь после того, как древние бассейны были очищены от двухвалентного железа, поступавшего с суши в результате выветривания пород, т.е. двухвалентное железо было окислено в бассейне кислородом, поставляемым одновозрастными автотрофами в процессе их жизнедеятельности.

На присутствии заметных количеств свободного кислорода в атмосфере на рубеже 3,0 млрд лет настаивали А.В. Сидоренко и его ученики на основании того, что в отложениях раннего докембрия (более 2,6 млрд лет) присутствуют главные типы гипергенных образований (метаморфизованные формации кор выветривания, осадочные породы и руды), практически не отличающиеся от более поздних аналогичных образований.

Г.Д. Холанд [31], признавая существование интенсивного химического выветривания около 3,0—3,5 млрд лет назад, склонен считать, что парциальное давление

свободного кислорода было значительно ниже 0,2 атм, поскольку сохранились обломочный уранинит, пирит и другие легкоокисляемые минералы. Последнее обстоятельство обычно объясняется отсутствием свободного кислорода в архейской и раннепротерозойской атмосфере [24, 31]. Некоторые исследователи, основываясь на актуалистическом подходе к изучению древнейших образований, считают уранинит и пирит в них диагенетическими [31, 41]. Кроме того, они [41] не нашли особых отличий железорудных формаций докембрия и фанерозоя. Это позволило им сделать вывод о невозможности использования таких данных для реконструкции состава докембрийской атмосферы. Не найдя отличий в характере распространения  $S_{org}$  в архее и фанерозое, они сделали заключение, что атмосфера современного типа существовала уже с архея.

А.Л. Яншин [39] неоднократно высказывал убеждение о невозможности использования концепции актуализма при изучении геологических процессов, имевших место в отдаленном прошлом Земли. М.И. Будыко, А.Б. Ронов и А.Л. Яншин [8] считают, что отсутствие материалов об изменениях какой-либо одной из компонент нельзя истолковывать как доказательство того, что изменения в составе атмосферы и процессов гипергенеза на протяжении докембрия и фанерозоя не существовали.

В.М. Оверчуком [26] на основании данных изотопного состава серы сульфидов из терригенных пород скелеватской свиты раннего протерозоя Криворожья показано, что окисление не было развито как в бассейне в период осадконакопления, так и в корях выветривания на континенте, с которого поступал материал. Поскольку породы коры выветривания в Криворожье формировались в позднем архее, а осадкообразование относится к началу раннего протерозоя, т.е. к рубежу 2,6—2,7 млрд лет, свободный кислород в атмосфере в количестве, способном вызвать окисление пород при выветривании, отсутствовал не только на рубеже 3,0 млрд лет назад, но и гораздо позже, на протяжении почти всего раннего протерозоя. Об этом свидетельствуют также отсутствие сульфат-иона [10, 24], высокие значения отношения  $FeO/Fe_2O_3$  в метаморфизованных и осадочных породах, наличие железо-марганцевых руд, что свойственно восстановительным условиям среды, так как в окислительных условиях геохимические пути железа и марганца расходятся [9]. Анализ отношения  $FeO/Fe_2O_3$  в исходном субстрате и докембрийских породах коры выветривания показал, что в позднеархейских—раннепротерозойских породах оно изменялось в широких пределах (7,8—1,0), но окисления двухвалентного железа не происходило. Забегая несколько вперед, отметим, что в позднепротерозойских породах коры выветривания это отношение изменялось от 1,6 до 0,12, что указывает на накопление оксидов и гидрооксидов трехвалентного железа, широкое развитие окисления при выветривании и соответственно увеличение содержания свободного кислорода в атмосфере.

Выветривание материнских пород в позднем архее—раннем протерозое не достигало стадии образования каолинита, оксидов и гидрооксидов трехвалентного железа, которые являются показателями кислых условий среды, а ограничивалось формированием щелочных сиаллитных, в основном хлоритовых, монтмориллонитовых и гидрослюдистых пород коры выветривания. Указания некоторых авторов [11, 18] на окислительный тип выветривания и наличие каолинита в породах коры выветривания этого периода и преобразование его при метаморфизме в серицит не подтверждается непосредственным изучением пород [5—7, 28], экспериментальными данными по метаморфизму глин и каолинита [13, 20], а также структурными особенностями самого минерала [14] и характером регионального изохимического (в отношении породообразующих компонентов) метаморфизма. Компактность и энергетическая жесткость решетки каолинита исключают вхождение крупного катиона калия и образование за его счет гидрослюды или серицита в условиях как эпигенетического, так и метаморфического изменения пород.

Каков же состав атмосферы, создавшей геохимические условия формирования позднеархейских—раннепротерозойских пород коры выветривания? Очевидно, что преобладание аммиака, метана и водорода или одного из этих компонентов вполне отвечает восстановительным и щелочным обстановкам выветривания и осадконакопления [15, 23, 31]. Однако для позднего архея большинство исследователей отдают предпочтение углекислоте по сравнению с другими газами. Это, в частности, подтверждается присутствием карбонатов и интенсивным вулканизмом, так как в газовых эманациях углекислота после водяного пара занимает ведущее место [24, 31].

Геохимическую модель гипергенного преобразования пород в позднем архее—раннем протерозое можно представить следующим образом. Имеющие кислую реакцию поверхностные воды, вступая во взаимодействие с магматическими либо метаморфическими породами, быстро нейтрализуются за счет высвобождения щелочных земель и щелочей. Вынос последних был замедлен из-за слабой контрастности морфоструктурных форм [33] и происходил с разной интенсивностью. Слабый водообмен увеличивал время взаимодействия раствора и породы, способствовал накоплению катионов и увеличению рН растворов, которые имели уже не кислый и нейтральный характер, а слабощелочной и щелочной. Преобразование материнского субстрата ограничивалось гидрослюдизацией, монтмориллонитизацией и хлоритизацией при условии снижения парциального давления углекислоты с глубиной. Эти изменения в значительной мере лимитировались процессами диффузионной кинетики, т.е. протекали очень медленно. Кроме того, если исходить из гипотезы раннего формирования протоокеанов [10, 24, 31], температура атмосферы, по-видимому, была невысока. В то же время раннее образование протоокеанов предполагает близкое к современному содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере благодаря так называемому буферному механизму, который обеспечивался бы силикатным равновесием морской воды [31]. При невысоком парциальном давлении углекислоты атмосферные осадки и поверхностные воды уже не обладали сильными кислотными свойствами и при взаимодействии с горными породами быстро приобретали щелочной характер. Экспериментальные данные С.А. Кашика и И.К. Карпова (1978 г.) показывают, что образование смешанно-слоистых минералов, гидрослюдов и монтмориллонитов происходит при парциальном давлении углекислоты значительно менее 0,1 атм и устойчивость их обусловлена еще более низким его значением. Состав позднеархейских—раннепротерозойских пород коры выветривания отвечает относительно низким значениям  $P_{\text{CO}_2}$ , и это может служить свидетельством в пользу модели М. Шидловского о близком к современному уровню давлении углекислоты в докембрийской атмосфере.

Позднепротерозойские породы коры выветривания, изученные в пределах Украинского кристаллического щита, Волго-Уральской и Белорусской антеклиз, а также в других районах, характеризуются появлением каолинита и значительных количеств гидрооксидов трехвалентного железа. Преобладающими минеральными ассоциациями в породах коры выветривания гранитов, гнейсов и мигматитов являются каолинит-гидрослюдистая; габброидов, основных эффузивов и амфиболитов — каолинит-монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, монтмориллонит-хлоритовая с переменным содержанием смешанно-слоистых минералов; гидрооксидов трехвалентного железа. В слабо метаморфизованных позднепротерозойских породах коры выветривания присутствуют гидрослюды почти без разбухающих межслоев, а также диктит и гематит [5].

Рассмотренные позднепротерозойские породы коры выветривания по составу отвечают смешанному геохимическому типу, переходному от щелочного сиаллитного (монтмориллонитового, хлоритового, гидрослюдистого) к кислому сиаллитному (каолинитовому), который формировался уже в более кислых средах и окислительных условиях, отличаясь большими интенсивностью преобразова-

ния и минеральным разнообразием. Присутствие значительных количеств минералов оксида и гидрооксида трехвалентного железа отражает увеличение в составе докембрийской атмосферы свободного кислорода, появление которого, как уже отмечалось, относится к рубежу 2,0—1,8 [27] или 1,8—1,6 млрд лет [21]. М.И. Будыко, А.Б. Ронов, А.Л. Яншин [8] приводят расчетные данные среднего содержания кислорода в атмосфере позднего протерозоя, которое весьма незначительно по сравнению с фанерозоем, но способно вызывать окисление двухвалентного железа при выветривании. По данным этих авторов, количество кислорода резко возрастает уже в раннем палеозое. Нельзя не согласиться с тем, что рост концентрации кислорода в атмосфере не только способствовал эволюции органического мира, но оказывал определенное влияние на формирование пород коры выветривания: создание и длительное сохранение окислительных условий, появление органического вещества на суше и как следствие устойчивость кислых сред при поверхностном изменении материнского субстрата.

Фанерозойские породы коры выветривания, изученные на Украинском и Балтийском щитах, в Волго-Уральской и Воронежской антеклизях, на Урале, в Казахстане, на Северном Кавказе, Сибирской платформе [2—4], в большинстве имеют как смешанный (гидрослюдисто-каолининовый, монтмориллонит-каолининовый, гетит-каолининовый, гиббсит-каолининовый и др.), так и мономинеральный (каолининовый, гиббситовый, гетитовый) состав. В раннефанерозойских породах коры выветривания (силур—девон—ранний карбон) появляются минералы свободного глинозема (гиббсит, бемит) и изредка образуются остаточные месторождения бокситовых и железных руд (КМА, Тиман, Урал). В позднефанерозойских породах коры выветривания (триас—палеоген) минералы оксидов и гидрооксидов алюминия, трехвалентного железа, марганца, хрома и других металлов развиты очень широко. Максимумы остаточных концентраций этих рудных компонентов характерны для мел-палеогеновых пород.

Палеозойские породы коры выветривания по минеральному составу могут быть отнесены как к сиаллитному (щелочному и кислому), так и к латеритному типу с преобладанием кислого сиаллитного (каолининового) типа. Мезозойские и кайнозойские породы коры выветривания могут быть отнесены к кислому (каолининовому) и латеритному (глиноземистому или железистому) геохимическим типам, причем оба типа были широко развиты.

Для формирования каолининовых пород коры выветривания требуется нейтральная и слабокислая, а для латеритных пород — стабильно слабокислая и кислая геохимическая среда. Это осуществлялось в результате интенсивного прогрессирующего развития от палеозоя к кайнозою органического мира на суше, что в значительной мере способствовало созданию устойчивых кислых вод, циркулировавших в породах коры выветривания, и выносу катионов оснований, а также кремнекислоты. Можно наметить связь эпох заметного увеличения количества кислорода в атмосфере и дальнейшего развития органического мира [8] с корообразованием определенного геохимического типа. Максимуму содержания кислорода в атмосфере, приходящемуся на раннекаменноугольный период, соответствует развитие в позднедевонских—раннекаменноугольных профилях латеритных пород коры выветривания (КМА, Тиман, Урал). Второй максимум содержания кислорода приходится на ранний мел, и вследствие этого — широкое развитие позднеюрских—меловых пород коры выветривания.

При изучении минерального состава в докембрийских и фанерозойских породах коры выветривания гранитов, гнейсов, мигматитов, габброидов, кислых и основных эффузивов отчетливо намечается его эволюция. От архея к кайнозою в породах коры выветривания количественно возрастают глинистые минералы, а с середины палеозоя, когда все большее значение стали приобретать коллоидно-дисперсные фазы, остаточные оксиды и гидрооксиды металлов и

новые минералы, отмечается и резкое качественное их изменение. Эволюция минерального состава пород коры выветривания обусловлена меняющимися во времени геохимическими условиями: от преобладающих в докембрии слабощелочных—нейтральных—слабокислых до устойчиво кислых в позднем фанерозе.

Количественная оценка процесса выветривания была дана путем расчета абсолютных коэффициентов выветривания (отношение определенных компонентов в породах коры выветривания к такому же отношению в исходном субстрате), предложенных И.И. Гинзбургом в 1946 г., а затем усовершенствованных им (1963 г.) и его учениками К.К. Никситиным и А.А. Глазковским [25]. Это, в частности, коэффициенты разложения —  $K_p$  (сумма  $R_2O_3/(RO+R_2O_3)$ ), окисления —  $K_o$  ( $Fe_2O_3/FeO$ ), аллитизации —  $K_a$  ( $Al_2O_3/SiO_2$ ) в докембрийских и фанерозойских породах коры выветривания.  $K_p$  в докембрийских и фанерозойских породах коры выветривания гранитов и гнейсов менялся соответственно от 1,2 до 15,0,  $K_o$  — от 0,8 до 9,0,  $K_a$  — от 1,2 до 2,5; в породах коры выветривания габброидов, основных эффузивов и амфиболитов  $K_p$  менялся от 1,5 до 66,0,  $K_o$  — от 0,8 до 80,0,  $K_a$  — от 1,2 до 3,0 в случае сиаллитного типа выветривания. Интенсивность выветривания в фанерозе в зависимости от субстрата увеличилась в 12,5—44 раза, окисления железа в 11—100 раз; аллитизации — в 2—2,5 раза. При латеритном выветривании эти показатели еще более увеличивались.

В заключение необходимо отметить следующее. "Остаточные" породы коры выветривания являются самостоятельными историко-геологическими телами, возникшими на месте, как продукт стадийного изменения любых исходных пород в поверхностных условиях под воздействием окружающей среды.

Основные факторы образования "остаточных" пород коры выветривания (атмосфера, гидросфера, органический мир, тектоника, субстрат) не были постоянными и эволюционно изменялись в геологической истории Земли, а следовательно, качественно и количественно менялись интенсивность преобразования исходного субстрата и минеральный состав пород коры выветривания.

Эволюция "остаточных" пород коры выветривания является закономерной в геологической истории Земли. Трудность при исследовании заключается в недостаточной изученности, особенно для докембрия, условий их образования (атмосферы, гидросферы, тектоники и др.). На современном уровне научных знаний о гипергенных процессах использование данных параметров среды для интерпретации минерального состава "остаточных" пород коры выветривания возможно лишь для отдельных континентальных перерывов кайнозоя.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беркер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция // Земля и Вселенная. 1966. № 4. С. 32—39.
2. Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 122 с.
3. Бобров Е.Т. Осадочные высокоглиноземистые породы мезозоя Русской платформы // Кора выветривания Русской платформы и их рудоносность. М.: Наука, 1982. С. 111—148.
4. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Восток и юго-восток Русской платформы // Додевонские коры выветривания Русской платформы. М.: Наука, 1969. С. 106—138.
5. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 84—103.
6. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования // Там же. С. 132—149.
7. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. К проблеме кор выветривания и диагенетических преобразований в архее—раннем протерозое // Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 45—51.
8. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. Изменения химического состава атмосферы в фанерозе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 3—13.
9. Вернадский В.И. Геосферы. История марганца. Энергия геосфер. Избр. соч. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 61—97.

10. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
11. *Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. М.: Недра, 1977. 268 с.
12. *Докучаев В.В.* Материалы к оценке земель Нижегородской губернии. СПб. 1886. Вып. 1. 132 с.
13. *Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И.* Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М.: Наука, 1972. 160 с.
14. *Звягин Б.Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 164 с.
15. *Казанский Ю.П.* Состав газов атмосферы как фактор докембрийского выветривания // Материалы Всесоюз. семинара "Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые". М.: ВИЭМС, 1975. С. 11—113.
16. *Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И.* и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 436 с.
17. *Козаков И.К.* Геотектонические следствия из анализа пространственного положения мобильных поясов докембрия и фанерозоя // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 88—95.
18. *Корякин А.С., Сафронов В.Т.* Опыт комплексного минералого-геохимического исследования метаморфизованных кор выветривания // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. Вып. 5. С. 61—96.
19. *Кратц К.О., Вревский А.Б., Платунова А.П.* О некоторых типах кратонов в докембрии // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 45—56.
20. *Лебедев В.И., Бельков Л.Н., Дьяконов Ю.С.* и др. Экспериментальный метаморфизм некоторых природных глин // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 9. С. 38—47.
21. *Мележик В.А.* Два генетических типа углеродистых отложений докембрия северо-востока Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 1. С. 186—189.
22. *Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. Л.: Наука, 1986. 238 с.
23. *Молчанов В.И.* Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 143 с.
24. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
25. *Никитин К.К., Глазковский А.А.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. 216 с.
26. *Оверчук В.М.* Генетические особенности пород и руд Криворожского бассейна по данным изучения сульфидов железа. Киев: Наук. думка, 1983. 136 с.
27. *Озима М.* История Земли. М.: Знание, 1983. 204 с.
28. *Пак А.И.* Эволюция кор выветривания в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 179—191.
29. *Пешков М.А.* Первые шаги жизни на Земле // Природа. 1970. № 10. С. 12-20.
30. *Польшов Б.Б.* Петрографическое понятие о почве и породах выветривания // Почвоведение. 1915. № 1. С. 37—61.
31. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 617 с.
32. *Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137—147.
33. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
34. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 3—14.
35. *Сидоренко А.В., Розен О.М.* Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. Вып. 5. С. 9—21.
36. *Синицин В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
37. *Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126—143.
38. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
39. *Янишин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 3—15.
40. *Янишин А.Л., Казанский Ю.П., Николаев И.В.* Проблема эволюции осадочного процесса // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 5—16.
41. *Retallack C., Crandstaff D., Kimberley M.* The promise and problems of precambrian paleosols // *Episod. Intern. Geosci. Newsmag.* 1984. Vol. 7, N 2. P. 8—12.



## РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЛАТФОРМ

Формирование кор выветривания определяется тремя главными показателями: температурой, влажностью и дренажем. Другие показатели, такие как состав, структура и текстура субстрата, геоморфологическая позиция и др., могут усиливать или ослаблять действие первых трех. Если температурный показатель полностью определяется интенсивностью солнечной инсоляции, то влажность и дренаж в значительной мере зависят от тектоники. Анализу этой зависимости и посвящена настоящая статья.

Влиянию тектонического фактора на размещение кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых многие исследователи придавали большое значение. Так, еще Н.М. Страхов [12], анализируя закономерности размещения месторождений бокситов и гипергенных железных руд во времени, обращал внимание на их связь с определенными структурными элементами земной коры — геосинклиналями, платформами и областями предшествующей складчатости. Ведущую роль тектоническому фактору в процессах бокситообразования отводил в своих работах Ю.К. Горецкий [7], разделявший эти руды по их связи с устойчивыми участками платформ, с подвижными участками платформ и геосинклиналями. Особого внимания заслуживает его соображение относительно связи мезо-кайнозойских бокситоносных образований с зонами перехода между тектоническими структурами высокого порядка: "В условиях устойчивых участков платформ бокситовые месторождения часто приурочиваются к зоне стыка областей поднятий и периферических частей синеклиз" [7, с. 32]. Значительно позже к аналогичному заключению пришел А.Г. Бакиров [2], который отмечал, что бокситы платформенного типа мезозойского и кайнозойского возраста локализовались преимущественно в зонах перехода от пенепленизированных складчатых сооружений палеозойского и отчасти докембрийского возраста к низменностям, выполненным кайнозойскими отложениями. Однако ни у того, ни у другого исследователя эта эмпирически установленная закономерность не получила должного объяснения и потому не применялась при прогнозных исследованиях на бокситы.

Значительным шагом вперед в разработке данной проблемы явилась работа Д.Г. Сапожникова [11], в которой он указывал на приуроченность латеритных кор выветривания к древним щитам и антеклизам, полагая, что продукты их преотложения в виде осадочных бокситов расположены на крыльях этих структур. Он впервые обратил внимание на связь бокситоносных образований со структурами более мелкого порядка как антиклинального, так и синклинального характера. Несколько позже, рассматривая факторы локализации бокситового оруденения периферии Мугуджар, Л.И. Киселев [8] указывал на его связь с платформой и на приуроченность латеритных кор выветривания к зонам глубинных разломов. Аналогичная связь латеритных кор выветривания с разломами установлена Н.И. Архангельским [1] на восточном склоне Урала. При этом он отмечал, что отсутствие разрывных нарушений в отрицательных структурах привело к формированию кор выветривания малой мощности. Широкое развитие кор выветривания на восточном склоне Урала, даже в пределах крупных положительных структур, как считает Н.И. Архангельский, обусловлено слабым проявлением тектогенеза.

Итак, определяющая роль тектоники в формировании кор выветривания сомнений не вызывает. В то же время использование той или иной эмпирически выявленной закономерности при прогнозировании полезных ископаемых эффективно лишь в том случае, если полностью раскрыт ее механизм.

Поскольку тектонические процессы являются отражением эндогенных сил, а коры выветривания — образования экзогенные, необходимо найти переходное звено, объединяющее их. Таким звеном, по нашему мнению, может служить рельеф и определяемые им интразональные климаты.

Известна определяющая роль тектонического фактора в образовании крупных морфоструктурных элементов, которые являются одним из главных компонентов в создании на поверхности благоприятных условий для формирования кор выветривания по двум показателям — по влажности и дренажу. Установлено, что формирование кор выветривания при прочих равных условиях идет тем интенсивнее, чем выше среднегодовое количество осадков. Наиболее зрелые, латеритные коры возникают при среднегодовой температуре более  $+20^{\circ}\text{C}$  в зонах с осадками свыше 1200 мм/год. Увеличение количества осадков в том или ином районе суши климатологами объясняется тем, что на пути движения влажных ветров встречаются возвышенности, создающие восходящие потоки воздуха и вызывающие тем самым подъем облаков в более высокие и холодные слои атмосферы. При этом происходит конденсация влаги и возникают так называемые осадки предвосхождения.

Формирование и размещение латеритов в тропическом поясе Земли в связи с влиянием рельефа на возникновение осадков предвосхождения рассматривались нами ранее [10]. Здесь мы проанализируем геологические причины, обуславливающие оптимальные условия формирования латеритных кор выветривания как наиболее зрелых, с которыми связано образование бокситов и других полезных ископаемых.

Прежде всего определим значение понятия "аномально влажные зоны" — это участки суши, в пределах которых выпадает в год более 1200 мм осадков. Именно в этих зонах при соответствующих температурных и орографических условиях в массовых масштабах образуются минералы свободного глинозема. Общая площадь зон составляет около 25% суши. Анализ климатической карты на орографической основе свидетельствует о том, что аномально влажные зоны возникают при встрече влагонесущих океанических ветров с региональными уступами в рельефе либо при вхождении этих ветров в крупные, хорошо выраженные речные долины. В первом случае аномалии вытянуты вдоль фронта регионального уступа, и потому предлагается называть их *фронтальными*, во втором — они полностью соответствуют форме долины и, следовательно, логично называть их *долинными*.

Наиболее значительные фронтальные аномалии влажности нашей планеты расположены в приуступной части восточной периферии Гвианского и Бразильского плоскогорий в Южной Америке, вдоль западной периферии плато Декан в Индии и Фута-Джаллон в Западной Африке, вдоль южных отрогов Гималаев на западной окраине п-ова Индокитай, у западных склонов Кордильер вблизи Аляски и в некоторых других районах.

На Земле самой крупной аномалией влажности долинного типа является аномалия, соответствующая бассейну р. Амазонки, в пределах которой среднегодовые количества осадков колеблются от 2000 до 4500 мм. Менее значительны, но достаточно хорошо выражены аномалии влажности в долинах рек Магдалены (Южная Америка) и Миссисипи (Северная Америка).

Аномальная влажность может быть свойственна и островной суше, если она расположена в пределах океанских акваторий с большим количеством среднегодовых осадков (острова Юго-Восточной Азии).

Происхождение и региональных уступов в рельефе, и крупных долин типа Амазонской связано с тектоническими движениями. Региональные уступы возникают обычно по разломам в зонах перехода между структурами высокого порядка и разного знака, прежде всего между континентами и океанами. Такого рода уступы образуются на переходе краевых прогибов в складчатые сооружения, как это наблюдается на южной периферии Гималайской складчатой области (рис. 1, Л). Возникают

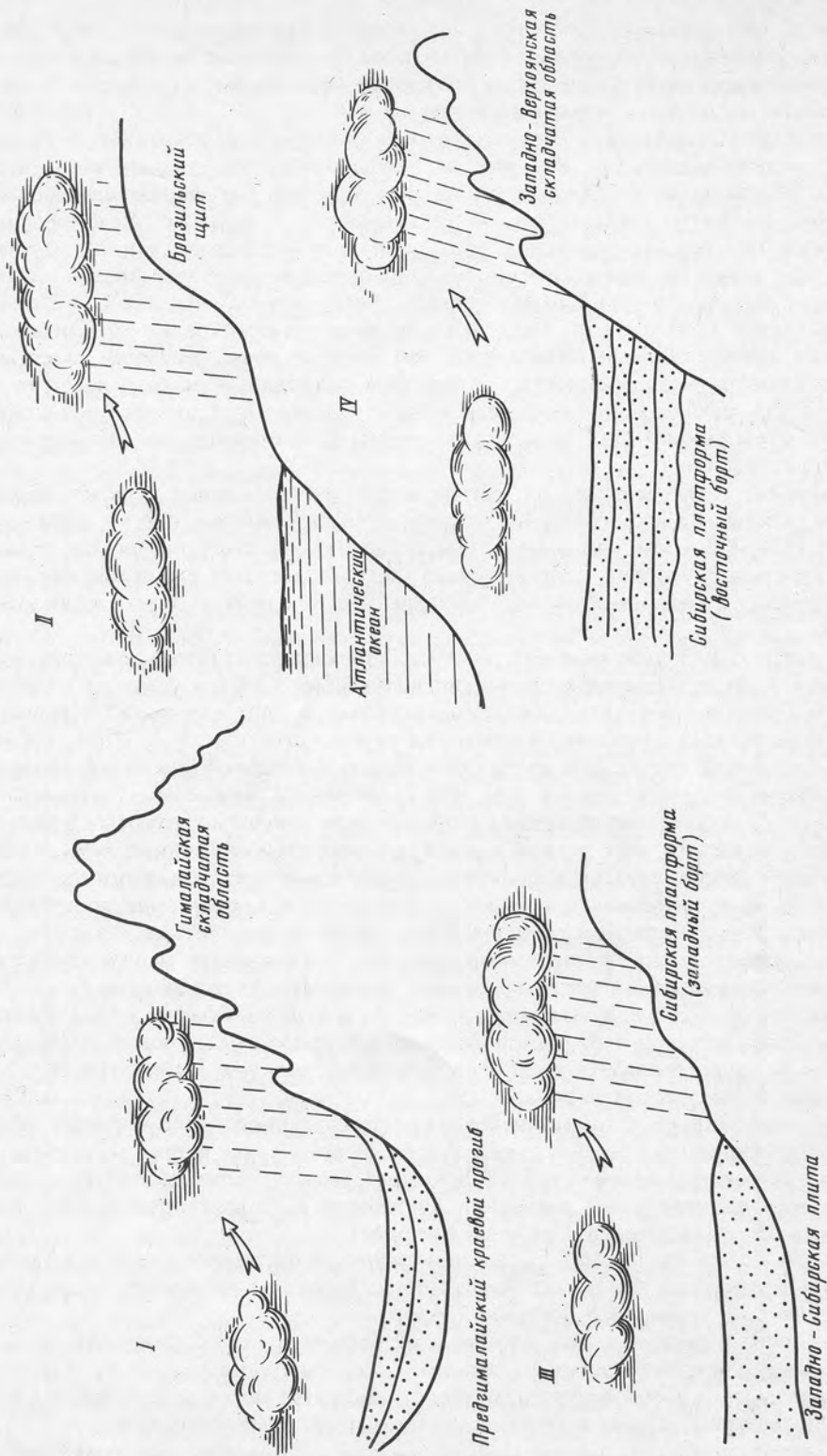


Рис. 1. Принципиальная схема образования фронтальных аномалий влажности у региональных уступов в зонах сочленения различных тектонических структур

они также в местах перехода щитов в океан: Бразильского, Гвианского, Либерийского и Южно-Африканского в Атлантический океан (см. рис. 1, II), Восточно-Африканского, Индийского и Западно-Австралийского щитов в Индийский океан. Известны и другие варианты сочетания тектонических структур, обуславливающие формирование региональных уступов в рельефе: переход молодой платформы (Западно-Сибирская плита) в древнюю (см. рис. 1, III), древней платформы (Сибирской) в складчатое сооружение (Верхоянскую геосинклиналь, см. рис. 1, IV).

Поскольку в Сибири нет влажных муссонных ветров, отсутствуют и аномально влажные зоны в названных выше регионах. Тем не менее и в приуступной части траппового плато западной окраины Сибирской платформы, и в передовых грядах Верхоянской складчатой области среднегодовое количество осадков в 2—3 раза выше, чем на прилегающих сниженных территориях [6]. Вероятно, помимо перечисленных, есть и другие сочетания тектонических структур, при которых образуются уступы в рельефе, а следовательно, могут возникать аномально влажные зоны, способствующие активному развитию кор выветривания.

Наиболее крупные долинные аномалии влажности приурочены к тектоническим депрессиям типа синеклиз (Амазонской, Паранской и др.). Их образование несколько более сложно, чем фронтальных аномалий, так как здесь имеется как минимум два ограничивающих элемента, а то и три, как в случае с Амазонской аномалией. С севера и юга эта аномалия ограничена Гвианским и Бразильским плоскогорьями, а на западе — Андами. Эти морфоструктуры соответствуют щитам (Гвианскому и Бразильскому) и тихоокеанской Андийской геосинклинали, а аномалия влажности расположена на территории Амазонской синеклизы.

Таким образом, возникновение аномально влажных зон обусловлено сочетанием разнородных тектонических структур, создающих либо региональные уступы в рельефе, либо "ловушки" типа Амазонской впадины, встающие на пути постоянно действующих влажных ветров.

Роль дренажа при формировании кор выветривания рассматривалась многими исследователями, которые едины во мнении — чем активнее дренаж, тем интенсивнее идут процессы выветривания. Во многих случаях установлена прямая связь зрелых и незрелых кор выветривания [13, 14]. Особенно детально этот вопрос рассмотрен в работе Ю.Ю. Бугельского [5], который выделил в зависимости от интенсивности водообмена четыре зоны, определяющие образование различных по мощности и вещественному составу кор выветривания.

Наиболее общее положение заключается в том, что на поверхности пенепленизированных низменных равнин вследствие слабого дренажа развиваются маломощные и слабо зрелые продукты выветривания, в то время как на территориях, испытывающих подъем и разделенных эрозией сетью на останцовые формы рельефа, размещаются зрелые коры. Впервые это четко сформулировано В.Н. Разумовой и Н.П. Херасковым (1963 г.). В то же время наличие останцовых форм рельефа еще не гарантирует широкого развития латеритных кор выветривания (при соответствующем климате). Для этого необходимо, чтобы останцы имели сравнительно небольшие размеры. Лишь при этом условии латериты образуются в виде сплошного покрова. Еще в работе К. Фокса [13] приводятся данные по Индии, из которых следует, что особенно мощные зоны латеритизации, представленные бокситами, возникают близ уступов останцовых форм, а в глубине их развиваются сиаллитные продукты. Аналогичная ситуация наблюдается на латеритонесущих останцах о-ва Мадагаскар. Здесь по периферии останца сформировались богатые глиноземом и бедные железом латериты, тогда как в центральной его части они высокожелезистые и бедные глиноземом.

Очень показательные в этом отношении материалы получены автором (1981 г.) по Западной Якутии, где на останце Дабаан площадью 1,2 км<sup>2</sup> обнаружена латеритная кора выветривания с бокситами мощностью до 48 м. На расположенном непосредственно к югу плато Туман-Кюель (площадью 130 км<sup>2</sup>), частью которо-

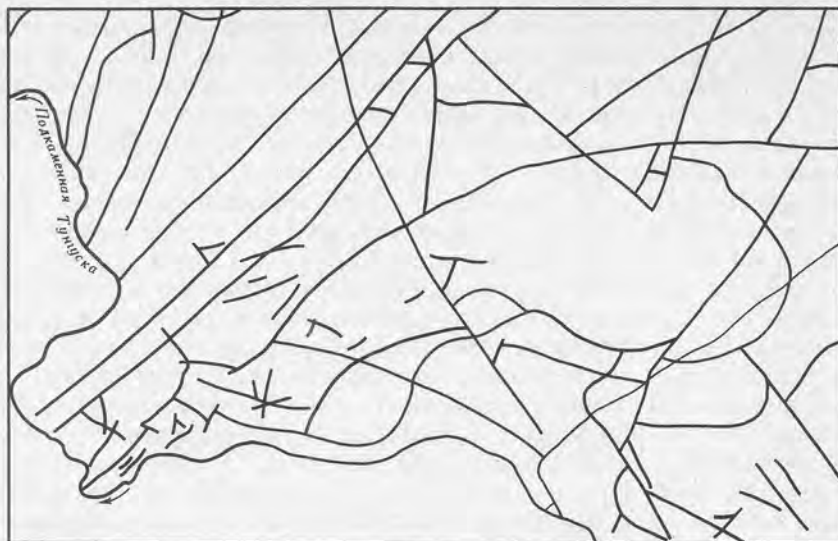


Рис. 2. Схема разрывных нарушений разного порядка, установленных по данным геофизических исследований и бурения в Приенисейском бокситоносном районе (юго-запад Сибирской платформы)

го является останец Дабаан, рядом скважин вскрыта структурная кора выветривания по долеритам, представленная галлуазитовой глиной с гетитом.

Таким образом, наличие останцового рельефа — одно из важнейших условий глубокой переработки пород субстрата в коре выветривания. Она осуществляется либо на всей поверхности субизометричных мелких плосковерхих останцов, площадь которых не более  $9 \text{ км}^2$ , либо в периферических частях крупных останцовых форм. При этом ширина таких периферических частей не превышает  $1,5\text{--}2 \text{ км}$ . Есть и третий вариант существования форм рельефа, на поверхности которых развиваются латеритные коры выветривания, — это останцы шириной около  $3,0 \text{ км}$  (длина их может быть как угодно велика). Такой тип останцов, перекрытых сплошным плащом латеритных бокситов, известен, в частности, на севере Австралии на плато Митчел [15]. При ширине около  $3 \text{ км}$  они имеют протяженность до  $10 \text{ км}$  и более.

Как известно, останцовый рельеф особенно активно формируется в краевых частях плато, в их приуступной части, иными словами, в зоне перехода положительной морфоструктуры к отрицательной или более низкого уровня. В этом отношении весьма показательное строение Тунгусского траппового плато, во внутренних частях которого, несмотря на интенсивную эрозийную деятельность, останцовые формы имеют колоссальные площади (сотни и тысячи квадратных километров), и лишь в краевых его частях наблюдаются многочисленные останцы площадью в первые квадратные километры. Тунгусское трапповое плато практически со всех сторон ограничено региональным уступом, являющимся порождением тектонических процессов. Плато соответствует Тунгусской синеклизе, которая испытала на границе палеозоя и мезозоя полную инверсию и развивается как положительная структура до настоящего времени. На западе она граничит с молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плитой, испытавшей в мезозое и кайнозое последовательное опускание, а на востоке — с Анабарской антеклизой, которая явно отставала по темпам поднятия от синеклизы. В результате по периферии Тунгусской синеклизы возникли зоны разломов, что нашло отражение в образовании региональных уступов, ограничивших положительную морфоструктуру — Тунгусское трапповое плато. Таким образом, тектонические процессы не только сформировали плато как морфоструктуру, но также способствовали

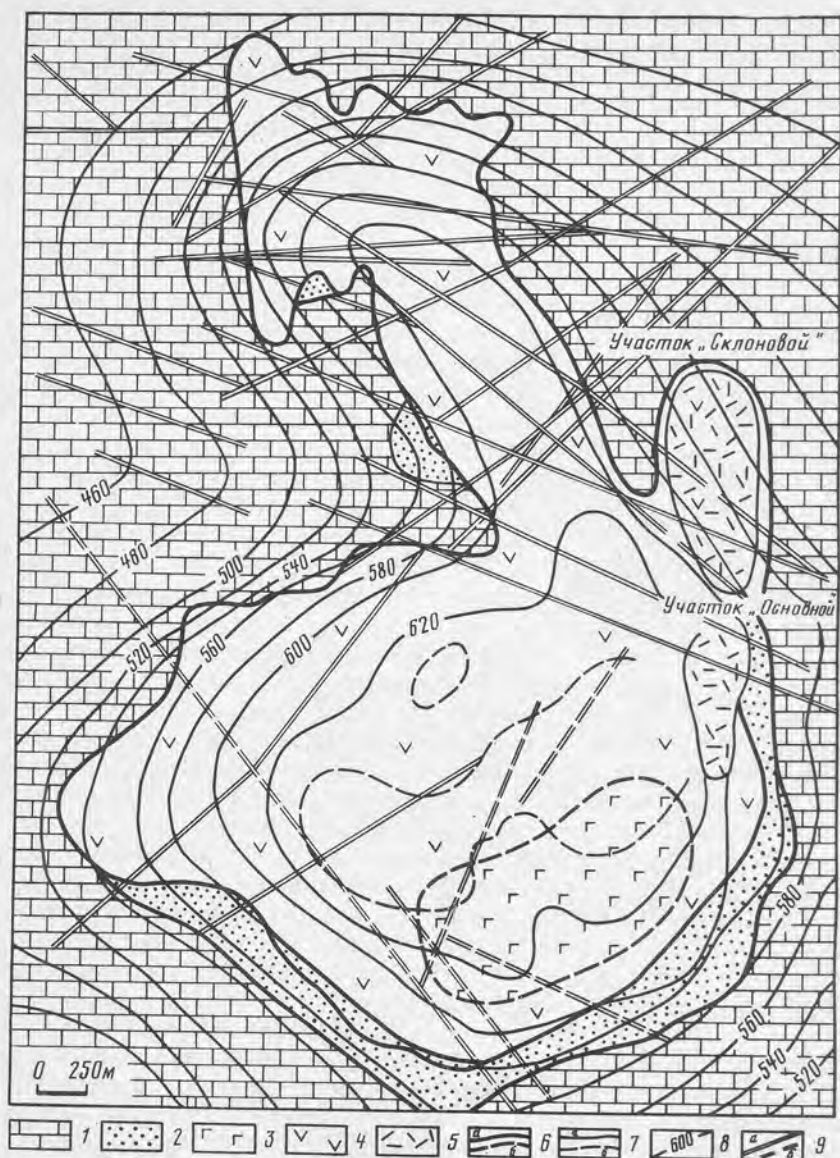


Рис. 3. Геологический план проявления бокситов Кюндз (восточная окраина Тунгусского траппового плато)  
 1 — известняки, доломиты (O<sub>1</sub>o1); 2 — песчаники, алевролиты (P); 3 — базальты (P—T<sub>1</sub>);  
 4 — долериты (vBT<sub>1</sub>); 5 — латеритные коры выветривания; б — геологические границы: а — досто-  
 верные, б — предполагаемые; 7 — границы развития латеритных кор выветривания: а — достоверные,  
 б — предполагаемые; 8 — горизонталы (в м); 9 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые

ограничению ее региональными уступами и возникновению в периферических частях останцового рельефа.

К этому следует добавить, что разрывная тектоника, способствующая возникновению трещиноватости в породах, особенно активна в тех зонах перехода между структурами, где имеются региональные уступы и останцовые формы рельефа.

Именно такая картина наблюдается в зоне перехода Сибирской платформы в Западно-Сибирскую плиту, где, по данным геофизического исследования и бу-



- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 
- 12 
- 13 

рения, установлено большое количество дизъюнктивов, ограничивающих блоки разных размеров (рис. 2). Здесь выявлены зоны разломов, которые, по мнению Г.Г. Ремпеля [9] предопределили размещение бокситоносных образований в Приенисейском районе. Восточнее этого региона в теле Сибирской платформы отмечаются лишь редкие нарушения. Породы восточного борта Тунгусской синеклизы, соответствующего приуступной зоне Тунгусского траппового плато, где широко развиты останцовые формы рельефа, разбиты многочисленными нарушениями (рис. 3). На прилегающем крыле Анабарской антеклизы дизъюнктивы лишь единичны.

Интенсивная раздробленность пород в зоне перехода Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы послужила одной из причин того, что здесь широко распространены латеритные коры выветривания с бокситами (проявления Дабаан, Кюндэ, Тааннах и др.), а также карстовые депрессии различного типа.

Аргументом в пользу такого заключения может быть схема размещения главных месторождений бокситов мира (рис. 4), связанных с корами выветривания латеритного типа. Как видно на схеме, подавляющее число месторождений, содержащих основные мировые запасы бокситов, расположено в краевых частях щитов либо в переходных зонах от этих щитов к окаймляющим их антеклизам (Южная Америка, Западная и Восточная Африка, Мадагаскар, Индия и Австралия). Значительное их количество находится по периферии альпийской и тихоокеанской геосинклиналей (Венесуэла, Ямайка, Греция, Италия, острова Юго-Восточной Азии), герцинской геосинклинали (США, Испания, Франция, Восточная Австралия) и других тектонических структур.

Таким образом, роль тектонического фактора в процессах образования кор выветривания сводится к следующему.

1. Тектонические структуры высокого порядка являются основой возникновения морфоструктур, чьи элементы (региональные уступы, крупные долины) определяют формирование фронтальных и долинных аномалий влажности, в пределах которых интенсивно развиваются коры выветривания.

2. Зоны перехода между разнородными морфоструктурами (тектоническими структурами) характеризуются массовым развитием останцовых форм рельефа, на поверхности которых выветривание происходит особенно интенсивно благодаря активному дренажу.

3. В зонах перехода между тектоническими структурами образуются разрывные нарушения и тектоническая трещиноватость, которые также определяют активный дренаж при выветривании.

Итак, установленная эмпирически закономерность относительно приуроченности месторождений латеритных бокситов к зонам перехода между тектоническими структурами [7] получила конкретное объяснение. В результате становится очевидным, что она должна быть использована при региональных работах по прогнозированию полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

*Рис. 4.* Схема размещения мезо-кайнозойских бокситовых месторождений относительно тектонических структур. Составлена по материалам Ю.К. Горецкого [7], И. Валентон (1974 г.), Д. Бардоши [3], тектоническая основа В.В. Белоусова [4]

1 — щиты; 2 — склоны щитов и антеклизы древних платформ; 3 — синеклизы древних платформ; 4 — каледонские геосинклинали; 5 — герцинские геосинклинали; 6 — эпипалеозойские платформы с осадочным чехлом; 7 — киммерийские геосинклинали; 8 — срединные массивы; 9 — передовые прогибы киммерийского орогена; 10 — альпийские и тихоокеанские геосинклинали; 11 — альпийские и тихоокеанские передовые прогибы и парагеосинклинали; 12 — границы неотектонического орогена и рифтового пояса; 13 — бокситовые месторождения



1. *Архангельский Н.И.* О возрасте, составе и тектоническом размещении латеритного элювия на восточном склоне Урала // Латериты. М.: Недра, 1964. С. 120—128.
2. *Бакиров А.Г.* О наиболее общих закономерностях локализации бокситов платформенного типа // Тр. СНИИГГиМС. 1971. Вып. 126. С. 31—34.
3. *Бардоши Д.* Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 455 с.
4. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
5. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
6. Географический атлас. М.: ГУГК, 1982. 238 с.
7. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений // Тр. ВИМС. Н.С. 1960. Вып. 5. 256 с.
8. *Киселев Л.И.* Факторы локализации бокситового оруденения периферии Мугоджар // Вестн. КазССР. 1963. № 3. С. 70—75.
9. *Ремпель Г.Г.* Задачи и методика геофизических исследований при выявлении месторождений латеритных бокситов в западной части Сибирской платформы // Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 131—135.
10. *Родин Р.С., Филатов В.Ф.* Условия образования и размещения латеритов в тропическом поясе Земли и локализация областей бокситообразования на Сибирской платформе // Минералогия зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 174—180.
11. *Сапожников Д.Г.* К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 139 с.
12. *Страхов Н.М.* Железорудные формации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 265 с.
13. *Fox C.S.* Bauxite and aluminous laterites. L., 1932. 32 p.
14. *Grubb P.L.C.* Critical factors in genesis and grade of some residual bauxite // Econ. Geol. 1963. Vol. 58, N 8. P. 1267—1277.
15. *Grubb P.L.C.* Mineralogy, geochemistry and genesis of the Gove and Mitchell plateaux, Northern Australia // Miner. deposita. 1970. Vol. 5, N 3. P. 248—272.

УДК 551.4:551.311.231:551.8:553.2.068:553.3(470.5)

*А.П. Сигов*

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

**Литоморфность рельефа.** Л. Кинг [3], формулируя тезис о важном значении физических свойств горных пород при рельефообразовании, не учел, что именно климат обусловил образование древних, преимущественно рыхлых кор выветривания в отличие от твердых исходных пород. В этих условиях продольные профили рек и уступы рельефа сильно выполаживаются, а регрессивная эрозия рек и попятное продвижение "уступов" (здесь — слабо выраженных) резко ускоряются. Тут относительно быстро будет уничтожена прежняя денудационная поверхность и возникнет новая — почти равнина, иначе — *пенеплен*. Наоборот, в умеренно-холодном климате, где подобная кора выветривания отсутствует, возникновение нового рельефа будет замедленным, расчлененность рельефа останется значительной при широком развитии скальных обнажений и получится *поверхность врезаания*. Описан еще один тип рельефа — сглаженные обширные каменистые поверхности, увенчанные останцовыми холмами и горами. В засушливых частях Африки этот рельеф был объяснен [1] как продукт повторных изменений климата: глубоко выветрелые образования гумидных эпох сносились в течение следующих за ними аридных эпох. Такую поверхность М. Эден [6] рассматривает как откопанную базальную поверхность выветривания. Именно за ней следует закрепить название *педиплен*. Имеется попытка аналитического моделирования продольных профилей рек и скорости регрессивной эрозии с учетом физических свойств пород их ложа [4]. Для регрессивного продвижения склонов математическая модель пока не предложена.

Объективная реальность древних пенеппленов вытекает из правила их диагностики. Если сохранился почвенный слой (кора выветривания), то сохранилась и синхронная ему поверхность выравнивания (в данном случае пенепплен). Хотя не все ученые отождествляют кору выветривания с почвенным слоем, по классическому определению В.В. Докучаева, следует различать под почвой исключительно только дневные или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), которые были естественно изменены взаимным влиянием воды, воздуха и организмов — живых или мертвых [2].

**Главные типы кор выветривания.** Пенеппленам отвечают коры выветривания, среди которых выделены каолиновый и латеритный типы. Каолинит образуется в результате гумидного выветривания, в кислой среде, при наличии органических кислот. Этому благоприятствует развитие водоемов и болот, богатых гумусом. В таких водоемах каолинит отлагался даже при поступлении в них продуктов размыва монтмориллонитовой и нонтронитовой кор выветривания. Кору выветривания каолинового типа образовались в юре, мелу, олигоцене. На Урале они изучены и закартированы на многих площадях.

Относительно генезиса латеритов мнения расходятся. По В.В. Щербине [5], латериты образуются преимущественно за счет глинозема основных горных пород при высокой среднегодовой температуре, относительно сухом климате, когда преобладает щелочная среда, подвижен кремнезем, а органические кислоты противопоказаны. Другие ученые считают латериты продуктом очень теплого климата с большим количеством атмосферных осадков. Согласование этих точек зрения (водобильность и щелочная среда) возможно только при допущении сезонной неравномерности в распределении осадков: короткие ливневые сезоны при преобладающе засушливом климате.

Латеритная кора выветривания триаса описана в Орском Урале близ Гайского месторождения. Она развита на базальтовых порфиритах и спилитах. В верхней гиббсит-каолиновой зоне содержание свободного глинозема составляет 20—42%. На этой же площади углисто-кремнистые сланцы покрыты безгиббситовой корой выветривания.

Нижнемеловая латеритная кора выветривания описана нами по Соколовскому карьеру близ г. Каменск-Уральского. Здесь на базальтовых порфиритах триаса в глинистых продуктах выветривания присутствует от 6 до 47% свободного глинозема, а новообразованные конкреции с чередованием концентров кварца и бурого железняка свидетельствуют о подвижности кремнезема. Тут латеритизация протекала также селективно.

Для всего умеренного пояса СССР после олигоцена ухудшаются климатические условия и прекращается образование как латеритной, так и каолиновой кор выветривания. В миоцене существовал семиаридный климат и формировались красноземы, а в плиоцене—четвертичном периоде — умеренно-холодный климат и развито лишь физическое выветривание.

**Древняя речная сеть.** Важный элемент пенеппленизации — речные долины. Первоначально при отсутствии коры выветривания реки разрабатывали литоморфные долины в более слабых породах, поэтому среди них преобладали продольные, согласные с простиранием пород, это так называемые эрозионно-структурные депрессии мезозоя Урала. В дальнейшем изотропный фон коры выветривания создавал условия для кардинальной перестройки речной сети при тектонических подвижках.

**Литологические типы отложений.** Как образуются продукты размыва каолиновой коры выветривания? Допустим, что субстратом, на котором образовалась кора выветривания, были граниты, вмещающие серию кварцевых жил. При выветривании граниты за счет полевых шпатов дают каолиновую глину, в которой распределены зерна инертного к выветриванию кварца. Кварц жил подвергается только механическому разрушению. Таким образом, в сферу размыва поступит такой

материал: обломки жильного кварца, которые образуют галечники, зерна кварца гранитов, образующие кварцевый песок, и тонкие чешуйки каолинита — материал для создания осадочных каолиновых глин. Простота минерального состава и разноразмерность материала способствуют осадочной дифференциации. При этом селекция галечников, песчаной и глинистой фракций обусловит нахождение практически почти всего комплекса устойчивых тяжелых аксессуаров в совершенно незначительном объеме галечников. Именно так образовались богатые россыпи уральских пенепленов, а также месторождения каолиновых огнеупорных глин и кварцевых стекольных и формовочных песков в благоприятных условиях естественной отсадки. При ином субстрате, например основных изверженных породах, в коре выветривания мог образовываться монтмориллонит. Поступая в водоемы, богатые гумусовыми кислотами, он тоже преобразовался в каолинит. Такие отложения, синхронные каолиновой коре выветривания, еще в 1940 г. были названы белоцветами.

В эпохи латеритизации (селективной) образовались как аллитные, так и каолиновые глины (на Урале последние — со свободным глиноземом). В связи с частичным разложением минералов до свободных окислов могли создаваться концентрации окислов и гидратов железа, алюминия, никеля, кобальта, марганца. Присваиваемое некоторыми исследователями этим отложениям название красноцветов неправомерно, поскольку термин "красноцветы" уже давно имеет иной смысл. Мы назвали их пестроцветами, что согласуется с их меняющейся окраской.

Своеобразны отложения педиплена. Еще в 1940 г. Г.Ф. Мирчинк выделил красноцветную третичную толщу, развитую в разных местах СССР. Позднее она была расчленена. Низы, отвечающие миоцену, включающие аральскую и жиландинскую свиты (по А.Л. Яншину), непрерывно прослеживаются из Приаралья на Урал. На Уральском педиплене они большей частью представлены красноцветами, для которых и сохранено это название. С современной речной сетью, они, как правило, не соотносятся, верхнюю террасу здесь слагает плиоценовая кустанайская свита, нередко также красноцветного облика, тесно связанная с четвертичными отложениями, с которыми нами и объединена в генетический комплекс.

В позднейшие геологические эпохи при умеренно-холодном климате и физическом выветривании в осадок поступали лишь слабо выветрелые минералы. Образовались полимиктовые отложения преимущественно неярких, варьирующих цветов. Это четвертичный тип — полимиктовые отложения.

**Тяжелые аксессуары — индикаторы литологических типов.** Хорошими индикаторами выделенных литологических типов являются тяжелые аксессуары, соотношения которых могут варьировать. Однако непременно нужно выделять группы устойчивых к выветриванию и неустойчивых минералов, что отражает большую или меньшую близость к корам выветривания (рис. 1).

**Полезные ископаемые.** Образование полезных ископаемых происходило только на пенепленах, в самой коре выветривания (остаточные) и в коррелятных ей отложениях (осадочные полезные ископаемые). Пенеплен с латеритной корой выветривания несет остаточные месторождения железа и никеля (Орский Урал). В отложениях этого пенеплена — пестроцветах — присутствуют характерные бобово-конгломератовые железные руды, соседствуя с гипербазитовым субстратом. Их полные генетические аналоги — осадочные бокситы — расположены в зонах развития основных изверженных пород. Сформировались также огнеупорные глины.

В коре выветривания пенепленов с каолиновым выветриванием образовались первичные каолины, маршаллиты, отчасти железные и никелевые руды. Как при латеритном, так и при каолиновом выветривании происходило вторичное изменение эндогенных месторождений: мартитизация магнитных железняков, переход сидеритов в бурые железняки (Бакал), вторичное перераспределение металла в золоторудных месторождениях и др.

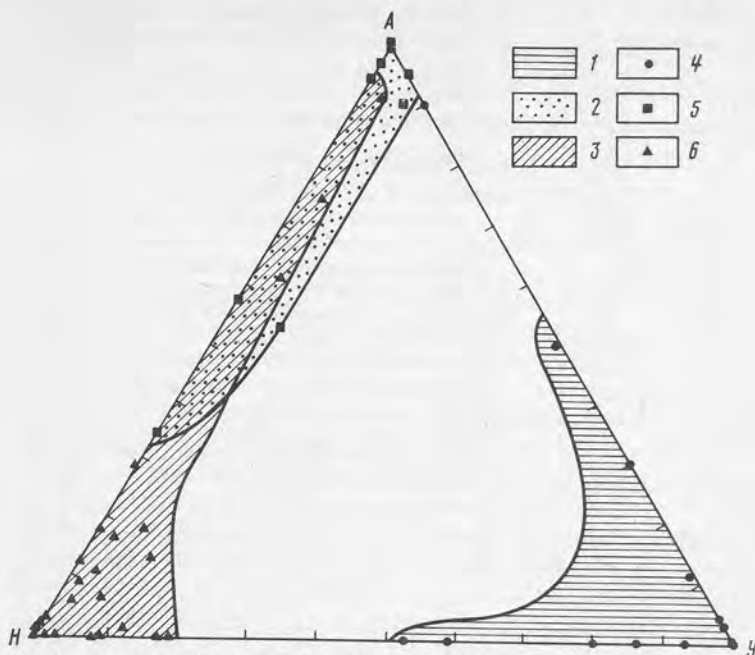


Рис. 1. Диаграмма минерального состава шлихов—индикаторов литологических типов отложений

*A* — аутигенные минералы (окислы железа и марганца); *Y* — устойчивые минералы (рутил, циркон, дистен, ставролит, турмалин, монацит, корунд, шпинель); *H* — неустойчивые минералы (амфиболы, эпидот, сфен, апатит);  $A+Y+H=100\%$  (черные рудные минералы исключены); 1 — белоцветы мезозоя и олигоцена; 2 — третичные красноцветы; 3 — полимиктовые четвертичные отложения; 4—6 — шлихи: 4 — континентальных белоцветов мезозоя и олигоцена, 5 — третичных красноцветов, 6 — четвертичных полимиктовых отложений

Вторичное обогащение золотом в кварцево-жильных месторождениях проявлено очень отчетливо (рис. 2). Наоборот, в рассланцованных зонах, полевошпатовых жилах глинизация полевых шпатов отрицательно сказывалась на вторичной миграции золота и порой подавляла вторичное обогащение. Особо благоприятны эпохи каолинового выветривания для образования в белоцветках россыпей ценных минералов, устойчивых к выветриванию, — золота, платины, алмаза, титановых минералов, циркона и др. Широко отлагались огнеупорные глины, кварцевые стекольные и формовочные пески, накопления, иногда значительные, оолитовых железных руд и др.

Педиплен и поверхность врезания, строго говоря, полезных ископаемых не создали, они возникли за счет размыва пенепленов исключительно в виде класто-генов.

**Геоморфологическая корреляция.** Как следует из приведенной схемы (рис. 3), типы рельефа, коры выветривания и литологические типы отложений четко коррелируются между собой и с соответствующим климатом и характеризуются специфическим набором полезных ископаемых. Это дает надежную основу для выявления месторождений гипергенного минерального сырья. Естественно, что природные явления сложнее любых схем. Так и в предлагаемой схеме есть уязвимые места. В частности, на Урале нечетки гипсометрические различия в положении фрагментов мелового пенеплена с латеритным и каолиновым выветриванием. Не всегда удается уверенно отделить миоценовый педиплен от мезозойского пенеплена, поскольку красноцветные отложения "заходят" и на пенеплены. Красноцветная толща теряет красноцветность в восстановительной среде озер и болот.

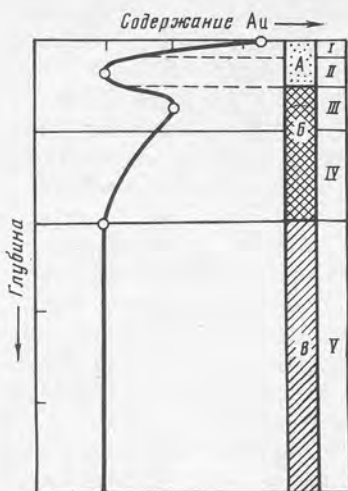
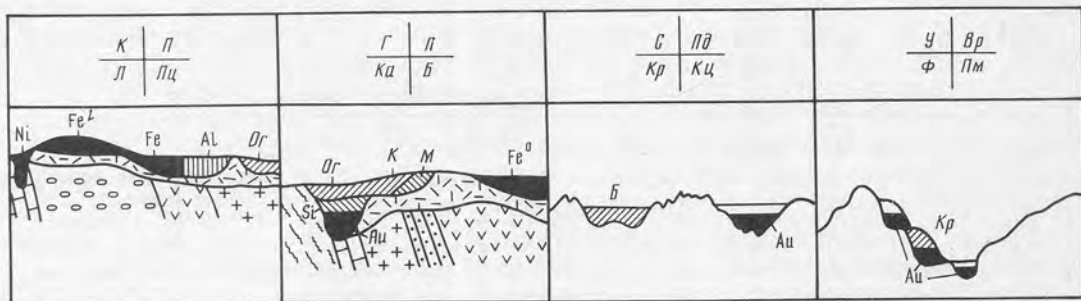


Рис. 2. Схематическая усредненная кривая содержания золота по уральским кварцево-жильным месторождениям

Зоны: А — окисления, Б — цементации, В — первичных руд; I — обогащенная крупным золотом; II — выщелачивания; III — вторичного накопления; IV — переходная; V — первичных руд

Рис. 3. Корреляционная схема

Климат: 1. К — сезонно-контрастный, гумидный, теплый; С — засушливый с ливневыми сезонами; У — умеренно-холодный. 2. Тип рельефа: П — пенеппен; Пд — педиппен; Вр — поверхность врезания. 3. Кора выветривания: Л — латеритная; Ка — каолиновая; Кр — кремнеземная; Ф — физического выветривания; 4. Литологический тип: Пц — пестроцветы; Б — белоцветы; Кц — красноцветы; Пм — полимиктовые отложения. Полезные ископаемые: Ni — руды никеля; руды железа: Fe<sup>l</sup> — остаточные природно-легируемые, Fe — бобово-конгломератные, Fe<sup>o</sup> — оолитовые; Al — бокситы; Au — россыпи золота, платины, алмаза; К — каолин первичный; Ог — огнеупорная глина; Б — бентонит; Кр — кирпичная глина; М — маршаллит; Si — стекольный песок



Так, на равнинах Зауралья и Приаралья ей отвечают зеленоватые отложения, окрашенные закисью (а не окисью) железа.

Все эти частные несоответствия в основном поддаются учету при детальном геоморфологическом изучении, и геоморфология дает возможность решать некоторые геологические проблемы гораздо более полно и всесторонне, чем применение чисто геологических (стратиграфических, тектонических, палеонтологических) методов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Девис В. Геоморфологические очерки. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 456 с.
2. Докучаев В. Избранные сочинения. М.: Сельхозгиз, 1949. Т.3. 446 с.
3. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
4. Сигов А.П. К вопросу о пенеппене, педиппене и роли коры выветривания при образовании рельефа // Геоморфология. 1973. № 2. С. 11—17.
5. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 235 с.
6. Eden M. Some aspects of weathering and landforms in Guijana // Ztsch. Geomorphol. 1971. N 2. P. 215—218.

*С.А. Кашик, И.К. Карпов, В.Н. Мазиллов*  
**ВЛИЯНИЕ РЕЖИМА ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ  
 НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ  
 МИНЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ  
 В ПРОФИЛЯХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Преобразование горных пород и минералов в зоне выветривания совершается в результате сложных физико-химических процессов в многофазной системе газ—вода—порода и представляет собой первый этап литогенеза, на котором происходит мобилизация вещества, его первоначальная дифференциация, перераспределение и формирование промышленных концентраций целого ряда элементов. Растворенные компоненты, поступающие из кор выветривания, обуславливают основные особенности химического состава вод зоны гипергенеза, а минералогия продуктов выветривания во многом определяет облик осадочных образований. Уже этот далеко не полный перечень основных аспектов гипергенеза показывает, что изучение процессов формирования кор выветривания и генетически связанных с ними полезных ископаемых становится одним из наиболее актуальных направлений литологических исследований, приобретающих все большее значение для дальнейшего развития теории осадочного пороодо- и рудообразования.

Трудность изучения процессов выветривания заключается в том, что в природе мы наблюдаем фиксированные явления вне динамики их развития. Кора выветривания развивается длительно, и непосредственно проследить этот процесс практически невозможно. Экспериментальные исследования затруднены по той же причине, а их интенсификация повышением термодинамических параметров удаляет нас от реальных условий. Видимо, поэтому наукой о корях выветривания пока еще окончательно не установлены причины длительного разрастания минеральных зон профилей выветривания и формирования многометровых элювиальных толщ. Кроме того, не до конца вскрыты основные факторы формирования различных типов профилей выветривания — полных, неполных и сокращенных, генезис которых преимущественно объясняется различной интенсивностью выветривания. Недостаточно ясна и общая минералогическая направленность гипергенного изменения различных типов пород. Наконец, совсем слабо изучены вопросы динамики и кинетики развития кор выветривания. Вот почему, чтобы установить основные закономерности формирования минеральной зональности, определить главные контролирующие факторы образования профилей выветривания различного строения, установить механизм гипергенного преобразования пород, основную минералогическую направленность экзогенных изменений, их последовательность и динамику, необходимо было найти принципиально иной подход к оценке явлений, происходящих в корях выветривания, подход, основанный на законах и методах физической химии, термодинамики и математического моделирования с привлечением ЭВМ.

Мы попытаемся подойти к решению некоторых перечисленных проблем на основе анализа теоретических моделей выветривания, построенных методом имитационного эксперимента на ЭВМ [3], который, на наш взгляд, является одной из главных альтернатив изучения длительных геохимических процессов и должен стать неотъемлемой частью исследований процессов выветривания.

Моделирование необратимой геохимической эволюции пород в зоне гипергенеза (гранитов, гранодиоритов, диоритов, базальтов, дунитов, нефелиновых сиенитов, доломитов и известняков) проводилось в условиях, приближенных к влажному тропическому климату ( $T=25^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1$  атм, количество осадков 1500—2000 мм/год) при двух газовых режимах. В первом случае система вода—порода оставалась открытой по отношению к атмосфере, во втором после соприкоснове-

ния дождевой воды с субстратом закрывалась, т.е. преобразование пород шло в условиях изоляции от внешнего газового резервуара.

В полностью открытых системах гипергенного преобразования пород газовый режим задавался парциальными давлениями основных компонентов атмосферы, таких как азот, углекислый газ и кислород, которые оставались постоянными на протяжении всего имитационного эксперимента из-за несоизмеримости объемов атмосферы и фильтраата. Такие условия обычно реализуются в хорошо аэрируемых средах, например в зонах свободного водообмена, когда промывающие коры выветривания воды все время насыщены атмосферными газами. Следовательно, в этом случае азот, кислород и углекислый газ являются вполне подвижными компонентами, а их парциальные давления — факторами равновесия, т.е. интенсивными параметрами [4].

В полностью закрытых системах по отношению к газовому резервуару фильтрат по мере просачивания и реакции с породами постепенно теряет непосредственный контакт с атмосферой. При этом растрачиваемые в процессе выветривания кислород и углекислый газ не восполняются, в результате щелочность растворов не нейтрализуется и жидкая фаза довольно быстро насыщается компонентами, извлекаемыми из пород. Такие условия могут создаваться при избыточном переувлажнении почвенных горизонтов, заболачивании, образовании мочажин на бовалях и мелких временных водоемов. В тропических зонах роль буфера, сдерживающего интенсивные потоки ливней, играет кираса, которая поглощает дождевые воды, образуя временные локальные линзы застойных, плохо аэрируемых водоносных горизонтов.

Не останавливаясь детально на всех моделях, рассмотрим теоретический профиль выветривания, образованный по гранодиоритам в результате воздействия на них чистой дождевой воды в системе, открытой по отношению к атмосферному воздуху. Среднестатистический химический состав гранодиорита заимствован из работы А.А. Беуса [1].

На диаграмме (рис. 1) на горизонтальной оси показаны количества новообразованных минералов ( в моль), а на вертикальной — степень протекания реакции, которую можно рассматривать как пространственно-временную координату, т.е. это время соприкосновения воды с породой или количество прореагировавшей породы с определенным объемом раствора. Изменение породы нисходящим потоком дождевых вод уже в самом начале процесса приводит к замещению участков гранодиоритового субстрата новообразованными минералами и формированию по направлению фильтрации минеральных зон следующего состава: гетит-гипсбитовой, гетит-каолинитовой, монтмориллонит-каолинитовой, монтмориллонитовой (железистый гомотип серии монтмориллонит—бейделлит) и монтмориллонитовой с аморфным кремнеземом. В правой части диаграммы (см. рис. 1) показано изменение химического состава продуктов выветривания, по которому можно проследить относительное перераспределение основных петрогенных окислов при переходе от одной зоны к другой.

Возникающая в процессе промывного гидролиза вертикальная последовательность минеральных зон является результатом инконгруэнтного растворения исходных пород. Если рассматривать инконгруэнтный гидролиз в целом, то он, вне всякого сомнения, должен быть причислен к категории необратимых, а следовательно, неравновесных процессов. Вместе с тем здесь не исключаются и равновесные соотношения между фазами. В нашем случае система дождевая вода—гранодиорит в целом неравновесна, т.е. как только первые порции воды попадают в поры и трещины алюмосиликатного субстрата, последний начинает растворяться. Тем не менее в результате реакции твердой фазы с раствором возникают новообразованные вторичные продукты, равновесные с раствором: гетит, гипсбит, каолинит, монтмориллонит и др.

Таким образом, в неравновесной системе устанавливаются состояния так на-

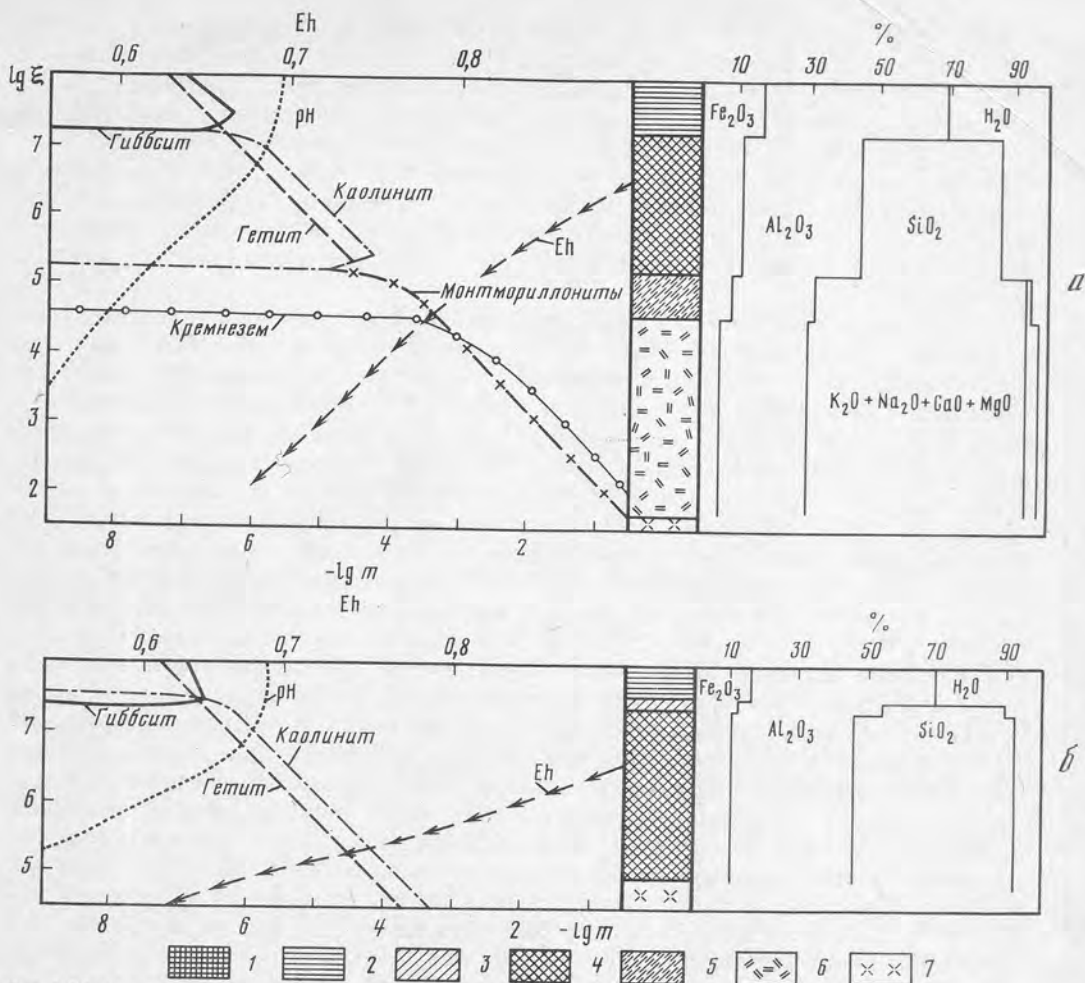


Рис. 1. Модель формирования профиля коры выветривания на гранодиоритах в открытом (а) и закрытом (б) режимах

$T = 25^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}} = 1 \text{ атм}$ ,  $m$  — мольные количества минералов на 1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\xi$  — степень протекания реакции; минеральные зоны: 1 — гетитовая, 2 — гетит-гипсбитовая, 3 — гетит-гипсбит-каолиновая, 4 — гетит-каолиновая, 5 — монтмориллонитовая, 6 — монтмориллонитовая с кремнеземом; 7 — слабо измененный гранодиорит

зывается частичного равновесия с характерными минеральными парагенезисами или минеральными зонами. Возникновение частичных равновесий в необратимом гидrolитическом процессе взаимодействия вода—порода вызвано тем, что образование промежуточных продуктов на пути к полному равновесию быстрее снижает свободную энергию системы, чем прямое формирование первичных стабильных фаз.

Минеральные зоны в коре выветривания возникают практически одновременно по мере просачивания дождевых вод через породы и установления частичных равновесных состояний между раствором и новообразованными фазами, которые последовательно формируются в результате насыщения раствора компонентами, извлекаемыми из исходных пород. Эволюция фильтрата с тенденцией возрастания концентраций компонентов ведет к усложнению состава аутигенных минеральных фаз, увеличению их количества и плотности метасоматического заме-



щения по направлению миграции раствора от простых гидроксидов в верхней тыловой зоне до слоистых силикатов со сложной стехиометрией (гидрослюда, монтмориллонитов и смешанно-слоистых минералов) на фронте замещения.

Последовательная смена замещающих минералов в зонах коры выветривания связана с переходом компонентов из подвижного в инертное состояние. Если первоначально в зоне растворения все компоненты подвижны, то с образованием гетита инертным становится железо, каолинита — кремний, а формирование более сложных минеральных фаз — смектитов — в зависимости от стехиометрического состава влечет за собой перевод в инертное состояние калия, магния, кальция и натрия.

Минеральная зональность в корях выветривания, полученная в результате имитационного эксперимента (см. рис. 1), безусловно, представляет собой идеальную последовательность фазовых ассоциаций, которые могут возникнуть в зоне гипергенеза. Образование многозональных колонок с минеральными горизонтами от гидроксидов железа и алюминия до смешанно-слоистых минералов и монтмориллонитов возможно лишь в том случае, если, с одной стороны, обеспечивается достаточная фильтрация метеорных вод через породы, а с другой, скорость дренажа будет оптимальна для установления частичных равновесий между раствором и новообразованными минералами по всей длине метасоматической колонки, и тогда будут образовываться полные профили выветривания. В противном случае, например при очень медленной фильтрации атмосферных вод, верхние горизонты могут не только редуцироваться, но и полностью исчезать. При этом формируются неполные профили кор выветривания, у которых отсутствует одна или две верхние зоны. В условиях полного застоя, когда циркуляция растворов в породах прекращается полностью, мы будем иметь в пределе минеральный ансамбль, характерный для самой нижней зоны. Наоборот, при сильном дренаже и большом ежегодном количестве атмосферных осадков, обеспечивающих высокую скорость фильтрации метеорных вод через породы, преимущественное развитие могут получить верхние, тыловые зоны профиля выветривания, поскольку концентрации компонентов вследствие кратковременного контакта циркулирующих растворов с исходными породами будут поддерживаться на низком уровне, что способствует формированию высокоглиноземных фаз из-за высокой потенциальной способности растворения и выноса компонентов породы за исключением слабо подвижных алюминия и железа. Это может являться одной из основных причин образования так называемых сокращенных профилей выветривания.

До сих пор мы обсуждали процессы выветривания в системах вода—порода, открытых по отношению к атмосфере воздуха. Теперь рассмотрим, как пройдет гипергенный метасоматоз, если взаимодействующий с породой раствор после соприкосновения с породой будет изолирован от газового резервуара. Как следует из диаграммы (см. рис. 1), в процессе изменения пород под воздействием вод, изолированных от атмосферы, происходит быстрое повышение рН, понижение Eh среды минералообразования, минерализация фильтрата растет очень быстро и раствор приходит в непосредственное равновесие с исходным субстратом при низких степенях протекания реакции, минуя стадию смектитов. Таким образом, профиль выветривания сокращается до двухзонального. Следовательно, если в открытых системах преимущественно образуются полные профили выветривания, то в закрытых (при равных гидротермических условиях), как правило, сокращенные с двумя-тремя верхними зонами. В этом кроется еще одна из причин образования сокращенных профилей выветривания, которую до сих пор никто не отмечал.

С другой стороны, в природе существуют специфические условия выветривания, когда одним из основных факторов, определяющих тип гипергенных профилей и их особенности, становится газовая фаза почв, состав и объем которой существенно отличаются от приземной атмосферы. Очень часто метеорные воды, прежде

чем вступить в контакт с исходными породами, сначала просачиваются через почву, где при их непосредственном участии происходит разложение растительного органического вещества с образованием углекислого газа, воды и различных солей. Идеальные условия для постоянной генерации  $\text{CO}_2$  создаются в тропических зонах с достаточной влажностью. Здесь устанавливается динамическое равновесие между поступлением органического вещества в виде опада и его минерализацией, что обеспечивает почти непрерывное высвобождение углекислого газа и повышает его парциальное давление в почвенном горизонте. Окисление органического материала происходит под воздействием растворенного кислорода, поступающего в почву вместе с атмосферными осадками. Предельная концентрация кислорода в воде при достижении химического равновесия с атмосферным воздухом составляет  $2,94 \cdot 10^{-4}$  моль/л. Таким образом, если весь этот кислород будет израсходован на окисление углерода растительной массы, сформируется  $2,94 \cdot 10^{-4}$  моль/л  $\text{CO}_2$ , концентрация которого вместе с поглощенным из атмосферы углекислым газом составит  $3,04 \cdot 10^{-4}$  моль/л. Парциальное давление над таким раствором будет  $10^{-2,06}$  атм. Поскольку растворимость кислорода в метеорных водах лимитируется его парциальным давлением в атмосферном воздухе, величина  $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2,06}$  атм для газовой фазы почв является максимальной. Иначе говоря, предельное абсолютное значение парциального давления двуокиси углерода в газовой фазе почв не может увеличиваться по сравнению с атмосферой более чем в 30 раз.

При полном расходе растворенного в дождевой воде кислорода на окисление органики в почвенном горизонте реакция бескислородных вод с гранодиоритом приводит к формированию многозонального профиля коры выветривания (рис. 2). Особенностью новообразованных продуктов такой коры выветривания является отсутствие среди них окислов и гидроокислов железа, обычно характерных для верхних горизонтов зон. Это вызвано тем, что в восстановительной обстановке железо приобретает подвижность и вместе с раствором проникает в более глубокие горизонты коры выветривания, где участвует в постройке кристаллических решеток смектитов типа нонтронита.

На диаграмме (см. рис. 2) хорошо видно, что восстановительные условия способствуют развитию процессов преобразования кислородсодержащих компонентов углерода в метан, выделению водорода из раствора и образованию аммиака. В самой нижней зоне коры выветривания, на границе со слабо измененным гранодиоритом, фильтрат практически полностью теряет углекислый газ и его основными компонентами, помимо азота, становятся метан, аммиак и водород, т.е. его состав становится идентичным составу подземных вод в плохо аэрируемых пластах горных пород. Таким образом, в тех случаях, когда органическое вещество в почвах полностью минерализуется и парциальное давление  $\text{CO}_2$  повышается за счет этого до предела, в условиях среднеинтенсивного водообмена формируются полные "отбеленные" профили выветривания.

Однако, кроме растительного материала, могут быть и другие источники углекислого газа, например диффузия  $\text{CO}_2$  из глубоких частей земной коры, интенсивные процессы декарбонатизации при метаморфизме и т.п. С другой стороны, парциальное давление  $\text{CO}_2$  может понижаться на несколько порядков по сравнению с атмосферным, особенно в глинистых почвах [2].

Поэтому было чрезвычайно важно в теоретическом и практическом отношении попытаться оценить характер выветривания на фоне флуктуаций парциальных давлений углекислого газа в широких пределах. Тем более, что роль углекислого газа в процессах боксито- и латеритообразования оценивается по-разному.

Рассмотрим модель изменения гранодиоритов при различных режимах парциального давления  $\text{CO}_2$  — от  $10^{-6}$  до 1 атм (рис. 3).

Повышение парциального давления  $\text{CO}_2$  до 0,1 атм не способствует генерации минералов свободного глинозема. В этом случае формируется гетит-каолининовый

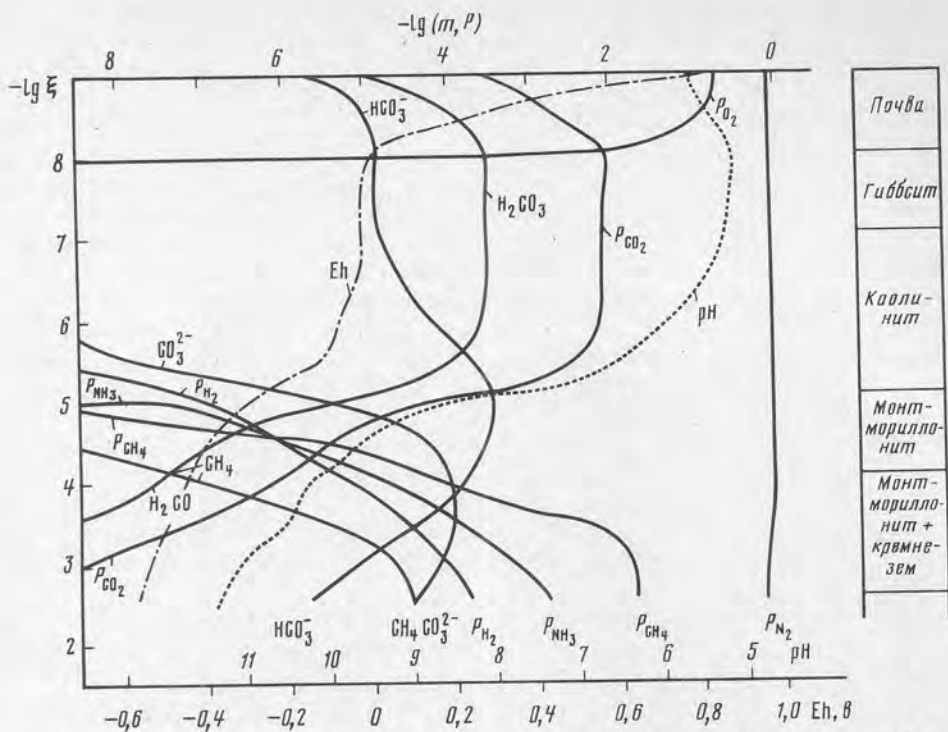


Рис. 2. Модель выветривания гранодиорита при полном сторании кислорода в почвенной зоне  
 $m$  — мольные количества компонентов раствора;  $P$  — парциальные давления газов

профиль выветривания, в низах которого вместо смектитов может формироваться кремнисто-карбонатная зона. Многозональные профили выветривания начинают возникать при падении  $P_{CO_2}$  до 0,01 атм. Тогда выделяются по меньшей мере три-четыре зоны (см. рис. 3).

На рис. 3 стрелками показаны две траектории необратимой эволюции мульти-системы дождевая вода—гранодиорит. Стрелки в горизонтальном направлении — эволюция мультисистемы с вполне подвижной (по Д.С. Коржинскому) углекислотой. Ее потенциал постоянен и равен химическому потенциалу углекислого газа в современной атмосфере. Относительно других компонентов атмосферы дождевая вода вначале была открыта, а затем, соприкоснувшись с гранодиоритом, стала закрытой. Загнутые стрелки — эволюция полностью закрытой мульти-системы. В этом случае дождевая вода до контакта с поверхностью породы также была открыта относительно атмосферы, а далее процесс взаимодействия фильтрующейся воды с гранодиоритом происходил в закрытых условиях. Существенное различие двух траекторий очевидно. Когда мультисистема открыта к углекислоте, ее необратимая эволюция при соответствующих гидродинамических условиях в принципе может привести к формированию полной метасоматической колонки: гиббсит—гетит, каолинит—гетит, монтмориллонит—карбонаты. В закрытых условиях траектория круто сворачивает в направлении резкого возрастания щелочной среды минералообразования и процесс практически заканчивается в каолинит-гетитовой зоне с  $pH = 9$ . Дальнейшее продолжение траектории по координате  $\xi$  за пределы поля диаграммы (см. рис. 3) приводит к тому, что поровый раствор становится почти равновесным с замещаемым субстратом. Каолинит-гетитовая зона почти непосредственно переходит в гранодиорит через зону слабого измене-

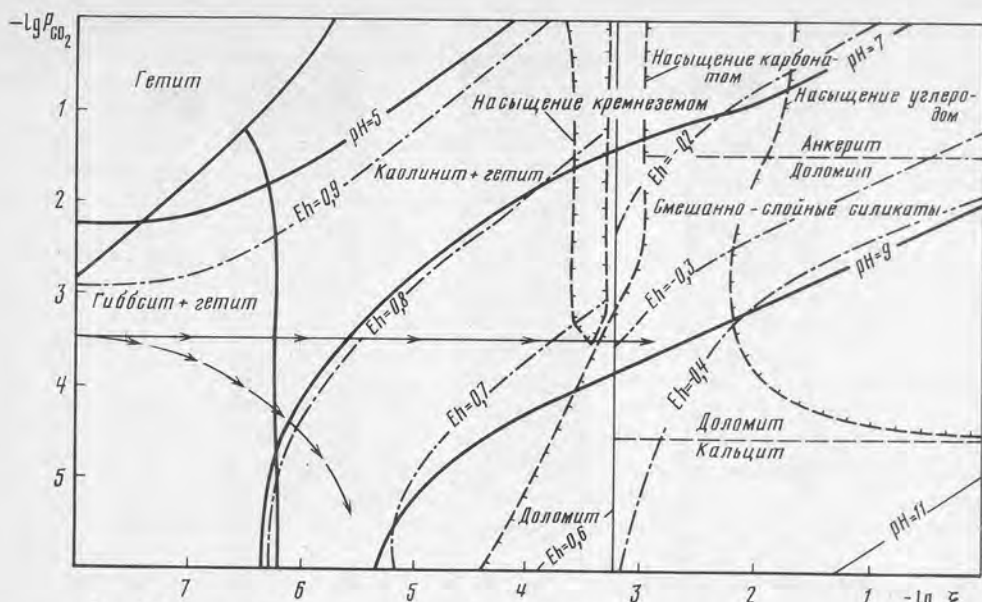


Рис. 3. Модель выветривания гранодиорита при различных парциальных давлениях газа

ния, представленную новообразованиями карбонатов и аморфного кремнезема. Зона монтмориллонитов и смешанно-слоистых минералов не возникает.

Рассмотренные теоретические модели относятся к так называемой реликтоносной стадии выветривания и не затрагивают причины длительного разрастания минеральных зон в профилях выветривания. Кроме того, в этом случае не полностью учитывается влияние новообразований на развитие гипергенных метасоматических колонок.

Дело в том, что, если первоначально дождевые воды вступают в непосредственный контакт с исходной породой (рис. 4), то после образования зональности, прежде чем достигнуть неизмененного субстрата, жидкой фазе необходимо просочиться через все горизонты профиля коры выветривания, минеральный состав которых под воздействием втекающего раствора может трансформироваться.

Возьмем в качестве примера модель образования зональной коры выветривания на гранодиоритах в условиях открытой системы по отношению к приповерхностной атмосфере. Как мы могли убедиться, в таком режиме под воздействием фильтрующихся вод формируется гипергенная метасоматическая зональность (см. рис. 4). Через эту колонку с определенным составом будем пропускать чистую дождевую воду. Обсчет на ЭВМ такого теоретического эксперимента показывает, что по мере переработки реликтов первично-исходных пород и увеличения плотности метасоматического замещения происходит постепенное разрастание профиля выветривания за счет перемещения границ между зонами и фронта замещения гранодиорита на более низкий гипсометрический уровень. Это прежде всего вызвано тем, что вместе с уменьшением останцов породы концентрации компонентов фильтрата будут постоянно меняться, непрерывно нарушая тем самым состояния частичных равновесий между втекающим раствором и новоминеральными метасоматитами в каждой зоне. Полная ликвидация реликтов не останавливает процесс дальнейшего развития профилей выветривания, хотя после окончательной переработки реликтов первично-исходных пород, казалось бы, должно установиться стабильное равновесие. Однако этого не происходит по той причине, что

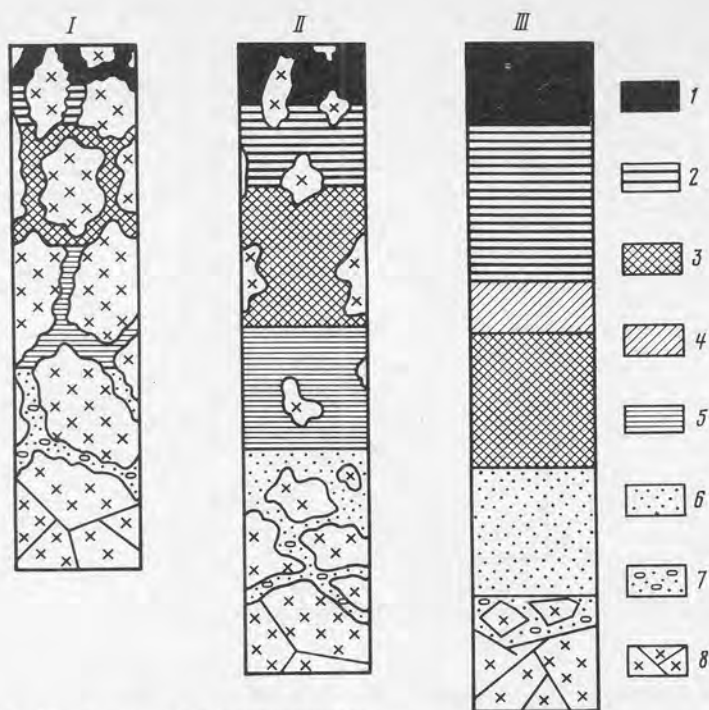


Рис. 4. Развитие коры выветривания на гранодиоритах

*I, II* — реликтоносная стадия, *III* — трансформационная стадия; минеральные зоны: 1 — гетитовая, 2 — гетит-гиббситовая, 3 — гетит-каолинитовая, 4 — гетит-гиббсит-каолинитовая, 5 — монтмориллонит-каолинитовая, 6 — монтмориллонитовая, 7 — монтмориллонитовая с кремнеземом; 8 — гранодиорит

дождевые воды, вступающие в контакт с верхней (гетит-гиббситовой) зоной, не реагируют со слагающими ее минералами и практически проходят через нее "транзитом".

Относительная химическая нейтральность тыловой зоны вполне понятна, так как здесь находятся рафинированные продукты выветривания — полуторные окислы алюминия и железа — наиболее инертные компоненты системы. Просочившись через тылы метасоматической колонки, почти чистые дождевые воды начинают взаимодействовать с гетит-каолинитовыми продуктами выветривания, в результате чего алюмосиликатная часть минерального парагенезиса почти полностью трансформируется в гиббсит и только в самых низах горизонта остаются реликты каолинита. По существу, на месте гетит-каолинитовой зоны, сформированной на первом этапе метасоматического процесса, образуются два минеральных горизонта — гетит-гиббситовый и гетит-каолинит-гиббситовый.

Поступивший из них отработанный раствор уже отличается от чистой дождевой воды наличием заметных количеств кремния, в результате чего формирование новоминеральных метасоматитов со свободным глиноземом прекращается.

Продвигаясь далее вниз по телу колонки и вступая в контакт с продуктами каолинит-монтмориллонитовой и монтмориллонитовой зон, раствор полностью преобразует их в каолинит и гетит. Последующая миграция эволюционирующего раствора в метасоматическую зону, сложенную монтмориллонитом и кремнеземом, приводит к преобразованию ее верхней части в чисто монтмориллонитовую и дальнейшему перемещению фронта изменения гранодиорита с образованием кремнисто-монтмориллонитовой зоны. В результате на втором этапе инфильтрационного гипергенного метасоматоза, который, следуя терминологии

Г.Л. Поспелова [6], можно назвать трансформационным, формируются следующие минеральные зоны: гетитовая, гетит-гиббситовая, гетит-гиббсит-каолинитовая, гетит-каолинитовая, монтмориллонитовая и монтмориллонитовая с кремнеземом (см. рис. 4).

В дальнейшем минеральная конструкция метасоматической колонки уже не перестраивается, так как необратимые реакции совершаются только на границах зон и перетекающий из зоны в зону раствор одновременно перемещает за собой фронт равновесного с ним парагенезиса.

Это важное положение позволяет объяснить, почему в природе не достигается равновесие воды с исходными породами и в условиях постоянного промывного режима коры выветривания развиваются непрерывно. Таким образом, кора выветривания представляет собой ярко выраженную условно-стационарную систему Д.С. Коржинского [5], которая, разрастаясь, сохраняет свой состав и строение при пропорциональном увеличении всех экстенсивных параметров и постоянстве интенсивных. Для таких систем характерно одновременное разрастание всех зон с увеличением объема раствора, фильтрующегося через единицу площади, что и наблюдается при развитии профилей выветривания. По мере просачивания все новых и новых порций дождевой воды возрастает и мощность минеральных зон.

Физико-химическое моделирование процессов гипергенного изменения пород различного состава позволяет определить скорость роста метасоматических зон. Как показывают расчеты, при фильтрации 1 л дождевой воды через сечение гранодиоритового субстрата 1 см<sup>2</sup>, что примерно соответствует условиям влажного тропического климата с ежегодным количеством осадков 1500—2000 мм, фронт гиббситового замещения перемещается по ходу движения раствора на  $1,2 \cdot 10^{-3}$  см/год. Следовательно, за 1 млн лет может сформироваться 12-метровый бокситовый пласт с пористостью около 60%.

Рассмотренная последовательность минеральных трансформаций в условиях промывного режима объясняет общую направленность динамики развития зональных кор выветривания. Постоянное обновление интерстиционных вод посредством их выталкивания гравитационным напором свежей верховодки ведет либо к простому разрастанию мощностей минеральных горизонтов, если условия частичного равновесия сохраняются, либо к исчезновению старых и появлению новых минеральных парагенезисов на границах зон, близких по составу к смежным продуктам выветривания.

Наконец, как показали имитационные эксперименты на ЭВМ, строение профилей выветривания в значительной степени определяется температурным режимом в гипергенной системе. Например, рассчитанная теоретическая модель выветривания гранодиорита в открытой системе при температуре 60°C существенно отличается от стандартной (25°C) прежде всего более простым строением. Здесь выделяются три зоны: гетитовая, гетит-гиббситовая и гетит-каолинитовая (рис. 5). Кроме того, весовое количество гиббсита, образованного за один цикл прохождения 1 л горячей воды через гранодиориты, в 3 раза больше, чем в аналогичных средне- и низкотемпературной колонках. Масштабы каолинизации с повышением температуры до 60°C возрастают еще значительно — в 10 раз и главным образом за счет увеличения мощности гетит-каолинитовой зоны. В то же время полностью прекращается образование гидрослюд и монтмориллонитов, т.е. процесс заканчивается на стадии силикатов. В этом отношении "горячий" гипергенный метасоматоз в открытой системе напоминает взаимодействие гранодиоритов с водой, лишенной контакта с атмосферным воздухом при 25°C, с той лишь разницей, что глубина и интенсивность проработки пород здесь гораздо значительнее.

Еще одна особенность выветривания в условиях повышенной температуры — усиление вертикальной дифференциации алюминия и железа, в результате чего в верхней части гипергенного профиля формируется чисто железистый горизонт.

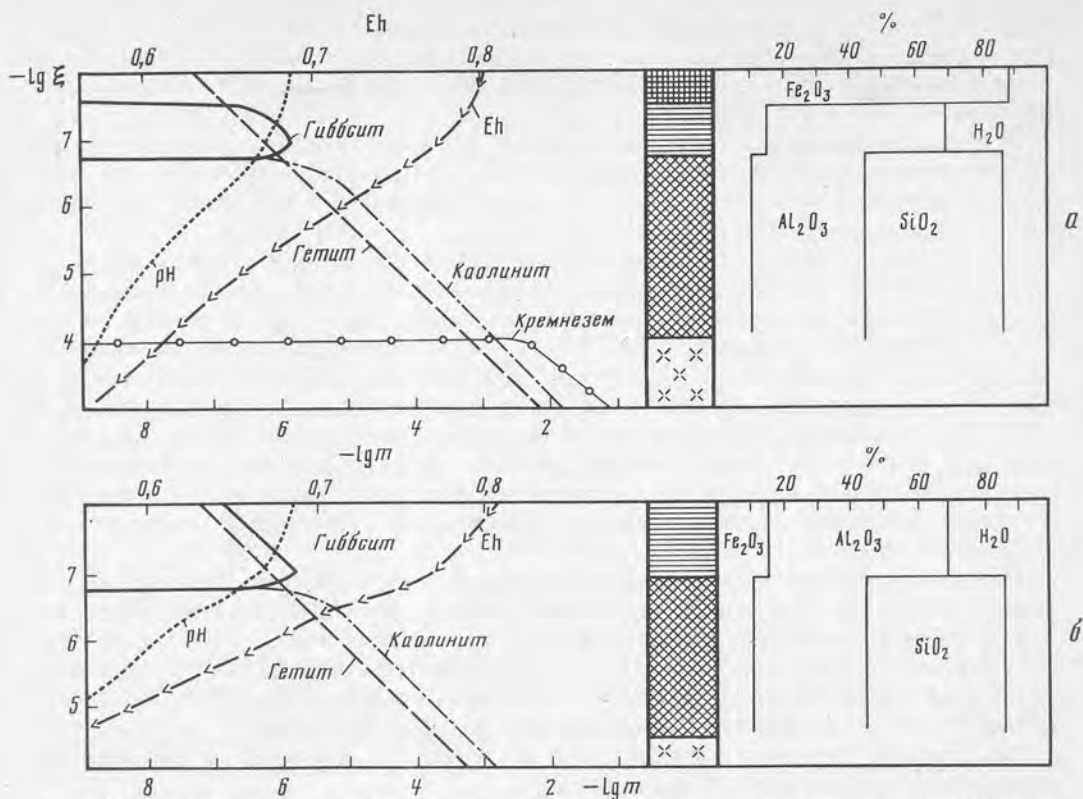


Рис. 5. Модель формирования профиля коры выветривания на гранодиоритах в открытом (а) и закрытом (б) режимах

$T = 60^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}} = 1 \text{ атм}$ ; условные обозначения те же, что и на рис. 1

Таким образом, повышение температуры с  $25$  до  $60^{\circ}\text{C}$  приближает модель выветривания к классическому латеритному профилю тропических областей. В закрытой системе с температурой  $60^{\circ}\text{C}$  гранодиориты выветриваются с образованием только двух зон — гетит-гипсбитовой и гетит-каолининовой (см. рис. 5), при этом количественные соотношения новообразованных минералов не изменяются.

Таким образом, сопоставление моделей выветривания гранодиорита при двух различных температурах показывает, что весьма ощутимые количественные и качественные изменения в составе и строении метасоматической колонки происходят в результате нагрева фильтрующихся вод до  $60^{\circ}\text{C}$ . В этом случае теоретически предсказанный процесс изменения исходных пород в открытой и закрытой системах очень точно имитирует классический профиль тропического латеритообразования сокращенного типа. Инfiltrация 1 л горячей воды через гранодиориты дает в 3 раза большее количество минералов свободного глинозема в гетит-гипсбитовой зоне по сравнению с аналогичными горизонтами гипергенных профилей, возникшими под воздействием теплой ( $25^{\circ}\text{C}$ ) воды. Это означает, что образованный за одно и то же время бокситовый пласт (без учета кинетики процесса) при температуре  $60^{\circ}\text{C}$  будет в 3 раза мощнее, чем при  $25^{\circ}\text{C}$ .

Итак, строение зональных профилей выветривания, помимо гидродинамического и температурного факторов, существенно зависит от установившегося режима процесса в открытых или закрытых условиях. До сих пор это важнейшее обстоятельство, если не считать общих замечаний, не привлекало внимания геохимиков, занимающихся вопросами физико-химии гипергенного минералообразования.

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
2. Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
3. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория формирования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
5. Коржинский Д.С. Условно-стационарные системы // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Т. 108, вып. 4. С. 522—523.
6. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.

УДК 553—068—368

*Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, А.П. Никитина,  
А.Д. Слукин, В.М. Новиков*

## РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Термин "рудная формация" в настоящее время достаточно широко применяется в учении об эндогенных рудных месторождениях и металлогении [6—9]. В работах, посвященных этой проблеме, рассматриваются принципы и методы выделения рудных формаций, предлагаются основы их систематики, приводится детальное описание рудных формаций различных групп и классов эндогенных месторождений. Главные рудные формации плутоно- и вулканогенных гидротермальных месторождений выделены и охарактеризованы в монографии В.И. Смирнова [9]. Для месторождений, связанных с корой выветривания, этот термин до недавнего времени почти не применялся.

Первым опытом использования представлений о рудных формациях для экзогенных никелевых месторождений являются работы И.И. Эдельштейна [10 и др.]. На основании детального изучения состава руд огромного количества месторождений и форм нахождения главных рудообразующих элементов им выделены две формации гипергенного никелевого оруденения — силикатная и окисная. По принципу формационной принадлежности и составу рудообразующих элементов И.И. Эдельштейн выделил ряд формационных типов руд и сгруппировал их в семь унифицированных субформаций собственно гипергенных месторождений и одну ассоциирующую с ними осадочную. Названия субформаций были даны им по наиболее типичным месторождениям или группам месторождений.

В дальнейшем формационный подход нашел отражение в работах А.С. Вершинина [2], который в единой формации гипергенных железо-кобальт-никелевых месторождений выделил восемь субформаций, различающихся по минеральному составу и технологическим особенностям руд. Несмотря на существование этих работ, посвященных никелевым месторождениям, в целом рудно-формационный метод для систематики широкого круга экзогенных рудных месторождений и обобщающих металлогенических построений ранее не применялся.

Рудно-формационное направление может быть развито и углублено для целого ряда месторождений, связанных с латеритной корой выветривания. Учитывая многообразие и нечеткость терминологических трактовок, следует различать понятия "формация коры выветривания" и "рудная формация", связанная с корой выветривания.

Согласно представлениям И.И. Гинзбурга [4], формация коры выветривания включает не только остаточные коры выветривания, в том числе наложенные или инфильтрационные, но и переотложенные и перенесенные в пределах небольших расстояний в результате механической, химической и коллоидной миграции, т.е. переходные и даже явно осадочные породы, если их связь с корой выветривания



несомненно установлена в виде обломков пород и общих минералов, химических соединений и микроэлементов, характерных для кор выветривания.

По определению В.И. Смирнова [9], кора выветривания представляет собой самостоятельную континентальную геологическую формацию, образующуюся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы.

Исходя из этих определений, кора выветривания и продукты ее ближнего переотложения должны рассматриваться как самостоятельная геологическая формация, стоящая по своему значению в одном ряду с магматическими, метаморфическими и осадочными. Так же как остальные геологические формации, кора выветривания может быть рудоносна или безрудна. В случае ее рудоносности представляется целесообразным употребление понятия "рудные формации коры выветривания". В современной литературе под рудными формациями понимается группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, сформированными в близких геологических условиях независимо от времени образования [3, 6, 7, 9]. Это определение полностью применимо к месторождениям коры выветривания.

Обычно разделение на формации эндогенных месторождений проводится в рамках отдельных видов полезных ископаемых. Для рудоносных кор выветривания предлагается выделять рудные формации никелевых, марганцевых, бокситовых, редкометалльных и редкоземельных, золотых и других месторождений. По аналогии с эндогенными рудными формациями названия экзогенных рудных формаций целесообразно давать по преобладающим рудосодержащим минералам с указанием тех металлов, которые эта руда содержит.

Несмотря на различия минерального состава и полезных компонентов, принадлежность к единой геологической формации коры выветривания определяет сходство геологических и физико-химических условий их образования. Все рудные формации коры выветривания формируются под воздействием климатических, геоморфологических, структурно-тектонических, петрографических, гидрологических и биогеохимических факторов [1].

Петрографический фактор определяет вид полезного ископаемого, сформированного при выветривании горных пород, изначально обогащенных тем или иным элементом. Так, никелевые месторождения возникают при выветривании ультраосновных пород. Выветривание пород, обогащенных карбонатами марганца, приводит к образованию месторождений оксидных марганцевых руд. Месторождения бокситов формируются при выветривании широкого круга горных пород, но обязательным условием должно быть присутствие в них значительного количества алюмосиликатов. Изначальное обогащение исходных пород титаном, золотом, оловом, танталом и ниобием, редкими землями или какими-либо другими компонентами обуславливает при выветривании возникновение соответствующих месторождений полезных ископаемых.

Воздействие других факторов выветривания в различных сочетаниях может приводить к образованию различных рудных формаций на одних и тех же исходных породах. Так, в зависимости от степени интенсивности водообмена в корях выветривания ультраосновных пород могут образовываться гетитовая железо-кобальт-никелевая, керолит-гетитовая кобальт-никелевая и нонтронитовая никелевая рудные формации.

Месторождения гетитовой железо-кобальт-никелевой формации широко распространены на Кубе, в Бразилии, Индии, Новой Каледонии, на Филиппинах. Большая их часть связана с площадными морфогенетическими типами кор выветривания ультрабазитов, развитыми на приподнятых платообразных поверхностях, обеспечивающих при большом количестве атмосферных осадков интенсивный водообмен. Главным минералом гетитовой железо-кобальт-никелевой формации на Кубе и в других регионах современного тропического пояса является гетит, вто-

ростепенные — магнетит, гиббсит, хромшпинелиды, минералы группы серпентина, марганцевые минералы. Руды этой формации преобладают почти на всех месторождениях площадного типа, на некоторых месторождениях линейного типа, а также встречаются на месторождениях, сложенных продуктами ближнего механического переотложения продуктов выветривания.

Наиболее ярким примером никелевых месторождений гетитовой железо-кобальт-никелевой рудной формации на Урале являются некоторые месторождения коры выветривания Уфалейского серпентинитового массива. Остаточная кора выветривания линейного, морфогенетического типа развита по мощным зонам дробления среди существенно антигоритовых серпентинитов и также формировалась в условиях весьма интенсивного водообмена. Профиль коры выветривания состоит, по существу, из двух зон — дезинтегрированных слабо выщелоченных и обохренных серпентинитов. Чисто охристые новообразования встречаются лишь вдоль осей трещин среди обохренных пород. Рудоносны только охристые образования. Главными минералами—носителями никеля являются тонкодисперсные (менее 1 мкм) кристаллические и гелевидные глобулярные оксиды—гидрооксиды железа — гетит и маггемит. Содержание никеля в них достигает 3,5%.

Судя по термодинамической устойчивости гетита и маггемита, pH растворов мог быть близким к 6,5—7,0 при концентрациях магния и кремнезема менее 10 мг/л. При этих параметрах среды минералы группы смектитов не формировались. Минералообразование протекало в результате полного гидролитического разложения серпентинита с образованием оксидов—гидрооксидов железа и шло двумя путями. Первый — выпадение рентгеноаморфного железо-никельсодержащего осадка. Его дальнейшая перекристаллизация в меняющихся условиях среды приводила к формированию высокодисперсных кристаллических и глобулярных выделений гетита и маггемита. При этом происходила двух- и трехкратная усадка охристых образований.

Второй путь — образование псевдоморфоз этих минералов по антигориту. Содержание никеля в породах возрастает пропорционально степени замещения серпентина оксидами—гидроксидами железа. Никель достигает промышленных концентраций при содержании 30% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Максимальные (до 3,5%) концентрации никеля определяются в чисто охристых образованиях. Главные рудные минералы—носители никеля — гетит (2,5% NiO) и никель-кобальтовые асболаны (более 10% NiO и до 5% CoO).

Распределение никеля в разрезах некоторых месторождений гетитовой железо-кобальт-никелевой формации на Урале свидетельствует об интенсивности процессов сорбции никеля железистыми гелями. При их кристаллизации в условиях интенсивного промывного режима некоторая часть никеля переходит в раствор. Этот никель отлагается в виде прожилков никелевых силикатов в корнях линейных зон выветривания и среди карстового выполнения.

Близкими по составу и генетическим особенностям являются месторождения керолит-гетитовой (или серпентин-гетитовой) кобальт-никелевой формации. Она также широко распространена в районах современного тропического пояса в Австралии, Новой Каледонии, Бразилии. К этой формации могут быть отнесены уральские месторождения остаточной коры выветривания смешанного морфогенетического типа Липовского и Бурыктальского ультраосновных массивов.

Выветривание здесь протекало в хорошо проницаемых зонах трещиноватости в условиях интенсивного водообмена. В результате формировался сокращенный профиль, где отсутствуют зоны смектитов. Рудоносны породы зоны выщелачивания, сложенные гипергенным серпентином ("керолитом") с различным содержанием Fe-Mg монтмориллонита в верхней части, и породы зоны охр, сложенные гетитом с примесью маггемита и гидрооксидов марганца. Благодаря особенностям гидродинамического режима определяющими для месторождений этой рудной формации являлись процессы замещения исходных минералов

гелевидными новообразованиями. Степень кристаллизации последних незначительна. Вследствие существенно гелевого происхождения и слабой кристалличности минеральных фаз, слагающих продукты выветривания, им свойственна повышенная никеленосность, обусловленная интенсивной сорбцией никеля из растворов. Так, гелевидный гипергенный серпентин (ранее называвшийся керолитом) псевдоморфного происхождения содержит максимальное (до 4—5%) количества никеля, меньше NiO (до 3%) в тонкодисперсном кристаллическом гетите. Носителями никеля в рудах месторождений этой формации являются также маггемит и гидроксиды марганца. В маггемите может находиться до 1,8% NiO, что при его содержании, достигающем в породах зоны охр 10 мас. %, составляет значительную долю валового никеля. В гидроксиде марганца, количество которых в породе составляет 2—5%, содержание NiO может достигать 10, а CoO — 6%.

Месторождения нонtronитовой никелевой формации распространены в странах современного тропического пояса в меньшей степени, чем предыдущие. В то же время к этой формации на Кубе относятся достаточно крупные месторождения. Главными минералами нонtronитовой никелевой формации являются нонtronит, минералы группы серпентина, гидроксиды железа. Второстепенные — хромшпинелиды, магнетит, марганцевые минералы. Руды этой формации распространены на месторождениях площадного типа, сформированных в пределах холмистых предгорий, в меньшей степени на низких абразионных террасах в условиях среднеинтенсивного водообмена. Широко распространены они также на осадочных месторождениях, сложенных продуктами выветривания ультрабазитов.

На Урале месторождения нонtronитовой формации известны в пределах коры выветривания площадного типа на Кемпирсайском и Халиловском ультраосновных массивах. Максимальное число минеральных зон в профиле коры и полная переработка исходных пород при выветривании свидетельствуют о формировании месторождений этого типа в условиях среднеинтенсивного водообмена при равномерном просачивании растворов через равномерно-пористые породы. Продуктивны только зоны смектитов — Fe-Mg монтмориллонита и нонtronита, и поэтому эту формацию можно было бы назвать смектитовой. Однако поскольку только данная формация характеризуется присутствием зоны нонtronитов, равномерно сохранить за ней название "нонtronитовая".

Зональность в профиле коры выветривания, состоящем из пяти минеральных зон, отвечает наиболее полному ряду преобразования серпентина (1) через гипергенный серпентин (2), Fe-Mg монтмориллонит (феррисапонит) (3), нонtronит (4) к гетиту (5).

Кроме пороодообразующих минералов, в породах коры выветривания с полным профилем обязательно находится рентгеноаморфная железо-кремниевая фаза переменного состава — от существенно кремнистого в нижних до железистого в верхних зонах. Эти минеральные фазы вместе составляют типоморфный для каждой зоны коры выветривания минеральный парагенезис. Анализ парагенезисов позволяет уточнить условия образования месторождений нонtronитовой формации. Нижние зоны, в частности и зона Fe-Mg монтмориллонита, формировались при  $pH > 7,8$  и концентрациях  $SiO_2$  и  $MgO > 60$  мг/л; зона нонtronитов — в условиях меняющихся  $pH$  и обводнения, свойственных капиллярной кайме; зона охр — при интенсивной фильтрации растворов выше уровня грунтовых вод при  $pH < 6,6$  и очень низких активностях  $MgO$  и  $SiO_2 (< 10$  мг/л).

Никель в рудах месторождений нонtronитовой формации находится в двух формах: изоморфной, в составе кристаллических фаз, и сорбированной, в железо-кремниевой фазе. Концентрация никеля в рентгеноаморфной фазе всегда выше, чем в кристаллической. Однако в месторождениях древней коры выветривания Кемпирсайского массива количество рентгеноаморфной фазы невелико — около 6—10% и доля связанного с ней никеля также мала. Гораздо большая роль в рудоносности продуктов выветривания принадлежит рентгеноаморфной фазе в

латеритных месторождениях этой формации, расположенных в современных тропических областях (Куба, Австралия и др.). Несмотря на это, главными минералами—носителями никеля в рудах месторождений нонtronитовой формации, приуроченных как к молодым, так тем более и к древним корам выветривания, являются нонtronит и железо-магниевого смектиты. Содержания NiO в нонtronитах достигают 2—2,5%, а в железо-магниевого смектитах нередко превышают 3%.

Столь высокое обогащение никелем зон смектитов обусловлено комплексом процессов. Это, во-первых, относительное обогащение смектитов и некристаллических фаз никелем в результате выноса массы вещества (MgO и SiO<sub>2</sub>) в процессе преобразования серпентина в смектит. Во-вторых, относительное обогащение продуктов выветривания никелем в результате их усадки в процессе самопроизвольного испарения и перекристаллизации гелей. В-третьих, абсолютное обогащение минеральных фаз в результате сорбции никеля из фильтрующихся растворов. Источником является тот никель, который выносится растворами из выщележающей зоны охр при перекристаллизации обогащенных никелем железистых гелей в оксиды—гидрооксиды железа.

Величины привноса—выноса никеля в профиле выветривания месторождений этого формационного типа почти сбалансированы. Вероятно, поэтому инфильтрационные никелевые силикаты в нижних зонах профиля здесь не характерны. В СССР месторождения этого типа известны не только на Урале (Кемпирсай, Халилово), но и в Казахстане и на Украине.

В латеритных бокситоносных корках выветривания и продуктах их преобразования могут быть выделены гетит- или гетит-гематит-гипсбитовая, кварц-гетит-гипсбитовая, каолинит-гетит-гипсбитовая, гематит-гипсбит-бемитовая, бертьерин-бемитовая, бертьерин-гипсбит-бемитовая, бемит-диаспоровая, диаспоровая и другие рудные формации. Одни из этих формаций принадлежат коркам выветривания, не испытывавшим существенных пострудных изменений, другие — существенно преобразованным коркам выветривания.

Наиболее распространена среди первых гетит-гематит-гипсбитовая формация. Она является главной среди мезо-кайнозойских кор выветривания, а также встречается в палеозойских (за исключением кор выветривания девонского возраста, где она пока неизвестна). Для этой формации характерны месторождения бокситов, сохранивших реликтовые текстурно-структурные особенности субстрата. Она известна на любых типах алюмосиликатных пород, в зависимости от состава которых соотношение железистого и глиноземного компонентов сильно колеблется. Например, на маложелезистых нефелиновых сиенитах и фonoлитах островов Лос и Посос-де-Калдас, Арканзаса, на кварц-мусковитовых сланцах Чадобецкого поднятия, на габбро в Мугоджарах образовались бокситы с минимальным содержанием железа, находящегося в форме гетита, реже гематита, в верхней части латеритного профиля. На горных породах основного состава, например на базальтах Гавайских островов, Западной Африки, Южного Вьетнама, Сибири и в других местах, обычно формируются высокожелезистые бокситы. Исключением являются бокситы на базальтах Индии и Австралии, где в результате сезонных процессов восстановления они почти полностью теряют железо. К самым высокожелезистым формациям относятся месторождения бокситов на ультраосновных породах щелочного ряда (кимберлиты, пикритовые и флогопитовые порфириды) Африки и Сибири. Особенностью таких бокситов является обогащение титаном, что позволяет выделить гетит-гипсбит-титановую формацию. На крупнозернистых кварцсодержащих породах — гранитах, гнейсах, кондалитах, кристаллических сланцах, песчаниках и кварц-каолинитовых глинах — часть кварца сохраняется и образуются бокситы кварц-гетит-гипсбитовой формации (содержание кварца колеблется от первых процентов до 27%). Это месторождения на гранитах Далатского плоскогорья в Южном Вьетнаме, Подувар в Индии, Дарлинг-Рейндж в

Австралии, на кондалитах Восточных Гат и песчаниках Виндхья в Индии, Уэйпа в Австралии и в других местах.

Эта формация развита на положительных формах рельефа, чаще на горизонтальных или слабо наклоненных платообразных возвышенностях, реже на склонах холмов и гор. Абсолютные отметки их колеблются от первых метров на месторождении Уэйпа в Австралии до 2300 м на юге Индии.

Менее распространена гематит-гиббсит-бемитовая формация. Для бокситов этой формации характерны новообразованные текстуры — массивные, оолитовые, пизолитовые, вермикулярные и др. Такие бокситы слагают либо всю рудную зону над каолинизированными породами, либо только ее верхнюю часть между гиббситовыми бокситами и собственно латеритами. Эти бокситы известны на деканских траппах (Амаркантак, Лохардага), на габбро-амфиболитах Высокопольского и Южно-Никопольского месторождений. Количество бемита в них может достигать 20—80%. Руды содержат реликты бокситов гематит-гиббситового состава, хорошо сохраняющих текстуры материнских пород.

Каолинит-гетит-гиббситовая формация также широко распространена в тропической и субтропической зонах земного шара (Индия, Бразилия, Вьетнам, Испания, Куба). Бокситы этой формации образуются в полном профиле коры выветривания и обычно более рыхлые и глинистые, чем псевдоморфные гиббситовые бокситы, но также хорошо сохраняют реликтовые текстуры субстрата. Они часто содержат в полостях нодули и прожилковые выделения инфильтрационного гиббсита. Такие бокситы древнего возраста широко распространены и на территории СССР (Мугоджары, Украина, КМА, Сибирь, Дальний Восток). Качество этих бокситов зависит от содержания каолинита.

Упомянутая формация характеризует месторождения с остаточным или первичным по отношению к гиббситу каолинитом. Следует иметь в виду, что есть случаи вторичной, пострудной каолинизации боксита, приводящей к образованию таких же минеральных ассоциаций.

Гематит-бемитовая формация включает месторождения бокситов палеозойского возраста: девонского — на Среднем Тимане (Шугорское месторождение), каменноугольного — на КМА (Яковлевское, Белгородское, Мелехово-Шебекинское месторождения). Эти бокситы слагают целиком рудную зону в полном латеритном профиле и наследуют реликтовые текстуры материнских пород.

Среди преобразованных кор выветривания, подвергшихся эпигенетическим восстановительным процессам заболачивания, катагенеза, а также метаморфизму, можно выделить бертьерин-бемитовую, бертьерин-бемит-диаспоровую рудные формации. Особенности этих формаций — наличие "запрещенных" для латеритного профиля минеральных ассоциаций, в состав которых входит двухвалентное железо, таких, как бертьерин, сидерит, пирит; возникновение вторичных элементов структур в бокситах в виде псевдобовин, сложенных смесью бертьерины с вторичным бемитом; аномальная зеленовато-серая окраска.

Бокситы бертьерин-бемитовой формации чрезвычайно широко развиты в нижнекаменноугольной коре выветривания КМА, встречены также на Северо-Онежском месторождении и в девонской бокситоносной коре Среднего Тимана. Образование бокситов этой формации на КМА произошло в результате интенсивной переработки первичных латеритных гематит-гиббситовых бокситов в лагунно-болотных восстановительных условиях на конечных этапах формирования коры выветривания в предтрансгрессивный период, начиная с позднегульского времени. Эти процессы выразились в замещении минералов латеритных кор бертьерином и массовом преобразовании гиббсита во вторичный бемит. В геоморфологическом плане бертьерин-бемитовые бокситы более всего приурочены в визейском палеорельефе к понижениям различного порядка, в то время как первичные гиббситовые расположены на поднятиях. Склоны сложены промежуточными бертьерин-гиббсит-бемитовыми бокситами.

Наличие в древних нижнекаменноугольных бокситоносных корах выветривания гематит-гипбситовых бокситов и интенсивное развитие процессов их преобразования во вторичные бемитовые дает основание сделать вывод о широком развитии гипбсита не только в молодых, но и в древних фанерозойских корах вплоть до раннекаменноугольных.

В настоящее время известны лишь единичные месторождения бемит-диаспоровой формации. К ней могли бы быть отнесены месторождения эоценовых бокситов штатов Джамму и Кашмир в Индии. Одним из авторов статьи в них впервые обнаружены обломки псевдоморфных латеритных бокситов бемит-диаспорового состава, что свидетельствует о принципиальной возможности сохранения месторождений, представляющих эту формацию. Эти бокситы изменены под воздействием процессов заболачивания (образование бертьерина и пирита, вынос железа) и диамометаморфизма (формирование бемита и диаспора).

Диаспоровая, точнее, гематит-слюдяно-диаспоровая формация может быть выделена на основании находки С.К. Гиппом [5] девонских латеритных бокситов такого состава на восточном склоне Северного Урала. По его данным, бокситы сохраняют реликтовую структуру субстрата, несмотря на сильные вторичные изменения при катагенезе и метаморфизме. Небольшое месторождение бокситов диаспоровой формации известно на Кубе.

Редкометалльные коры выветривания исключительно разнообразны, и выделение в них рудных формаций представляет собой отдельную специальную проблему. Нам важно подчеркнуть следующие их особенности. Во-первых, в отличие от никелевых и бокситовых гипергенных месторождений они всегда полигенные и комплексные, т.е. включают материнские руды эндогенного или осадочного происхождения и продукты их выветривания. Во-вторых, продукты выветривания могут быть представлены породами, в различной степени выветрелыми, относящимися к разным зонам профиля коры, например дезинтеграции и выщелачивания, каолинизации или латеритизации. До недавнего времени на территории СССР были известны главным образом месторождения, подвергшиеся нелатеритному выветриванию, при котором редкометалльные минералы либо совсем не изменялись, а лишь выкрашивались из породы, либо изменялись сравнительно мало. При каолинизации и особенно латеритизации большинство редкометалльных минералов существенно изменяется и даже растворяется, а слагающие их химические компоненты перераспределяются.

Такие месторождения обнаружены на карбонатитах и вмещающих их породах в Сибири. В зависимости от особенностей состава карбонатитов на них образуются месторождения кор выветривания, которые можно сгруппировать в гетитовую лантан-цериевую, гетитовую ниобиевую, псиломелан-гетитовую ниобиевую и другие рудные формации. Для этих месторождений характерны мощные (до десятков и даже первых сотен метров) зоны охр, сложенные гетитом с разнообразными оксидами и гидроксидами марганца при преобладании псиломена. Большая часть редких земель, входящих в состав барита, идет на построение гипергенного монацита и других минералов, а также входит в состав метаколлоидных фаз железа и марганца. Минералом—концентратором ниобия является пирохлор. При латеритизации он полностью теряет щелочные и щелочноземельные элементы и превращается в рыхлый псевдоморфный минерал, по составу близкий к панданту. Часть ниобия, как и редкие земли, входит в состав метаколлоидных фаз железа и марганца.

Сказанное о рудных формациях редких металлов в значительной степени свойственно и золотоносным корам выветривания. В них также всегда образуются полигенные комплексные месторождения первичных руд и руд коры выветривания. В зависимости от степени проработанности кор выветривания в них можно выделить гидрослюдисто-каолинитовую и гематит-гетитовую золоторудные формации. Последняя широко распространена в экваториальном поясе, в частности

к ней относятся почти все месторождения золота в Австралии, часть месторождений в Западной Африке.

Большое значение месторождения этой формации приобрели в последние годы для Бразилии (Мара-Роза в штате Гойас, Караджас и др. в штате Амазонас).

Несмотря на резкое отличие минерального и химического состава выделенных рудных формаций, они имеют много общих черт благодаря приуроченности к одним и тем же геохимическим зонам коры выветривания. Генетическое сходство рудных формаций месторождений латеритных кор с различным минеральным составом обуславливает сходство закономерностей их распространения и облегчает возможность прогнозных рекомендаций путем использования метода аналогий.

Изучение условий образования и закономерностей размещения экзогенных рудных формаций может оказать помощь при построении металлогенических карт. Таким образом, выделение экзогенных рудных формаций важно для технологической оценки месторождений и выбора наиболее рациональных методов переработки руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слукин А.Д. Закономерности формирования оруднения в коре выветривания // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 56—60.
2. Вершинин А.С. Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов // Сов. геология. 1984. № 9. С. 18—28.
3. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. С. 384.
4. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 71—101.
5. Гипп С.К. О девонской латеритной коре выветривания восточного склона Северного Урала // Кора выветривания и бокситы. Алма-Ата: КазИМС, 1986. С. 149.
6. Константинов Р.М. Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях // Вопросы металлогении. М.: Недра, 1985. С. 131—140.
7. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. С. 7—22.
8. Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 395 с.
9. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 687 с.
10. Эдельштейн И.И. Рудные формации гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 693—696.

УДК 553.492.1

Б.А. Богатырев

### ВЫВЕТРИВАНИЕ (БОКСИТИЗАЦИЯ) АЛЮМОСИЛИКАТНОГО МАТЕРИАЛА НА РИФОГЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Образование бокситов на карбонатных породах рассматривалось в работах многих советских и зарубежных геологов [1—4, 6—14]. Высказывалось множество различных гипотез, начиная от гидротемальной до латеритно-осадочной. Долгое время бокситы, залегающие среди карбонатных отложений, считались хемогенно-осадочными [1]. В настоящее время существуют две гипотезы, объясняющие образование бокситов геосинклинальных областей, залегающих на рифогенных известняках. Согласно первой из них, бокситы сформировались в результате механического переотложения уже готового бокситового материала из латеритных кор выветривания на поверхность рифогенных известняков [8, 11]. Бокситы в карстовых воронках в этом случае являются осадочными, и их следует относить к осадочному классу месторождений. Сторонники другой концепции считают, что бокситы на рифогенных известняках в геосинклинальных областях образуются

в результате выветривания (бокситизации) разнородного аллохтонного алюмосиликатного материала на хорошо дренируемом карбонатном субстрате и их следует считать осадочно-латеритными [3, 9]. Эта гипотеза развивалась европейскими геологами в основном на материале средиземноморских бокситов. Их представления постепенно эволюционировали от чисто автохтонной бокситизации, от гипотезы "terra-росса" [13], до бокситизации аллохтонного материала [2, 3, 6, 7, 9, 10].

Советским геологом А.С. Калугиным [6] еще до открытия бокситов на современных поднятых атоллах была предсказана важная роль пирокластического материала как одного из главных источников рудного вещества геосинклинальных бокситов. В настоящее время большинством геологов признается существование различных источников алюмосиликатного материала при формировании месторождений геосинклинальных бокситов.

Наибольшее внимание геологов, изучающих геосинклинальные бокситы, привлекает сам процесс бокситизации алюмосиликатного материала на сильно закарстованной поверхности известняков. Активно продолжает обсуждаться и вопрос об источниках рудного вещества. Д. Бардоши [2], суммируя взгляды многих зарубежных и советских геологов, указывает более 10 возможных источников алюмосиликатного материала: коры выветривания, пеплы и пемзы, нерастворимый осадок известняков, прослой глинистых пород среди известняков и др.

В последние годы позиции сторонников гипотезы "terra-росса" оказались окончательно подорванными находками латеритных бокситов почти во всех складчатых областях: в Средиземноморской альпийской складчатой области (о-в Скопелос в Пелагонийской зоне), в Карибском районе (на Ямайке и Гаити), в Индонезии и даже среди девонских отложений на Урале, т.е. образование латеритных бокситоносных кор выветривания в мобильных геосинклинальных областях является неоспоримым и доказанным фактом. Промышленная значимость их по сравнению с осадочно-латеритными (карстовыми) пока невелика. Что же касается бокситов, залегающих на известняках, то главным аргументом против гипотезы их образования в результате выветривания (бокситизации) аллохтонного материала на карбонатном ложе долгое время являлось отсутствие характерной для полных латеритных профилей зональности. В связи с этим необходимо отметить, что и на алюмосиликатных породах в условиях хорошего дренажа формируются однозональные коры выветривания (о-в Лос, месторождение Покос-де-Кальдес в Бразилии в др.). Известно, что при формировании зональных профилей выветривания на алюмосиликатных породах уровень грунтовых вод находится внутри тела коры выветривания. Он меняет положение в зависимости от сезона, и часто поверхность каолиновой зоны (литомаржа) является водоупором, ниже которого зеркало грунтовых вод не опускается даже в сухие сезоны. В карстовых областях зеркало грунтовых вод почти всегда расположено внутри известняков подошвы и почти никогда не достигает нижней части бокситов. Поэтому вероятность образования зональности в толще выветривания алюмосиликатных пород, залегающих на рифогенных известняках, очень мала. Однако местами, в условиях затрудненного водообмена, зональность тем не менее отмечается, как, например, на Северном Урале (см. ниже).

На основании изучения геологического материала современных и древних месторождений геосинклинальных областей и обобщения литературных данных определен комплекс прямых и косвенных признаков бокситизации осадков на поверхности известняков.

К прямым признакам выветривания относятся следующие.

1. Рыхлая консистенция обломков в бокситах высоких уровней Ямайки и в красных марках бокситах СУБР — обломки легко разрушаются, при надавливании рассыпаются в порошок, выкрашиваются при шлифовании, образуя пустоты и каверны; при этом цемент бокситов бывает более крепким, чем обломки.



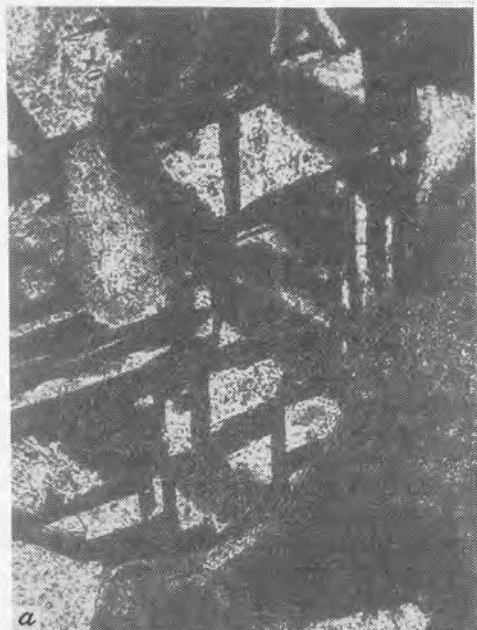


Рис. 1. Микрофотографии шлифов бокситов и обломков выветрелых базальтовых порфиритов, Кальинское месторождение (Северный Урал)

*a, б* — сагитовая решетка в выветрелых кристаллах титаномагнетита, черное — рутил, серое — диаспор, увел. 25, без анализатора; *в, г* — реликты рисунка структуры в обломках из зоны ближнего выклинивания бокситов, увел. 70, без анализатора

2. Сохранение ажурной сагенитовой решетки в обломках кристаллов титаномагнетита (рис. 1), которая должна была разрушиться при транспортировке выветрелых зерен.

3. Равномерное распределение главных компонентов (Al, Si, Fe) в обломках и цементе, установленное рентгеноспектральными анализами (рис. 2), в то время как для осадочных бокситов отмечается более высокое содержание алюминия в обломках по сравнению с цементом и более высокое содержание кремния в цементе, чем в обломках.

4. Одинаковый вектор намагниченности крупных обломков из девонских бокситов Северного Урала, установленный И.А. Свяжиной и др. (1968 г.).

Косвенные признаки выветривания алюмосиликатного материала в карсте: наличие разновозрастных латеритных бокситоносных кор выветривания на Ямайке, Гаити [12, 14], в Средиземноморье, на Северном Урале и в других местах; формирование синрудного карста.

Указанием на выветривание алюмосиликатного материала на известняках могут быть также такие широко известные факты, как ухудшение качества бокситов по мере приближения к выходам вулканогенных пород, а также худшее качество латеритных бокситов на вулканогенных породах (см. таблицу) по сравнению с карстовыми. Последнее было отмечено как на молодых непокрытых залежах бокситов на Ямайке и Гаити [12, 14], так и на древних месторождениях. И.И. Плотноковым и Е.Д. Миловидовым [10] в районе Кальинского и Черемуховского месторождений Северного Урала установлено закономерное изменение состава продуктов выветривания при их переходе с алюмосиликатного на карбонатный субстрат. Наиболее хорошо изучена древняя (предэйфельская) кора выветривания на силурийских туфах и лавах сосвинской свиты (участок Кальинской сопки). В этом профиле коры выветривания ранее автором выделены две зоны: нижняя — слюдисто-монтмориллонитовая, верхняя — каолинит-галлуазитовая с примесью смешанно-слоистых минералов. Минералы свободного глинозема отсутствовали. Продукты переотложения глинистой коры выветривания в виде шлейфа мощностью 9—10 м по склону были прослежены к востоку на протяжении 200—300 м и более. Среди обломочного материала преобладают вулканические породы различной степени выветривания, сохранившие реликты структуры материнских пород (см. рис. 1, в, г). По мере продвижения на восток окраска пород меняется с серой до красновато-бурой. С запада на восток размеры обломков уменьшаются от псефитовых до алевропсаммитовых, улучшается их окатанность. Наблюдается закономерное и быстрое изменение состава переотложенных продуктов кор выветривания от аллитов на алюмосиликатном ложе до бокситов высокого качества на рифогенных известняках (рис. 3).

Продукты переотложения аллитового (каолинит-галлуазитового) состава сохраняются в ложбине, вытягиваются вдоль контакта известняков и вулканических пород и в древней эрозионной впадине, разделяющей Черемуховское и Ново-Кальинское месторождения. В верхней части слоя глинистых пород местами появляются минералы глинозема, замещающие каолинит и галлуазит. Эти участки можно рассматривать как двухзональный профиль выветривания.

Постепенный латеральный переход глинистых продуктов в бокситы под одной и той же раннейэйфельской кровлей свидетельствует об их разновозрастности. Таким образом, основная масса девонских бокситов Северного Урала на известняках сформировалась в результате бокситизации продуктов переотложения вулканических пород сосвинской свиты различной степени выветривания. Бокситы имеют преимущественно однородную красновато-бурую окраску, алевропсаммитовую структуру и характеризуются чрезвычайно высокой пористостью (до 50% и более). Коэффициент фильтрации в них выше  $10^{-3}$  см/с.

Участки рудной залежи, сложенные красным марким бокситом, имеют однородное строение с равномерным распределением  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ . В северо-

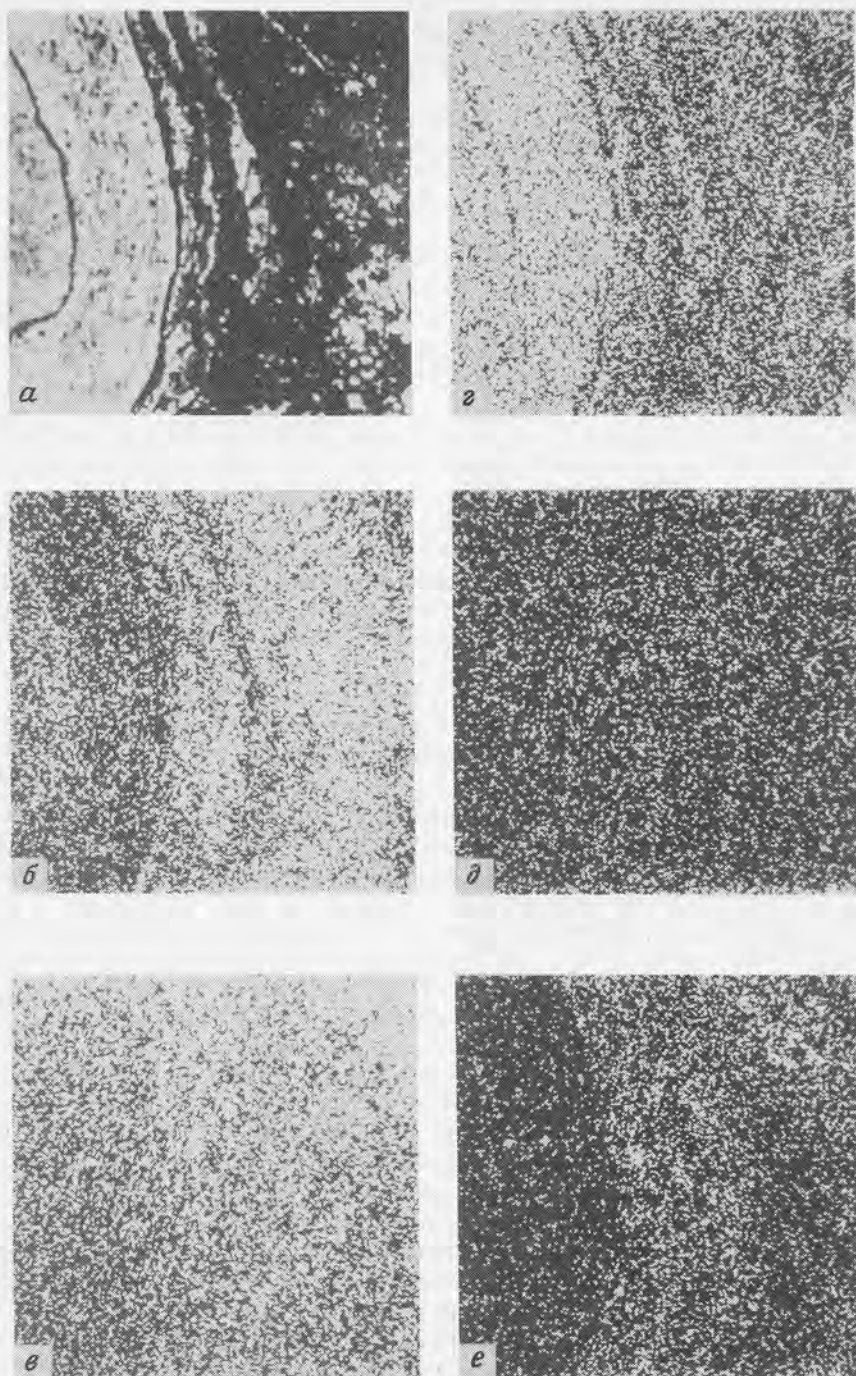


Рис. 2. Растровое распределение концентраций элементов (б—е) в красном марковом боксите по данным рентгеноспектрального анализа (микроанализатор "Самска", аналитик М. Цветкова)

а — микрофотография шлифа в пучке электронов, слева обломок, увел. 400; б — Si, в — Al, г — Fe, д — Ca, е — К

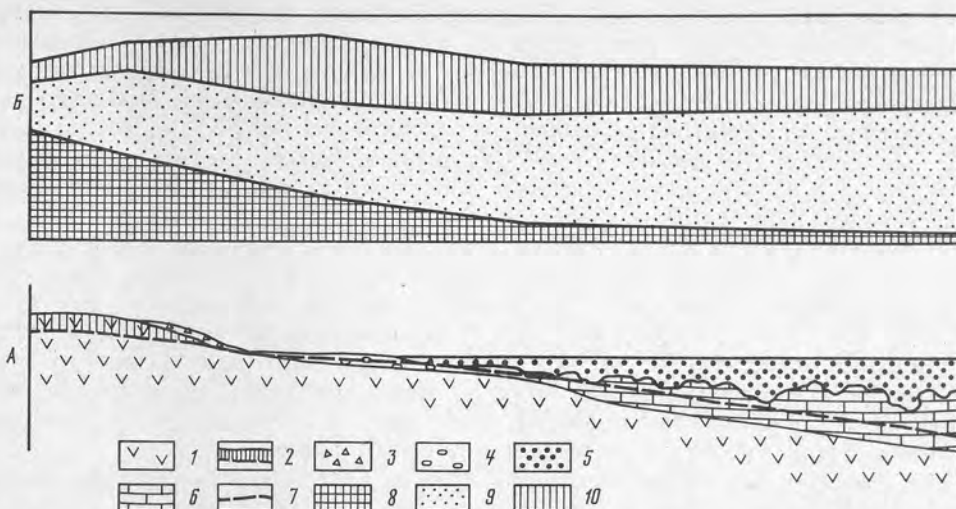


Рис. 3. Схематический разрез через Кальинское месторождение (А) и диаграмма изменения состава базальтовых порфиритов, продуктов выветривания и бокситов (Б)

1 — базальтовый порфирит ( $S_{2}Id$ ); 2 — кора выветривания на базальтовых порфиритах; 3 — делювиальные отложения; 4 — пролювиально-лагунные отложения; 5 — осадочно-латеритный боксит; 6 — известняк (D); 7 — уровень грунтовых вод; 8—10 — компоненты геохимической диаграммы: 8 —  $SiO_2$ , 9 —  $Al_2O_3$ , 10 —  $Fe_2O_3 + FeO$

#### Химический состав базальтовых порфиритов, продуктов выветривания и бокситов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
$SiO_2$	51,68	43,80	34,92	21,62	6,32	1,53	2,15
$TiO_2$	0,73	0,75	1,22	2,06	1,57	1,53	1,99
$Al_2O_3$	14,63	19,75	34,25	36,73	52,46	60,55	47,88
$Fe_2O_3$	5,18	5,60	10,30	7,55	11,04	19,90	18,24
$FeO$	3,58	1,05	3,58	14,47	10,40	2,33	0,56
$MnO$	0,32	0,25	0,07	0,095	Сл.	0,10	0,38
$MgO$	2,77	1,80	1,33	1,24	0,80	0,60	0,085
$CaO$	8,85	8,10	0,50	1,71	2,87	0,50	3,03
$Na_2O$	2,59	1,69	0,097	0,037	0,017	0,012	0,018
$K_2O$	1,41	2,46	0,69	0,094	0,029	0,024	0,015
$H_2O^-$	1,30	6,50	2,56	1,68	0,78	0,43	1,18
$H_2O^+$	2,06	3,62	10,44	11,54	11,44	11,64	21,22
$P_2O_5$	0,18	0,20	0,23	0,36	0,55	0,59	1,17
$V_2O_5$	Не обн.	Не обн.	0,067	0,10	0,057	0,04	Не обн.
$CO_2$	3,92	4,80	Нет	0,95	2,03	Нет	1,88
$Cr_2O_3$	Не обн.	Не обн.	0,004	0,15	0,012	0,009	0,045
$SO_3$	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18
Сумма	99,26	99,75	100,258	100,386	100,369	99,955	99,023

1 — базальтовый порфирит (обр. С-744/1); 2 — выветрелый базальтовый порфирит (обр. С-744/4); 3 — каолинит-галлуазитовая порода (обр. Ш-13-19); 4 — бемит-каолинитовая порода с шамозитом (обр. Ш-13-16); 5 — гематит-шамозит-бемитовый боксит (обр. Ш-13-14); 6 — гематит-диаспоровый боксит (обр. Ш-13-13); 1—6 — Кальинское месторождение, Северный Урал; 7 — гематит-гиббситовый боксит, Ямайка. Аналитики Л.С. Цимлянская, Т. Сокова, В.В. Кухарина.

уральских бокситовых рудниках традиционно всеми выделяются три главные литологические разновидности бокситов: красные марки, красные каменистые и яшмовидные. Отмечается закономерное и постепенное замещение вверх по разрезу красных марких бокситов каменистыми и яшмовидными. При этом ухудшается качество бокситов, увеличивается содержание в них  $\text{SiO}_2$ . И.И. Плотноков, Е.Д. Миловидов [10] объясняют это ухудшением условий дренажа, что связано с постепенной кольматацией карстовых полостей и трещин, которые заполнялись псаммитовым и алевролитовым материалом.

И.И. Плотноковым и Е.Д. Миловидовым [10] при изучении состава продуктов, выполняющих подрудные карстовые полости, пустоты и трещины, была отмечена зональность, характерная для полных профилей выветривания. Вверху, до глубины 10—15 м, трещины в известняках заполнены исключительно бокситовым материалом, ниже (10—20 м) они сменяются каолинит-галлуазитовыми песчаниками и алевролитами, а еще ниже — монтмориллонит-смешанно-слойнными глинистыми породами. Наблюдаемая зональность и состав продуктов совпадают с таковыми коры выветривания на вулканических породах.

Как известно, залежи девонских бокситов на Северном Урале имеют сложное зональное строение. Прежде всего это связано с их полигенностью — верхняя часть залежи имеет, без сомнения, осадочный (лагунный) генезис, о чем свидетельствуют слоистость и присутствие фауны. Лагунные бокситы резко отграничены от нижележащих красных бокситов. Что же касается красных карстовых (осадочно-латеритных) бокситов, то по периферии залежей наблюдается вторичное изменение (шамозитизация, пиритизация) с образованием рудных тел зонального колобкового строения. Наиболее высоким качеством характеризуются красные марки бокситы, слагающие нижнюю и центральную части залежей. Красные марки бокситы — сильно пористые, алевропсаммитовые, близкие по свойствам и внешнему виду к бокситам Ямайки, Гаити и молодых коралловых островов Тихого океана.

По данным В. Цанса [14], бокситы высоких уровней Ямайки, Гаити, Больших Антильских, Соломоновых и других поднятых рифовых островов Тихого океана характеризуются зональным строением с равномерным распределением Al, Si, Fe. Уровень грунтовых вод в районе месторождений на упомянутых островах, по данным С. Голдича и Х. Берквиста [12], расположен в 50—100 м ниже, в толще известняков, и даже в сезон дождей не достигает подошвы рудных залежей. Все это позволяет рассматривать непрерывные залежи высоких уровней Ямайки, Гаити и Соломоновых островов как однозональный профиль выветривания, образовавшийся за счет аллохтонного вулканогенного материала.

Максимальные известные мощности латеритных бокситов — до 80—100 м — позволяют определить область выноса щелочных, щелочноземельных элементов и кремния в условиях благоприятного дренажа также примерно в 80—100 м. Поскольку максимальные известные мощности залежей карстовых бокситов достигают 50—60 м, можно считать, что выветривающийся на рифогенных известняках алюмосиликатный материал целиком находится в зоне полного выноса Na, K, Mg, Ca, Si. Накапливаются только окислы алюминия, железа, титана и марганца. Для профилей выветривания на карбонатных породах не характерно обособление зоны, обогащенной окислами железа (кирасы). Это объясняется, по-видимому, тем, что уровень грунтовых вод расположен в толще известняков и в зоне бокситов наблюдается только нисходящее движение вод. Зона бокситов насыщена кислородом и имеет высокое значение pH, не зависящее от сезона. Если в современных бокситах на распределение железа влияют почвенные растворы, способствуя его растворению и переотложению, то в древних профилях перераспределение железа и образование новых минеральных фаз (шамозита, пирита) связано в основном со вторичными процессами после захоронения бокситов под чехлом осадков.

## Выводы

1. В геосинклинальных областях на рифогенных известняках бокситы образуются в результате выветривания (бокситизации) разнородного, преимущественно аллохтонного материала.

2. Выветривание происходит не одноактно, а постепенно при поступлении сверху новых порций невыветрелого материала. Это усложняет процесс выветривания, создает иную, отличную от обычной зональность полных латеритных профилей рудных залежей. Бокситизация обломочного материала близка к субэвральному диагенезу (по Е.В. Шанцеру).

3. Бокситизация аллохтонного несцементированного осадка происходит в условиях высокой проницаемости как самого осадка, так и подстилающих рифогенных известняков (Х. Берквист и др.) Коэффициент фильтрации известняков —  $10^{-2}$ — $10^{-3}$  см/с и выше.

4. Незахороненные рудные залежи современных поднятых атоллов, месторождения высоких уровней на Ямайке и Гаити могут рассматриваться как однозональный (сокращенный) профиль выветривания. При постоянно низком положении уровня грунтовых вод — в подстилающих известняках — нижние многокомпонентные глины не формируются.

5. В соответствии с двухстадийной динамической моделью бокситонакопления в латеритной коре выветривания (В.В. Жуков, Б.А. Богатырев, В.Н. Демина, Л.А. Матвеева [5]) образование месторождений бокситов на высокопроницаемых (в том числе карбонатных) породах происходит в первую стадию и осуществляется за время около 1 млн лет.

6. Вследствие того, что карстовые бокситы формируются в зоне аэрации, в условиях преимущественно нисходящей фильтрации растворов и постоянно глубокого залегания уровня грунтовых вод, зона обогащения железом (кираса) не возникает.

7. Главным источником алюминия для геосинклинальных бокситов являются вулканические породы — известково-щелочные базальты (андезиты), реже толеитовые базальты, местами контрастные по составу вулканические серии, вследствие чего образуются близкие по составу, малокремнистые и высокожелезистые, бокситы с близким спектром элементов-примесей.

8. Синхронные по возрасту латеритные бокситы на вулканических и других алюмосиликатных породах характеризуются зональным строением.

9. Захороненные бокситы геосинклинальных областей, как правило, изменены вторичными процессами катагенеза и метаморфизма.

10. Образование обломочных, бобовых и оолитовых структур свидетельствует о глубокой проработке латеритного профиля.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский Н.И.* Условия залегания и генезиса уральских бокситов // Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 6—11.
2. *Бардоши Д.* Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 316 с.
3. *Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 366 с.
4. *Гладковский А.К., Огородников О.Н., Анфимов Л.В.* Проблема происхождения геосинклинальных месторождений бокситов на Урале // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 168—177.
5. *Жуков В.В., Богатырев Б.А., Демина В.Н., Матвеева Л.А.* Физико-химические условия и динамика формирования месторождений бокситов в латеритном процессе // Геология руд. месторождений. 1983. № 2. С. 67—82.
6. *Калугин А.С.* О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 1. С. 3—22.
7. *Лисицина Н.А., Пастухова М.В.* К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов // Латериты. М.: Недра, 1964. С. 34—55.
8. *Никитина А.П., Слукин А.Д.* Латеритная кора выветривания как источник глинозема при образова-

- нии платформенных бокситовых месторождений // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 297—311.
9. *Пастухова М.В.* Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 78—99.
  10. *Плотников И.И., Миловидов Е.Д.* О генезисе Североуральских бокситовых месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 5. С. 52—61.
  11. *Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д.* О связи бокситов с корой выветривания // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 213—225.
  12. *Goldich S.S., Bergquist H.R.* Aluminous lateritic soil of the republic of Haiti, W.I. // Bull. Geol. Surv. USA. С. 1948. N 954. P. 63—109.
  13. *Lapparent I., de.* Les Bauxites de la France meridionale // Mem. Cart. geol. France. 1930. N 1. 186 p.
  14. *Zans V.A.* Bauxite resources of Jamaica and their development // Colon. Geol. and Miner. Resour. 1953. N 4. P. 307—333.

УДК [551.7:551.311.21."71"]:553.3.078(470.5)

*В.С. Шуб*

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Исследование эволюции процессов выветривания прямо связано с изучением континентальных перерывов в осадконакоплении. В геологической истории Урала многократные перерывы также проявились в несогласиях в разрезах. Характер несогласий несет информацию об особенностях отвечающих им перерывов в осадконакоплении, в том числе указывает на наличие корообразования, его интенсивность и направленность.

Гранулометрический состав базальных отложений, перекрывающих несогласия, отражает морфологию рельефа континента. Чем сильнее расчленен рельеф, тем более грубообломочный материал слагает базальные слои. Псаммитовый и глинистый состав базальных отложений указывает на пенепленизированный рельеф, формирование которого связано с корообразованием.

Минеральный состав базальных отложений позволяет судить о характере выветривания в эпохи их накопления. Континентальные отложения формации коры выветривания, часто слагающие базальные слои, синхронны корам выветривания перерыва и имеют с ними аналогичный состав [6]. Таким образом, базальные отложения несут информацию о характере, направленности, а часто и о интенсивности выветривания.

Глубина проработки материала и мощность кор выветривания зависят от длительности континентального перерыва. В этом отношении перерывы можно разделить на продолжительные (возраст палеонтологических комплексов, содержащихся в отложениях, подстилающих и перекрывающих плоскость несогласия, различен) и кратковременные (подстилающие и перекрывающие отложения содержат палеонтологические остатки одного возраста).

Об особенностях процессов выветривания можно судить и по взаимоотношению пород, подстилающих и перекрывающих поверхность несогласия. С этой точки зрения несогласия делятся на стратиграфические (параллельные) и структурные. Последние указывают на сложные тектонические перестройки и пенепленизацию территории в эпоху перерыва. Формирование кор выветривания на дислоцированном основании идет интенсивнее, чем на горизонтально залегающих толщах. Такие коры выветривания характеризуются более пестрым составом и более разнообразной металлогенией.

В геологической истории Урала имели место три перерыва, зафиксированные крупными структурными несогласиями и разделяющие четыре главных мегацикла:

архейско-раннепротерозойский, рифейско-раннекембрийский, позднекембрийско-позднепалеозойский, мезо-кайнозойский.

Архейско-раннепротерозойский мегацикл отделяется от рифейско-раннекембрийского крупным структурным несогласием между архейско-нижнепротерозойским тараташским комплексом и айской свитой бурзянской серии нижнего рифея (рис. 1). Под кварцевыми конгломератами липовской подсвиты айской свиты на сильно дислоцированных гнейсах, мигматизированных габбро и железистых кварцитах тараташского комплекса в юго-западном и западном обрамлении Тараташского выступа встречены коры выветривания. В настоящее время они превращены в толщу кварц-серицитовых гематитизированных сланцев мощностью 1,5—5,0 м. Кора выветривания магнетитовых железистых кварцитов представлена гематитовыми кварцитами.

Изучение минерального состава кварц-серицитовых гематитизированных сланцев показывает, что при корообразовании темноцветные минералы (амфиболитизированные пироксены и железистые роговые обманки) переходят в темно-зеленый гидрохлорит (I генерация) и бурый биотит, которые через стадию светло-голубого гидрохлорита (II генерация) замещаются гидросерицитом и кварцем (рис. 2).

Основные плагиоклазы переходят в альбит и сосюрнит, разложение которых приводит к образованию гидросерицита и кварца.

Гематитовые кварциты возникли за счет окисления магнетитовых, на что указывает наличие в них большого количества мартитизированных зерен магнетита. Одновременно при выветривании происходило интенсивное перераспределение вещества с образованием мелкочешуйчатого гематита.

Изучение химического состава и баланса вещества при формировании подайской коры выветривания показало, что оно сопровождалось выносом кальция, магния, натрия, частично алюминия и титана и накоплением калия, кремния и железа. Таким образом, выветривание носило сиферритный характер.

Континентальный перерыв, зафиксированный структурным несогласием в основании айской свиты, продолжался около 450 млн лет и ознаменовался интенсивным горообразованием и последующей пенепленизацией. Пенепленизация сопровождалась (или ей предшествовало) заложением рифтовых депрессий, в которых накапливалась полимиктовая внутренняя моласса и контрастная липарит-базальтовая формация (навышская подсвита айской свиты). Такая последовательность геологических событий повторялась в рифее еще по крайней мере дважды и отражена стратиграфическими несогласиями в основании юрматинской и каратауской серий. В обоих случаях перерывы характеризуются пенепленизацией и корообразованием, на что указывает наличие фалаховых формаций в основании указанных серий. В первом случае известны коры выветривания, развитые по черным кварц-серицитовым сланцам бакальской свиты бурзянской серии нижнего рифея и перекрытые кварцевыми конгломератами и песчаниками зигальгинской свиты среднерифейской юрматинской серии. В настоящее время эти коры выветривания превращены в пестрые (красно- и зеленоцветные) кварц-серицитовые сланцы. При изучении состава пород физико-химическими методами установлено преобладание в коре выветривания кварца и гидрослюд (диоктаэдрического гидромусковита политипа 2M<sub>1</sub>). Химический состав продуктов выветривания и баланс вещества указывают на накопление в них кремния и калия, вынос натрия, магния, частично алюминия.

Хуже изучены перерывы конца рифея (предкриволукский) и венда (предашинский), которые выделяются в восточной зоне Уральской миогеосинклинали. В западной зоне наблюдается один крупный перерыв, отвечающий времени накопления за востоке криволукской и серебрянской серий. В основании криволукской серии стратиграфическое несогласие подчеркивается базальными конгломератами фалаховой формации осянковой свиты, а предпашийский перерыв — фалаховой



Стратиграфические подразделения		Континентальные перерывы				Перерыв	Тип выветривания
		Мезоэоноклинал		Эвгеосинклиналь			
		Западная зона	Восточная зона	Главный эвгеосинклинальный пояс	Пояс поднятий и прогибов		
Палеозой	Ордовик						
		Кембрий					
	Венд		Ашинская				
		Серебрянская					
		Миньярская					
		Инзерская					
		Катавская					
		Зильмершлякская					
		Авзянская					
		Зигазино-Комаровская					
		Зигальгинская					
		Бакальская					
	Саткинская						
	Айская						
	Бурзянская						
Нижиния							
Верхиния (рифей)							
Верхиния (Срелин)							
Нижиния							
Архей		Тараташский комплекс					



а б

формацией основания ашинской серии (керноская и урюкская свиты). Прямых данных о корях выветривания на уровне этих перерывов нет. Однако фалаховые формации в основании перекрывающих отложений говорят о их наличии.

Отложения палеозойского мегацикла залегают со структурным несогласием на допалеозойских отложениях. Оно подчеркивается наличием в основании ордовикского разреза базальных конгломератов, обычно олигомиктовых, а в Сакмаро-Лемвинской зоне полимиктовых (рис. 3, см. вкл.). Полимиктовые конгломераты переслаиваются с вулканитами контрастной липарит-базальтовой формации. Накопление указанных толщ связано с заложением в Сакмаро-Лемвинской зоне рифтовых депрессий и их заполнением вулканогенной и молассовой формациями. Накопление же олигомиктовых конгломератов указывает на тектоническую стабилизацию, пенепленизацию и химическое выветривание. Коры выветривания этого перерыва развиты по дислоцированным сланцам и песчаникам кочешорской свиты ашинской серии венда (Красновишерский район) и перекрыты полноводской свитой верхнего ордовика. Они представлены гематитизированными аргиллитами мощностью до 9 м. При формировании этой коры выветривания происходит разложение полевых шпатов и хлорита и обогащение ее продуктов кварцем, гематитом, монтмориллонитом. Это сопровождается выносом алюминия, титана и натрия при малой подвижности кремния, калия и железа, что характерно для сиферритного типа выветривания.

В палеозойском мегацикле известен ряд континентальных перерывов, отраженных стратиграфическими несогласиями. На уровне почти всех перерывов наблюдаются коры выветривания или продукты их переотложения.

Наиболее крупный перерыв фиксируется на границе между нижним и средним девоном. Он хорошо прослеживается как в мио-, так и в эвгеосинклинальной части Урала (см. рис. 3). В миогеосинклинальной зоне предэйфельский перерыв подчеркнут несогласным налеганием фалаховой формации такатинской свиты эйфеля на породы широкого возрастного диапазона — от нижнего девона до рифея. Кварцевый и галлуазитовый состав отложений этой свиты указывает на сиаллитную направленность выветривания в эпоху предэйфельского перерыва в миогеосинклинальной зоне. На Колчимском поднятии в основании такатинской свиты выделяется большеколчимская пачка, сложенная каолинит-кварцевыми продуктами размыва кор выветривания. В них, по данным рентгеноструктурного анализа, отмечается небольшое (до 30%) количество бемита, что позволяет предполагать определенную роль латеритизации при выветривании.

В пределах эвгеосинклинальной части несогласие подчеркивается присутствием в основании эйфельских отложений древнего карста, кор выветривания и бокситовых залежей. Замечательная особенность предэйфельского перерыва — наличие на его уровне самых древних из известных на Земле латеритных элювиальных образований. Изучение их строения и состава, а также направленности экзогенных процессов при формировании этих кор дает важный материал для понимания закономерностей латерито- и бокситообразования и их эволюции в геологической истории планеты.

Среди раннеэйфельских кор выветривания эвгеосинклинального пояса можно выделить два типа профилей выветривания: кальинский и лаксийский. Генотипический разрез коры выветривания кальинского типа наблюдается в районе Кальинской сопки, он вскрыт буровыми скважинами на глубинах 500—550 м. Коры выветривания развиты по туфопесчаникам и туфоконгломератам сосьвинской

Рис. 1. Континентальные перерывы и коры выветривания докембрия

1 — структурные несогласия; 2 — стратиграфические несогласия; 3, 4 — несогласия, на уровне которых континентальные осадочные образования формации коры выветривания; 3 — обнаружены, 4 — не обнаружены; 5, 6 — коры выветривания; 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — базальные конгломераты: а — олигомиктовые, б — полимиктовые

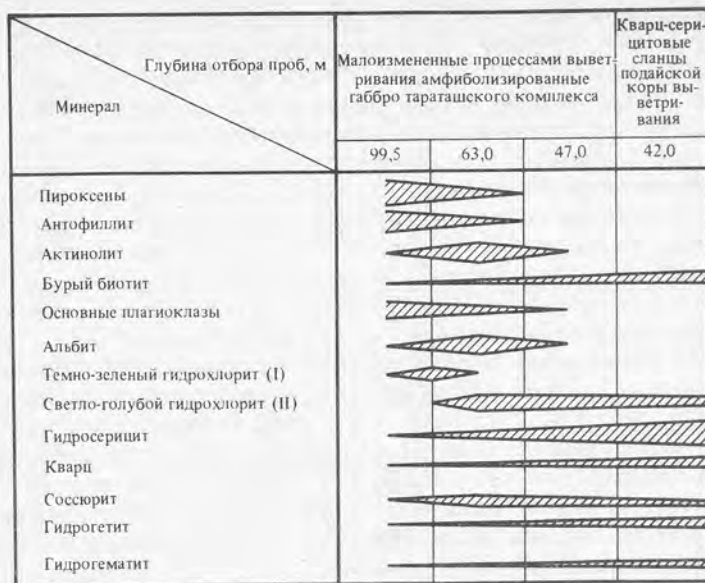


Рис. 2. Изменение минерального состава подайской коры выветривания амфиболитизированного габбро тараташского комплекса верхнего архея—нижнего палеозоя по скважине, пробуренной в юго-западном обрамлении Тараташского выступа

свиты верхнего силура. Они перекрыты темно-серыми и черными амфиפורовыми известняками и глинисто-карбонатными сланцами нижнего эйфеля. Представлены коры выветривания литифицированными аргиллитами с объемным весом 2,38—2,49 г/м<sup>3</sup>.

По профилю коры выветривания снизу вверх уменьшается содержание SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и увеличивается — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 4). На самых ранних стадиях гипергенеза происходит разложение основных породообразующих минералов исходных пород — плагиоклаза и пироксена. За счет первого образуются гидрослюда, за счет второго — хлориты и гидрохлориты. В верхней части зоны промежуточных продуктов, а тем более в зоне глинистых продуктов они практически исчезают и замещаются глинистыми минералами — монтмориллонитом, метагаллуазитом, каолинитом. При этом прежде всего образуется монтмориллонит, а в верхней части зоны глинистых продуктов начинают преобладать минералы группы каолинита. Особенно важно присутствие метагаллуазита, который характерен для современных и четвертичных латеритных кор выветривания тропических областей [4]. В верхней зоне коры выветривания появляется диаспор (по данным микроскопии). Вверх по разрезу коры выветривания увеличивается количество гематита и магнетита и уменьшается — кальцита и кварца.

Инертность титана в коре выветривания и увеличение его содержания в породах коры за счет их уплотнения при эпигенезе позволяет по содержанию TiO<sub>2</sub> оценить первоначальный объемный вес продуктов выветривания и рассчитать баланс основных породообразующих окислов при корообразовании. Уменьшение объемного веса пород коры выветривания кальцинского типа происходило главным образом за счет выноса кремнекислоты, особенно интенсивного на ранних стадиях выветривания. Общее количество вынесенной кремнекислоты составляет около 50% ее количества в исходной породе. Балансовое количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> практически не меняется и остается на уровне 410—450 кг/м<sup>3</sup>.

Описанный профиль коры выветривания сопоставим с нижней частью латеритной коры выветривания. На это, с одной стороны, указывает небольшое ко-

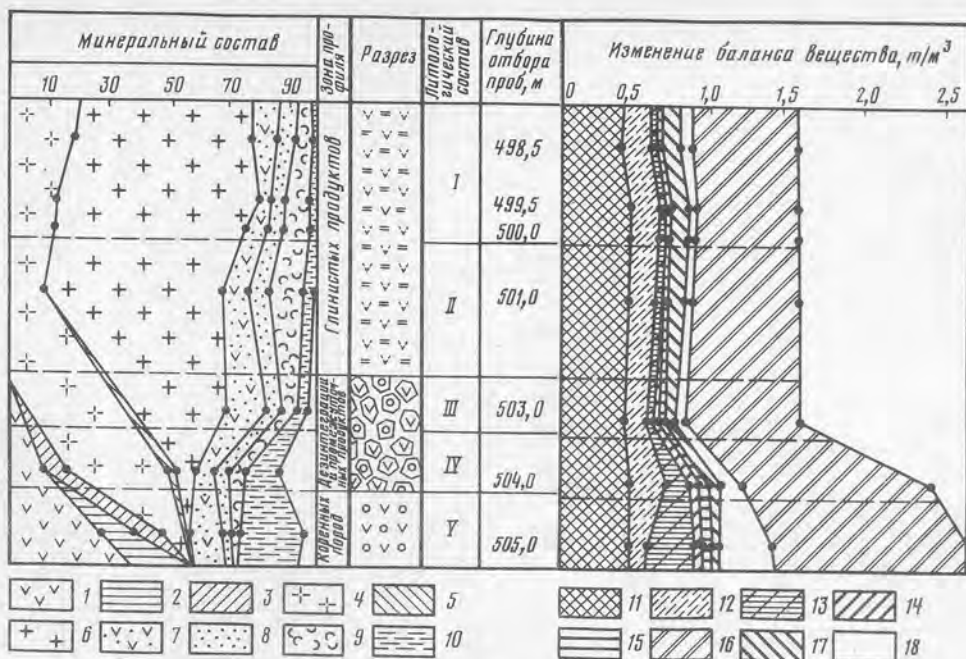


Рис. 4 Минералого-геохимический профиль коры выветривания кальинского типа

Минеральный состав: 1 — полевые шпаты, 2 — пироксены, 3 — хлориты и гидрохлориты, 4 — монтмориллонит, 5 — гидрослюда, 6 — каолинит и метагаллуазит, 7 — кварц, 8 — магнетит, 9 — гематит, 10 — кальцит. Изменение баланса вещества: 11 —  $Al_2O_3$ , 12 —  $Fe_2O_3$ , 13 —  $CaO$ , 14 —  $K_2O$ , 15 —  $Na_2O$ , 16 —  $SiO_2$ , 17 —  $H_2O$ , 18 — прочие. Литологический состав: I — вишнево-красные и буроватые аргиллиты без признаков первичной структуры, II — красно-бурые аргиллиты с хорошо видимой псевдообломочной текстурой, встречаются замещенные вторичными минералами зерна полевых шпатов, III — аргиллитовидные красновато-бурые породы, местами с сохранившимися реликтами структуры туфоконгломератов — видна галечная структура, в том числе гальки, превращенные в аргиллит, IV — серые, участки красновато-бурые, выветрелые туфоконгломераты, V — серые и темно-серые средне- и мелкообломочные туфоконгломераты с прожилками кальцита

личество минералов свободного глинозема в самой верхней части исследованного разреза, а с другой — характерный для латеритного выветривания ряд подвижности ионов:  $Na^+ > Ca^{2+} > K^+ > Fe^{2+} > Mg^{2+} > Si^{4+} \gg Al^{3+} \gg Ti^{4+} \gg Fe^{3+}$ , полученный при оценке изменения баланса вещества в профиле коры выветривания кальинского типа (рис. 5).

Иной характер имеет профиль коры выветривания лаксийского типа (рис. 6), генотипический разрез которого вскрыт скважинами по р. Лаксии на восточном склоне Северного Урала, в пределах Турьинской структурно-фациальной зоны. Здесь коры выветривания развиты по мелко- и среднезернистым туфопесчаникам с карбонатным цементом и перекрыты темно-серыми амфиоровыми известняками. Изменение объемного веса пород при выветривании в лаксийском профиле происходит за счет выноса кремнекислоты, интенсивность которого достигает  $1000-1100 \text{ кг/м}^3$  исходных пород. Глинозем на начальных стадиях выветривания выносятся, затем его количество стабилизируется, а в зоне конечных продуктов наблюдается привнос  $Al_2O_3$ . Изменение количества щелочей и щелочных земель в лаксийском профиле имеет такую же тенденцию, что и в коре выветривания кальинского типа. Однако в зоне промежуточных продуктов окислы щелочных элементов малоподвижны и только в зоне конечных продуктов их вынос достигает почти 90% исходного количества.

В отличие от коры выветривания кальинского типа в лаксийском идет интен-

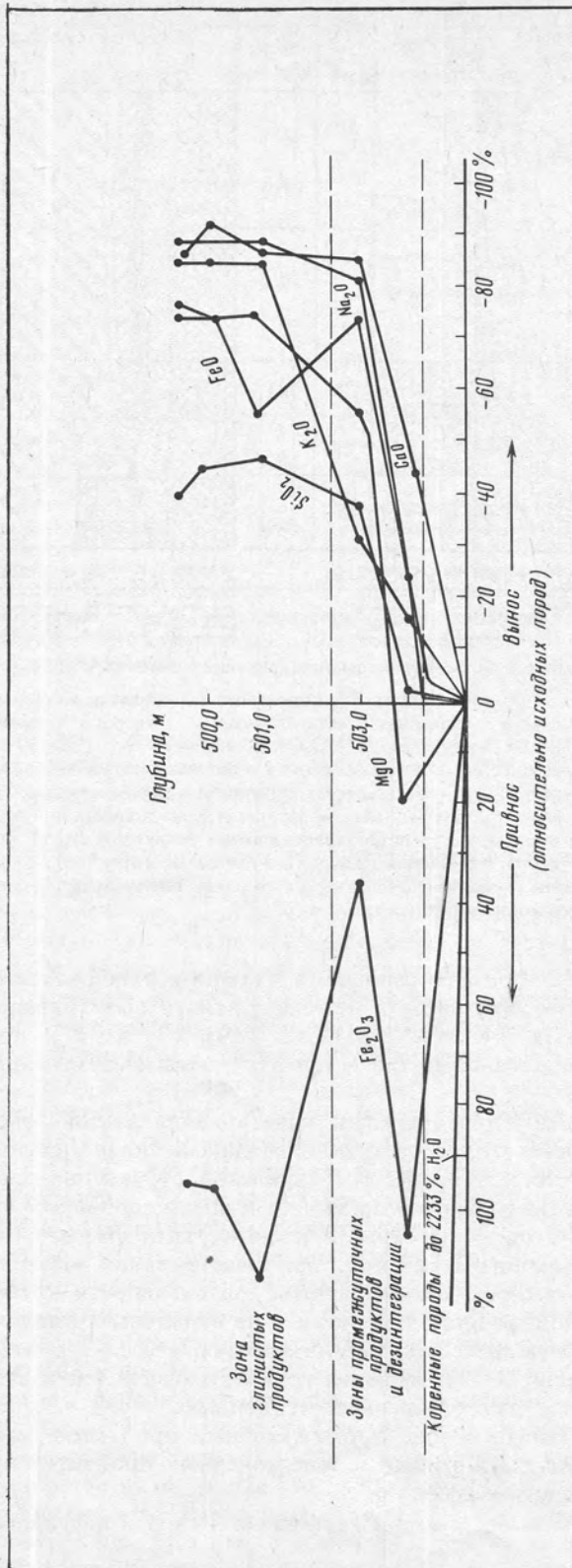


Рис. 5. График подвижности породообразующих элементов в профиле выветривания кальеинского типа

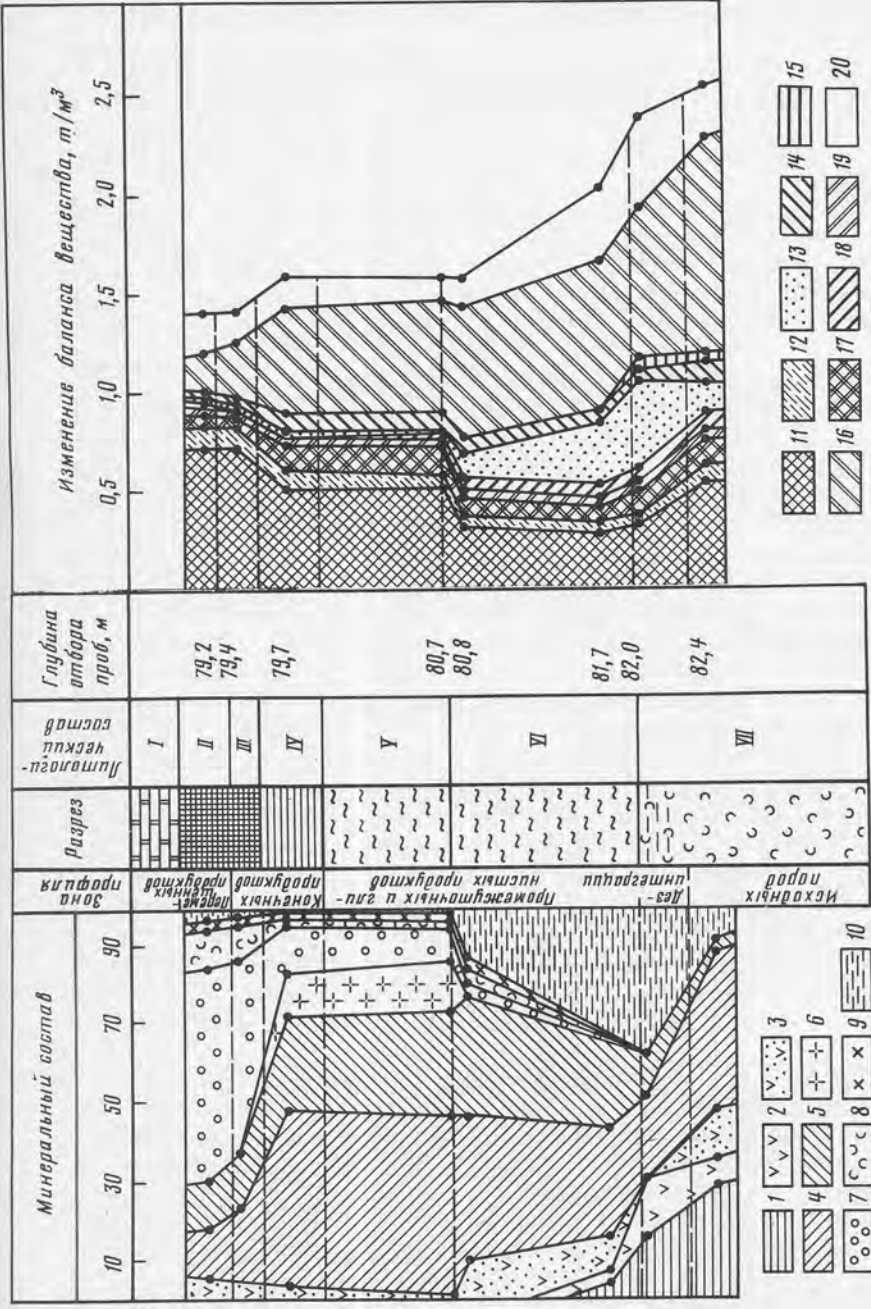


Рис. 6. Минералого-геохимический профиль коры выветривания лахсийского типа

Минеральный состав: 1 — пирооксены, 2 — полевые шпаты, 3 — кварц, 4 — серицит + гидрослюды, 5 — хлориты (в том числе шамозит), 6 — монтмориллонит, 7 — диаспор + бемитит, 8 — гематит, 9 — ильменит + лейкоксен, 10 — кальцит. Изменение баланса вещества: 11 —  $Al_2O_3$ , 12 —  $Fe_2O_3$ , 13 —  $CaO$ , 14 —  $K_2O$ , 15 —  $Na_2O$ , 16 —  $SiO_2$ , 17 —  $FeO$ , 18 —  $MgO$ , 19 —  $TiO_2$ , 20 — прочие.

Литологический состав: I — темно-серые амфиболовые известняки, II — зеленовато-серые пиритизированные мелкопозолитовые слоистые бокситы, III — светло-серые, зеленатоватые, слабо-буроватые мелкопозолитовые бокситы, IV — глинистые серые с вишневыми пятнами сланцы, V — глинистые серые с вишневыми пятнами сланцы, VI — глинистые карбонатно-зироновые зеленовато-серые сланцы, VII — сланцы с реликтами первичной структуры туфосечаников, VIII — зеленовато-серые туфосечаники с карбонатным цементом

сивное образование гидрослюд и серицита, что приводит к формированию мощной зоны промежуточных продуктов. Возникновение глинистых минералов (монтмориллонита и каолинита) замедленно: их количество не превышает 10%, и они не образуют в профиле лаксийского типа самостоятельной зоны глинистых продуктов. В то же время хорошо выражена зона конечных продуктов с диаспором и бемитом.

Особенности строения двух типов профилей предэйфельских кор выветривания — результат различия тектонических обстановок их локализации. Кальнинский тип формировался в тектонически стабильной Петропавловской структуре, лаксийский — отражал мобильную тектоническую обстановку Тарьинской структурно-фациальной зоны.

Продолжительность предэйфельского перерыва в разных частях эвгеосинклинальной зоны неодинакова. Обычно эйфельские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на нижнедевонских, реже силурийских образованиях. В мобильных тектонических зонах эйфельские отложения часто перекрывают поверхность несогласия, в почве которого залегают породы, также содержащие эйфельскую фауну.

Между предэйфельским и предордовикским перерывами в зоне эвгеосинклинального прогиба выделяются еще два континентальных перерыва: предлохковский и предлудловский. В настоящее время трудно судить, носили ли эти перерывы региональный характер. Находок элювия на их уровне пока не имеется. Однако, судя по вещественному составу красноцветных песчаников и аргиллитов, отлагавшихся в условиях этих перерывов, выветривание носило феррисиаллитный характер и сопровождалось выносом щелочей и щелочных земель при относительной неподвижности алюминия, железа и кремния.

Кроме предэйфельского, в разрезе девона наблюдаются еще три континентальных перерыва. Предживетский перерыв характеризуется стратиграфическим несогласием, поверхность которого перекрыта живетскими отложениями и срезает в разных районах Урала породы от рифея до нижнего живета. Коры выветривания этого перерыва в эвгеосинклинальной зоне известны в Карпинском районе. По составу и изменению баланса вещества они аналогичны предэйфельским корам выветривания кальнинского типа. Характерно перекрытие этих кор выветривания кирасовидными породами. Эта самая древняя из известных на земле кирас представлена толщей брекчий с хорошо выраженной обломочной структурой (мощностью 1,5—2,5 м). Разновеликие, плохо отсортированные, угловатые обломки ожелезненных глинистых и кварцево-глинистых аргиллитов, рудных минералов и бобовин сцементированы кварцево-глинисто-гематитовым цементом. Обломки и цемент обычно каолинизованы. Бобовины имеют каолинит-гематит-бемитовый состав. В миогеосинклинальной зоне о характере выветривания в предживетский перерыв можно судить по наличию небольших скоплений живетских бокситов.

Эпохам предэйфельского и предживетского перерывов свойствен относительно спокойный тектонический режим и в эвгеосинклинальной, и в миогеосинклинальной частях Урала. Иная обстановка была во время позднедевонских перерывов. В зоне миогеосинклинали отложения раннефранского (пашийского) и позднефранского (орловского) континентальных перерывов представлены сиаллитами каолинитового состава (флинткляями), аллитами и бокситами. Это указывает на развитие интенсивных процессов выветривания сиаллитного и ферриаллитного типов. Хотя коры выветривания на уровне этих перерывов пока не обнаружены, их наличие не вызывает сомнений. В эвгеосинклинальной зоне раннефранкский континентальный перерыв носил локальный характер, а позднефранского вообще не наблюдается. Плоскость раннефранского несогласия здесь перекрыта толщей грубообломочных поли- и вулканомиктовых конгломератов, указывающих

на тектоническую мобильность территории и сильную расчлененность рельефа суши, что делало невозможным формирование кор выветривания.

В раннем карбоне на Урале происходило накопление угленосных формаций. В миогеосинклинальной зоне олигомиктовая угленосная формация накапливалась в раннем визе. Ее соотношение с подстилающими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями турнейского яруса в синклинальных структурах изучено достаточно хорошо, но отчетливых следов континентального перерыва не обнаружено. В антиклинальных структурах можно предполагать на границе турнейского и визейского веков локальный континентальный перерыв, в течение которого шло формирование кор выветривания сиаллитного, а возможно, и ферриаллитного типов. Однако перекрытые разрезы нижекарбонных отложений на антиклинальных структурах в настоящее время размыты.

В эвгеосинклинальной зоне накопление угленосной формации началось в турнейское время. Угленосные отложения здесь полимиктовые, что указывает на большую тектоническую мобильность эвгеосинклинальной зоны в карбоне по сравнению с миогеосинклинальной. В синклинальных структурах угленосные отложения залегают на подстилающих без видимых следов перерыва. Антиклинальные структуры во время накопления полимиктовой угленосной формации представляли собой поднятия с континентальным режимом. Есть данные, что в пределах этих поднятий в раннетурнейское время формировались коры выветривания [1], для которых характерно обогащение гидроокислами железа и алюминия до уровней, превышающих содержания кремнезема (ферриаллитный тип выветривания).

Орогенный этап в развитии Урала ознаменовался крупным региональным перерывом, начавшимся в разных частях Урала асинхронно. Он выражен в структурном несогласии между дислоцированными породами палеозоя и слабо нарушенными или горизонтально залегающими толщами мезо-кайнозойского мегацикла. Очень хорошо изучены коры выветривания мезозойского и кайнозойского интервалов этого перерыва. Гораздо меньше данных по особенностям выветривания в эпоху позднепалеозойского перерыва. Насколько можно судить по красноцветным гипсо- и соленосным формациям, слагающим разрез пермских, средне- и верхнекарбонных отложений, господствующим в это время был аридный климат с характерным для него физическим и красноземным выветриванием. В то же время имеются данные о существовании в пермское время в Предуралье эпох, когда происходило ферриаллитное (латеритное) выветривание. На это указывает наличие высокоглиноземистых пород (бокситов и аллитов), приуроченных к перерыву, зафиксированному несогласием между рифогенными известняками сакмарского и битуминозными слоистыми мергелями артинского яруса нижней перми, описанному В.Д. Наливкиным [5] в районе пос. Ярославка (Среднее Предуралье).

В мезо-кайнозойский этап Урал развивается как часть эпигерцинской платформы. Взаимоотношения между корами выветривания и стратифицированными породами мезозоя и кайнозоя показаны на схематическом сводном разрезе (рис. 7). Они указывают на корообразование в мезозое, ранне- и позднемезозойскую эпохи. Раннемезозойской отвечают элювиальные образования, развитые на породах палеозоя и туринской серии нижнего—среднего триаса и перекрытые угленосными отложениями челябинской серии верхнего триаса. К позднемезозойской эпохе относятся продукты выветривания на угленосных верхнетриасовых (челябинская серия) и среднеюрских отложениях, перекрытые лангурской свитой верхней юры, синарской свитой апт-альба и мысовской свитой альб-сеномана.

В районах Южного Зауралья и северной части Тургайского прогиба известен олигоценый параэлювий, развитый по глинам чеганской свиты нижнего олигоцена и перекрытый свитами тургайской серии среднего—верхнего олигоцена. Процессы выветривания приводили к каолинизации монтмориллонитовых глин



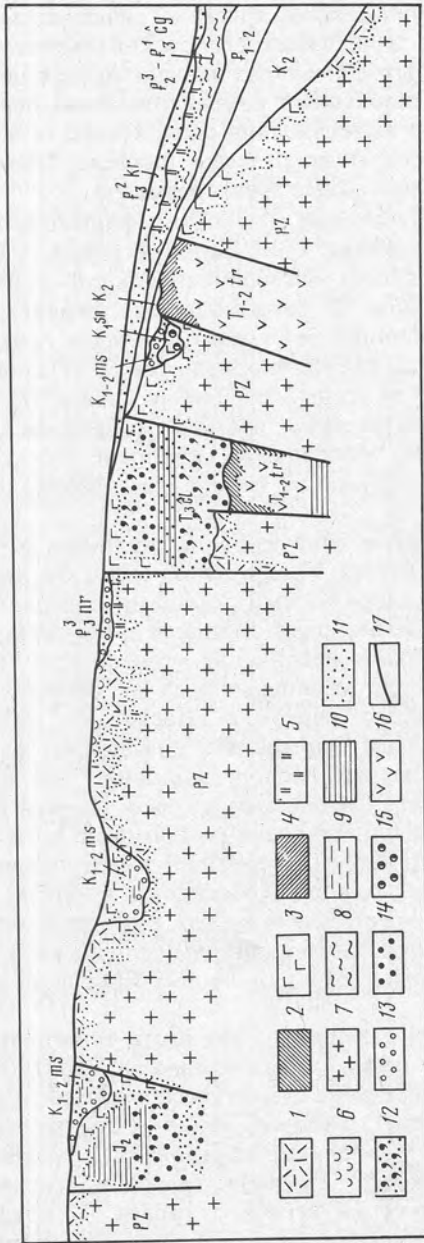


Рис. 7. Геологическая позиция мезозойских и кайнозойских кор выветривания

1 — раннемезозойские коры выветривания; 2 — раннемезозойские латеритные образования; 3 — позднемезозойские коры выветривания; 4 — позднемезозойские латеритные образования; 5 — олигоценные коры выветривания; 6 — зоны миоценового красноземного изменения кор выветривания; 7 — палеозойские осадочные, магматические и метаморфические породы; 8 — бейделлитовые глины; 9 — каолиновые и каолин-гидрослюдистые глины; 10 — аргиллиты; 11 — кварцевые пески; 12 — полимиктовые песчаники; 13 — кварцевые галечники; 14 — полимиктовые конгломераты; 15 — бокситы; 16 — основные эффузивы; 17 — тектонические нарушения

чеганской свиты. Господство олигоценового выветривания в районах Зауралья и Тургая позволяет предполагать наличие продуктов олигоценовой коры выветривания и на Урале.

Латеритные ферриаллитные коры формировались в среднем—верхнем триасе и коррелируются с верхнетриасовым бокситоносным горизонтом. Они образовывались также в апт-альбское время синхронно с бокситоносными отложениями синарской свиты. Сиаллитные коры выветривания отвечают времени накопления лангурской свиты верхней юры, мысовской свиты альб-сеномана и тургайской серии олигоцена. Силицифитный тип коры выветривания имел место в юре, мелу и олигоцене. Время формирования красноземной коры выветривания отвечает эпохе накопления красноцветных осадочных толщ каракольской серии миоцена.

Рассмотрение связи полезных ископаемых с процессами выветривания выявляет ряд общих металлогенических закономерностей. Как следует из рис. 1, 3 и 7, изменение направленности процессов выветривания на Урале носило необратимый характер. Сиферритный тип выветривания, господствовавший с докембрия до раннего ордовика, в силуре сменился феррисиаллитным, а в девоне — ферри-сиаллитным. Последние два типа преобладали на Урале и в мезозойско-палеогеновое время. Такая эволюция выветривания указывает на то, что она связана не с региональными многократными вариациями климатических условий, а с необратимыми явлениями планетарного масштаба. В этом случае установленное на Урале направленное во времени изменение процессов выветривания также должно носить планетарный характер. Сказанное хорошо увязывается с данными по изменению процессов выветривания на Русской платформе [3].

Выявленная закономерность важна для оценки роли процессов выветривания в формировании месторождений полезных ископаемых на разных этапах геологической истории. Становится понятным появление бокситовых и каолиновых месторождений только начиная с девона. В то же время очевидно, что уже и на более ранних этапах геологической истории Земли процессы выветривания приводили к высвобождению устойчивых к выветриванию кластогенных компонентов, и это позволяет надеяться на обнаружение их россыпных скоплений в отложениях раннего палеозоя и докембрия. Уже сейчас повышенные концентрации титановых минералов этого типа известны в рифейских толщах Урала. Можно предполагать, что при наличии коренных источников такие скопления могли давать благородные металлы, алмазы и др.

Интенсивность процессов выветривания во многом зависит от тектонической обстановки. Как было показано на примере девонских кор выветривания, профиль выветривания в условиях тектонически мобильной обстановки Турьинской зоны характеризуется формированием зоны конечных продуктов, представленной гидроокислами алюминия и железа. В корах выветривания тектонически стабильных областей зоны конечных продуктов недоразвиты, зато происходит интенсивная и глубокая экзогенная переработка продуктов размыва кор выветривания с образованием хорошо выдержанных по латерали тел высококачественных бокситов [2].

Формирование латеритных и латеритно-осадочных бокситовых залежей началось на Урале в среднем девоне с образованием кор выветривания ферриаллитного типа. В то же время докембрийские и раннепалеозойские эпохи выветривания, характеризующиеся сиферритным типом выветривания с выносом алюминия, могут оказаться благоприятными для формирования переотложенных высокоглиноземистых продуктов хемогенного генезиса.

Таким образом, для процессов выветривания на примере Урала выявлено направленное развитие процессов выветривания, обусловленное системой глобальных и региональных факторов, определяющих металлогеническую специализацию кор выветривания и связанных с ними переотложенных продуктов выветривания класто- и хемогенного характера.

1. Боякова В.Д., Юкляевских В.В. О находках кор выветривания нижнекаменноугольного возраста на восточном крыле Магнитогорского синклиория // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 1. С. 147—150.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Наука, 1981. 256 с.
3. Додатко А.Д. Эволюция процессов выветривания в послепалеозойских корах выветривания Русской платформы (на примере Украинского щита) // Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Наука, 1981. С. 73—79.
4. Лисицина Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 228 с.
5. Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. М.: Гостехиздат, 1949. 206 с.
6. Шуб В.С. Кора выветривания Урала и коррелятивные им осадки // Кора выветривания Урала. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1969. С. 17—21.

УДК 551.311.231(234.853)

*И.К. Зиняхина, Ю.Л. Кисарев, А.П. Рождественский*

### ГЕОМОРФОГЕНЕЗ И КООРООБРАЗОВАНИЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Складчатая область Южного Урала в мезозое и кайнозое находилась в условиях преобладающего континентального развития, что послужило предпосылкой длительного господства в регионе процессов физического и в основном химического выветривания. Палеоклиматические обстановки, направленно изменявшиеся от жаркой и засушливой в начале мезозоя (триас) через влажную тропическую и субтропическую, временами засушливую (юра, мел и палеоген) до умеренно-теплой (неоген), холодной (плейстоцен), прохладной и влажной в современную (голоцен) эпоху, также сильно влияли на формирование и смену различных генетических типов выветривания.

Выветривание горных пород на Южном Урале в мезозое и кайнозое являлось непрерывным процессом, развивавшимся с периодами резкого усиления и ослабления в зависимости от менявшихся палеотектонических, палеогеоморфологических и палеоклиматических обстановок в различных структурно-тектонических, палеоморфоструктурных зонах региона, находившихся в континентальных условиях. Только в тех районах, которые временами подвергались морским трансгрессиям или испытывали тектоническое опускание и превращались в осадочные бассейны, выветривание прерывалось и сменялось морским или континентальным седиментогенезом. Таким образом, постоянное экспонирование горных пород в сферу континентальной денудации являлось необходимым условием перманентного корообразования.

Геоморфогенез и корообразование представляют собой два взаимосвязанных и взаимообусловленных процесса. Характер и интенсивность взаимодействия между ними определяются многими факторами. Среди них первостепенное значение имеют тектонический и климатический факторы.

Имеющийся фактический материал позволяет в рассматриваемом регионе в течение указанного геологического времени выделить две эпохи преобладания физического (ранний—начало среднего триаса и плейстоцен) и четыре эпохи наиболее интенсивного химического (ранне-, позднемезозойская, олигоценная и миоценовая) корообразования (см. таблицу).

Южный Урал вступил в мезозойскую эру в стадии эпигеосинклинального корообразования герцинского тектонического цикла. Окончание этой стадии здесь относится к середине среднего триаса [1, 10] и характеризуется условиями сложного проявления горизонтальных и вертикальных движений земной коры,

формирования чешуйчато-надвигово-блоковой структуры и активного горообразования.

Территория региона на рубеже палеозоя и мезозоя и в раннем—начале среднего триаса представляла собой типичную среднегорную страну с резко контрастным хребтовым и плоскогорным рельефом, значительными колебаниями относительных высот. Можно предполагать проявление достаточно высокой сейсмичности и образование сейсмодислокаций. Эндогенные процессы геоморфогенеза преобладали, но не подавляли экзогенные. Напротив, на позднегерцинском орогенном этапе тектонические процессы активизировали экзогенное расчленение рельефа. Оба фактора рельефообразования действовали в одном направлении, усиливали рост гор и одновременное их разрушение с образованием верхней красноцветной молассы в Предуральском прогибе и в Кизильской межгорной зоне. В вершинных частях гор доминировали процессы физического выветривания, поставившего массу грубообломочного материала, и только в днищах межгорных понижений формировалась инфильтрационная химическая кора выветривания.

К середине среднего триаса тектоническая активность на Южном Урале ослабела. Горообразование как ведущий геоморфологический процесс завершилось. На смену эпигеосинклинальному орогенезу пришел платформенный тектонический режим со свойственным ему равнинным рельефом.

Первым этапом формирования равнинного типа рельефа на Южном Урале явилось экзогенное выравнивание, или пенепленизация, герцинского горного рельефа. Этот этап охватил отрезок времени от второй половины среднего триаса до средней юры включительно и характеризовался исключительным преобладанием экзогенного геоморфогенеза над эндогенным. Создались благоприятные условия для широкого развития процессов химического выветривания с образованием раннемезозойской площадной, линейной и сложной остаточной коры выветривания каолинового и латеритного типов [2, 4, 7, 9 и др.]. Таким образом, совместное проявление интенсивного химического выветривания, субаэриальной денудации и эрозии явилось главным фактором пенепленизации позднегерцинских гор Южного Урала. Эти процессы развивались неравномерно во времени и пространстве, с миграцией пенепленизации с востока на запад. Она протекала в условиях сохранения достаточной тектонической активности, ритмического проявления колебательных и горизонтальных движений земной коры.

Раннемезозойская пенепленизация на Южном Урале сменилась длительным этапом позднемезозойско-палеогенового выравнивания рельефа. Он продолжался с поздней юры до олигоцена включительно и заключался в последовательном денудационном уничтожении старых и образовании новых, более молодых полигенетических поверхностей выравнивания, в развитии типичного платформенного рельефа на месте пенеплена.

В позднемезозойскую эпоху палеогеоморфологические и палеоклиматические условия на Южном Урале благоприятствовали продолжению интенсивного химического выветривания каолинит-латеритного типа [2, 3, 7]. В позднем мелу, когда Южный Урал местами подвергся воздействию трансгрессий туронского, сантонского, кампанского и маастрихтского морей, химическое выветривание экспонированных горных пород продолжалось, но в ослабленном виде. В районах, задетых трансгрессиями, происходила консервация кор выветривания под накапливавшимися морскими осадками. Усиление химического выветривания с образованием гидрослюдисто-каолининовой коры [2, 3, 7, 8] произошло в олигоцене, когда на Южном Урале сформировалась единая поверхность выравнивания и весь регион стал испытывать медленное тектоническое поднятие и полностью освободился от морских вод.

Принципиально новый этап — неотектонический, оказавший решающее влияние на процессы выветривания и горообразования, наступил на Южном Урале в самом конце олигоцена. Он охватывает неогеновый и четвертичный периоды и

Этапы развития рельефа и горообразование на Южном Урале в мезозое и кайнозое

Геохронологические подразделения			Продолжительность, млн лет	Тектогенез и эндогенный геоморфогенез			Климат		
Эра	Период	Эпоха		Типы тектонического режима	Характер тектонических движений	Типы геоморфологического режима			
Кайнозойская	Четвертичный	Четвертичный	1,8	Тектоническая активизация (неотектонический этап); разделение Урала на область слабого горообразования (западная часть) и область материковой платформы (восточная часть)	Прерывистые поднятия Слабые дифференцированные движения Резкая тектоническая активизация с преобладанием поднятий Ослабление тектонических движений Региональная тектоническая активизация; проявление дифференцированных поднятий	Орогенный (на западе), плетогенный (на востоке)	Холодный и умеренный; чередование похолоданий и потеплений		
		Неогеновый	Плиоцен					22	Умеренный с похолоданием в конце
			Миоцен						
	Палеогеновый	Олигоцен	41				Теплый, влажный		
		Эоцен							
		Палеоцен							
Мезозойская	Меловой	Поздняя	70	Эпейрогенные движения	Слабые поднятия Преобладание нисходящих движений; развитие трансгрессий Региональные поднятия и регрессия моря (в конце датского века); региональные опускания; развитие трансгрессий Слабые поднятия Региональные опускания, развитие трансгрессий Слабые тектонические движения Активизация тектонических движений; дифференцированные поднятия, унаследованное развитие герцинских структур (фаза тектогенеза) Слабые тектонические движения	Плетогенный	Теплый или жаркий с чередованием сухих и влажных эпох		
		Ранняя							
	Юрский	Поздняя	55-60					Теплый или жаркий, влажный	
	Средняя								
	Триасовый	Поздняя	40-55				Жаркий, переменновлажный		
		Средняя							
Ранняя	Жаркий, засушливый								
Палеозойская	Пермский	Поздняя	Геосинклинальный	Завершающая стадия герцинского тектоге неза; сложное проявление горизонтальных и вертикальных движений	Орогенный	Жаркий, засушливый			

Экзогенный геоморфогенез	Гипергенез			Основные этапы развития рельефа
	Эпохи интенсивного корообразования	Процессы корообразования	Гипергенные полезные ископаемые	
<p>Субэральная денудация и аккумуляция; формир. компл. террас в долинах; физич. выветривание в горах; перигляц. морфогенез</p> <p>Формирование плиоцен, полигенетической поверхности выравнивания</p> <p>Субэральная денуд. и аккумуляц. интенсивная глубинная эрозия</p>		<p>Физическое выветривание; размыв ранее сформированных кор</p> <p>Преобладание процессов физического выравнивания</p> <p>Размыв кор выветривания</p>	Осадочные. Россыпи золота, строительные материалы	Этап неотектонической активизации; формирование современного рельефа
<p>Формир.-е миоценовой полигенетич. поверхн. выравнивания</p> <p>Субэральная денудация и аккумуляция, активизация эрозионных процессов</p>	Миоценовая	<p>Формирование наложенной красноцветной коры выветривания</p> <p>Размыв кор</p>		
<p>Формирование палеогеновой полигенетической поверхности выравнивания</p> <p>Дальнейшее выравнивание рельефа на основе раннемезозойского пенеплена с образованием полигенетических поверхностей выравнивания</p>	Олигоценевая	<p>Формирование гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания</p> <p>Ослабление процессов выветривания, не приведшее к формированию самостоятельного профиля коры выветривания; консервация ранее сформированных кор в районах развития морских трансгрессий и слабый размыв их на суше</p>	Осадочные. Бурые железняки в карстах, россыпи золота, огнеупорные глины, кварцевые пески и др.	Этап позднемезозойско-палеогенового выравнивания рельефа
	Позднемезозойская	<p>Интенсивное химическое выветривание; образование кор выветривания каолинист-латеритного типа</p>	<p>Остаточные. Никель-кобальтовые руды, бурые железняки, золото, и серебро "железных шляп", "марганцевые шляпы" и др.</p> <p>Осадочные. Природно-легированные железные руды, бокситы, кварцевые пески, каолины и др.</p>	
<p>Разрушение гор; формирование раннемезозойского пенеплена</p>	Раннемезозойская	<p>Интенсивное глубокое химическое выветривание; образование кор выветривания каолинового и латеритного типов</p>	<p>Остаточные. Никелевые и природно-легированные железные руды, "латериты", зоны вторичного изменения коренных месторождений, каолины, маршаллит, минеральные краски и др.</p> <p>Осадочные. Бобово-конгломератовые железные руды, бокситы, каоциты и др.</p>	Этап раннемезозойской пенепенизации
<p>Интенсивное эрозионное расчленение горного рельефа; аккумуляция в эрозионно-тектонических депрессиях (накопление моласс)</p>		<p>Химическое выветривание силицифицированного и красноземного типов (инфильтрационная кора выветривания) преимущественно в межгорных понижениях; физическое выветривание в горах</p>		Позднетеррический - орогенный этап

характеризуется различным тектоническим режимом в разных частях складчатой области и значительным похолоданием климата. В западной части Южного Урала, соответствующей миогеосинклинальной зоне герцинской геосинклинали, в неоген-четвертичное время произошла резкая активизация тектонических процессов, приведшая к возобновлению горообразования. В отличие от предшествовавшего мощного эпигеосинклинального позднегерцинского орогенеза новейший орогенез Южного Урала является эпиплатформенным и относится к категории слабого горообразования. Восточная (эпигеосинклинальная) часть Южного Урала в неотектонический этап продолжала развиваться в режиме материковой платформы и сохранила равнинный рельеф [5, 6 и др.].

Тектоническая активность и амплитуды вертикальных новейших движений на Южном Урале закономерно возрастают в направлении с востока на запад, из районов материковой платформы к области слабого новейшего горообразования. В соответствии с этим находится и характер современного распространения кор выветривания: в этом направлении последовательно сокращаются площади, занятые корами, от почти сплошной на востоке (в зоне погребения под более молодыми осадками) через районы их выходов на дневную поверхность в зоне Зауральского пенеплена до фрагментарной, сходящей почти на нет, на западе, в области новейшего горообразования.

В высокогорных частях Южного Урала в неоген-четвертичное время господствовало физическое выветривание. Активная денудация в зоне гольцового выветривания и морозной альтипланаии особенно интенсивно проявлялась в плейстоцене, что привело к полному уничтожению не только древних кор выветривания, но и поверхности выветривания, на которой они были сформированы. В современном рельефе горного Южного Урала вершинная поверхность хребтов является самой молодой — плейстоценовой и голоценовой.

В неотектонический этап в регионе только в миоценовую эпоху кратковременно существовали условия, в которых протекало наложенное красноцветное химическое выветривание [2, 3, 8].

Что касается фрагментов (главным образом корней) мезозойских и палеогеновых кор выветривания в современной горной области Южного Урала, то они встречаются на более низких гипсометрических уровнях и приурочены, как правило, к межхребтовым понижениям и участкам развития линейных кор, уходящих на глубину 250—300 м [4].

В восточной равнинной области в неотектонический этап происходило наложение новых процессов выветривания на уцелевшие от денудации древние площадные коры, которые отличаются здесь лучшей сохранностью и большей глубиной проработки. Однако и в данном случае мощность этих кор частично редуцирована, уменьшена по сравнению с первоначальной. В условиях континентального геоморфогенеза они подвергались такому же денудационному разрушению, как и окружавшие их выступы пород материнского субстрата.

С выделенными эпохами корообразования на Южном Урале связаны соответствующие эпохи формирования богатого комплекса полезных ископаемых гипергенного типа (природно-легируемые железные руды халиловского типа, железные руды зигазино-камаровского типа, никелевые руды, бокситы и др.).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрушев Г.В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1949. 232 с.
2. Гузовский Л.А. Древние коры выветривания Урало-Тобольского междуречья: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1968. 22 с.
3. Кисарев Ю.Л. Коры выветривания Южно-Уральского плоскогорья и палеогеоморфологические условия их формирования: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Уфа, 1972. 21 с.

4. Кисарев Ю.Л., Ротарь А.Ф. Новые данные о корях выветривания Тирлянского железорудного района на Южном Урале // *Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья*. Уфа, 1976. С. 53—60.
5. Рождественский А.П. Некоторые вопросы структурного и геоморфологического развития платформенных и складчатых областей в новейший тектонический этап // *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры*. М.: Недра, 1967. С. 61—69.
6. Рождественский А.П. Горообразование на Урале и новейшая тектоника // *Типы гор и механизмы горообразования*. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1979. С. 65—69.
7. Сигов А.П. Кора выветривания Урала // *Разведка и охрана недр*. 1957. № 7. С. 11—19.
8. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
9. Черняховский А.Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал) // *Тр. ГИН АН СССР*. 1963. Вып. 77. С. 35—62.
10. Яншин А.Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте Уральских надвигов // *Изв. АН СССР. Отд-ние мат. и естеств. наук*. 1936. № 4. С. 511—535.

УДК 550.4:553.492:551.734.5(470.5)

*С.К. Гунн, Л.А. Антоненко, Е.В. Ершова*

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ БОКСИТОВ УРАЛА

На Урале распространены два основных промышленных бокситорудных горизонта: субровский, приуроченный к основанию эйфеля, с которым связаны основные месторождения Северного Урала, и орловский, имеющий раннефранский возраст и проявившийся на Южном Урале [2, 4]. Традиционно выделялись основные разновидности бокситов, слагающие эти рудные горизонты: красные маркие, каменистые, яшмовидные и пестроцветные (серые) руды. Авторы подробно изучили как эти литотипы бокситов, так и закономерности их распределения в рудном теле и на площади месторождений, приуроченность их к определенным формам рельефа и палеогеографическую обстановку на территории Урала во время бокситообразования. В результате были выделены следующие литолого-фациальные типы бокситов Северного и Южного Урала [1, 5].

1. Элювиально-делювиальный, представленный красными маркиями диаспоровыми бокситами, которые согласно их текстурно-структурным особенностям считаются первичными латеритными.

2. Делювиально-пролювиальный, образовавшийся в результате переотложения бокситов I-го типа и представленный красными каменистыми бокситами также диаспорового состава.

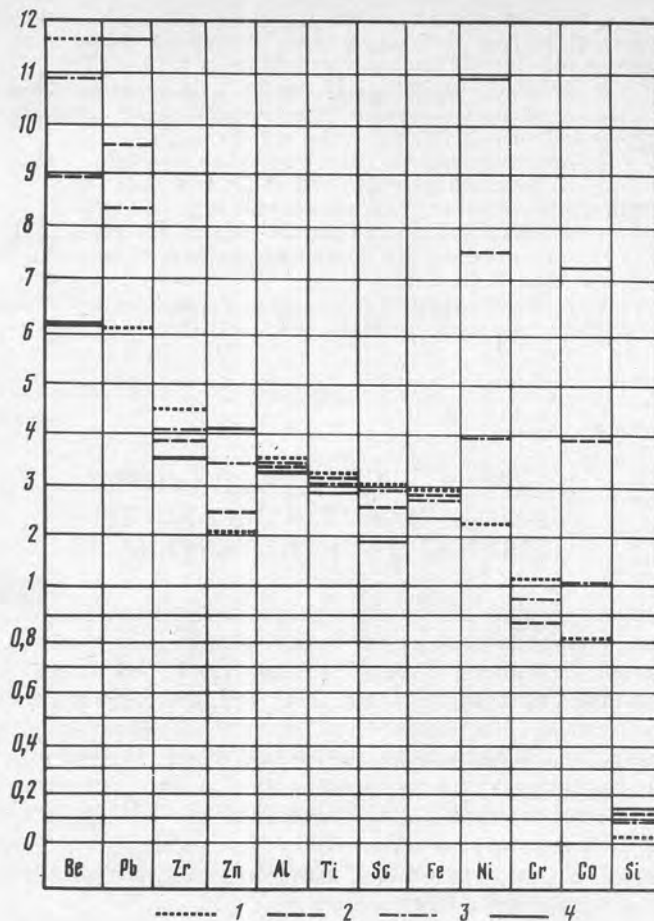
3. Озерный, которому соответствуют яшмовидные разности бокситов. Он отличается от первых двух типов более тонким гранулометрическим составом и присутствием свободного глинозема в виде бемита.

4. Лагунный, к которому отнесены серые, зеленовато-серые и черные обломочные бокситы бемит-диаспорового состава, часто содержащие пирит и залегающие, как правило, в верхней части рудного пласта. Вверх по разрезу они постепенно сменяются сланцами и известняками кровли.

С целью изучения геохимических особенностей бокситов разных типов данные по содержанию в них ряда элементов (в том числе любезно предоставленные В.А. Теняковым) были подвергнуты математической обработке с помощью ЭВМ.

Коэффициенты концентрации рассматриваемых элементов для бокситов СУБР показаны на рисунке. За исходную породу были приняты эффузивы основного состава позднесилурийской сосвинской свиты, распространенной в Североуральском районе. В элювиально-делювиальных бокситах, помимо порообразующих алюминия, титана и железа, накопились в большей степени по сравнению с осадочными разностями такие элементы, как бериллий, цирконий, скандий, хром. Все эти





Коэффициенты концентрации элементов, подсчитанные для бокситов разных типов

1 — элювиально-делювиального; 2 — делювиально-пролювиального; 3 — озерного; 4 — лагунного

элементы за исключением бериллия, согласно геохимической классификации элементов А.И. Перельмана [6], малоподвижны в большинстве обстановок и обладают малой миграционной способностью. Таким образом, накопление их в бокситах, которые отнесены к первичным латеритным образованиям, вполне закономерно. При переотложении первичного бокситового материала происходит его "разбавление" терригенной алюмосиликатной примесью, что приводит к уменьшению коэффициента концентрации упомянутых элементов в бокситах осадочного ряда. Так, в элювиально-делювиальных бокситах содержится в среднем 30,34% алюминия, 1,33% титана и 16,69% железа. В лагунных бокситах концентрация этих элементов самая низкая: 26,79% алюминия, 1,19% титана и 13,47% железа. Кремния в лагунных бокситах больше (3,46%), чем в элювиально-делювиальных бокситах — 0,92% (табл. 1).

Титановый модуль (отношение титана к алюминию) для всех типов бокситов составляет в среднем 0,044, что несколько ниже по сравнению с исходными породами (0,049). По-видимому, он унаследован от материнских порфиритов. Однако коэффициент корреляции титана и алюминия, подсчитанный для бокситов разного типа, различен. Для элювиально-делювиальных бокситов он имеет отрицательное значение и равен -0,16, что резко отличает их от руд осадочной группы, где он

Таблица 1

Средние содержания (в %) и коэффициенты корреляции породообразующих элементов в бокситах разных типов СУБР и в порфиритах сосвинской свиты

Тип бокситов	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Ti модуль	K <sub>Al/Ti</sub>	K <sub>Fe<sup>3+</sup>/Ti</sub>
Лагунный	3,46	1,19	26,79	8,69	4,78	0,044	0,81	-0,23
Озерный	2,75	1,23	28,78	13,60	3,53	0,043	0,75	-0,14
Делювиально-пролювиальный	2,79	1,27	28,48	14,43	2,10	0,045	0,59	-0,33
Элювиально-делювиальный	0,92	1,33	30,34	15,81	0,88	0,044	-0,16	0,25
Порфириды	26,11	0,41	8,38	3,56	2,20	0,049	0,50	-0,19

Таблица 2

Коэффициенты корреляции некоторых элементов-примесей с алюминием (в числителе) и железом (в знаменателе) в бокситах разных типов

Тип бокситов	Fe	Zr	Sc	Cr	Pb	Zn	Ni	Co
Элювиально-делювиальный	0,15	0,03	0,11	-0,25	0,48	-0,35	-0,47	-0,40
	0,39	-0,10	0,22	0,17	-0,01	-0,13	-0,05	-0,11
Делювиально-пролювиальный	0,18	0,07	0,16	0,16	-0,02	-0,14	-0,06	-0,03
	0,05	-0,16	-0,16	-0,10	-0,17	-0,05	-0,10	0,00
Озерный	0,24	0,03	0,44	0,23	0,09	-0,31	-0,18	0,17
	0,20	-0,41	0,47	0,29	0,21	-0,01	-0,09	-0,21
Лагунный	0,54	0,35	0,24	0,44	-0,23	-0,53	-0,01	-0,08
	0,03	-0,28	-0,19	0,01	0,08	-0,08	0,03	0,09

имеет положительное значение, и у лагунных бокситов увеличивается до 0,81 (см. табл. 1). Такое изменение коэффициента корреляции титана и алюминия подчеркивает различие условий образования элювиально-делювиальных и осадочных бокситов. Этому явлению мы даем следующее объяснение. В процессе выветривания титан накапливался совместно с трехвалентным железом, на что указывает их положительная корреляция в элювиально-делювиальных бокситах. В осадочном процессе титан сообразно близости его геохимических свойств с алюминием перераспределяется и накапливается совместно с ним. Коэффициент корреляции титана и алюминия приобретает положительный знак, а его значение увеличивается соответственно степени участия химических процессов в формировании того или иного типа бокситов. Здесь уместно привести данные Е.С. Гуткина [4] о доле хемогенного процесса в образовании основных литологических типов субровских бокситов. Так, по его мнению, она наименьшая (5—10%) при образовании красных марких (по нашему описанию — элювиально-делювиальных) бокситов, несколько большая (10—15%) для красных каменных (делювиально-пролювиальных) и наибольшая (15—20%) для зеленовато-серых лагунных руд в верхней части залежи.

Из элементов, накопившихся в элювиально-делювиальных бокситах, интерес вызывает поведение бериллия, так как в элювиальных бокситах он обычно накапливается в меньшей степени, чем в осадочных [3]. Бериллий по миграционной способности стоит в одном ряду с такими катионами, как калий, литий, барий и др. Поэтому в бокситах он накапливаться не должен. Так, В.А. Теняков [7]

отмечает, что коэффициент концентрации бериллия в целом составляет 0,8, т.е. он в процессе бокситообразования не накапливается. В бокситах Северного Урала мы наблюдаем увеличение его содержания. Коэффициент концентрации бериллия в элювиально-делювиальных бокситах равен 11,4. В бокситах осадочного ряда он уменьшается и в бокситах лагунного типа составляет 6,2. В элювиально-делювиальных бокситах коэффициент корреляции бериллия с алюминием ниже, чем с трехвалентным железом,  $-0,15$  и  $0,39$  соответственно (табл. 2). В лагунных бокситах бериллий наоборот, лучше коррелируется с алюминием, чем с железом ( $0,54$  и  $0,03$ ). В бокситах Северного Урала бериллий концентрировался в рудах элювиально-делювиального типа, по-видимому, в результате сорбции его гидроокислами железа. В осадочном процессе происходит частичный вынос бериллия и его перераспределение.

Сходное поведение наблюдается и у других элементов, накопившихся в большей степени в элювиально-делювиальных бокситах, — циркония, скандия и хрома. Осадочный процесс приводит к улучшению их корреляции с алюминием и ухудшению — с железом (см. табл. 2).

Бокситы лагунной фации обогащены по сравнению с бокситами других фациальных типов свинцом, цинком, никелем, кобальтом, т.е. элементами, подвижными в окислительной среде и инертными в восстановительной. Эти свойства определили более низкое их содержание в элювиально-делювиальных бокситах и более высокое — в лагунных, где они концентрировались, выпадая в восстановительной среде на геохимическом барьере. Корреляция этих элементов с алюминием в элювиально-делювиальных бокситах отрицательная хорошая, но в процессе перетложения она нарушается, хотя и сохраняет отрицательное значение. Исключение составляет цинк, которому свойственна довольно хорошая обратная корреляция с алюминием в бокситах всех фациальных типов.

В Карпинском и Ивдельском районах Северного Урала, а также на Южном Урале бокситы элювиально-делювиального типа неизвестны. При сравнении геохимических особенностей бокситов других фациальных типов выясняется, что, несмотря на их формирование в разные этапы развития Уральской геосинклинали и в разных структурно-фациальных зонах, они характеризуются особенностями, установленными для бокситов СУБР. Однако осадочные бокситы незначительных по величине месторождений, образовавшихся в небольших бассейнах и в течение кратковременного перерыва, сохраняют некоторые черты элювиально-делювиальных руд. Концентрации рассмотренных элементов в девонских бокситах Урала в целом тождественны спектру элементов-примесей в геосинклинальных бокситах мира [8].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антоненко Л.А., Калмыков Б.А. Распространение литологических типов бокситоносных отложений ЮУБРа // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 143—150.
2. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 368 с.
3. Григорьев Н.А. Бериллий в экзогенном цикле. М.: Наука, 1978. 163 с.
4. Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978. 238 с.
5. Ершова Е.В., Гинн С.К. Фаши бокситоносных горизонтов среднего девона Северного Урала // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности: Тез. докл. Савинский, 1985. С. 124—125.
6. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 331 с.
7. Теняков В.А. О распространенности бериллия в бокситах // Геохимия. 1974. № 8. С. 1242—1247.
8. Теняков В.А. Бокситы основных генетических классов: Сопоставление важнейших черт геохимии // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата, 1983. С. 28—39.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОЧНИКЕ ГЛИНОЗЕМА В КАРПИНСКОМ БОКСИТОНОСНОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Относительно глинозема применительно к девонским бокситам Северного Урала существует несколько точек зрения. Одни исследователи утверждают, что глинозем образовался при латеризации вулканического пепла на рифах [6], другие связывают это с наземной и подводной гидротермальной деятельностью [3], третьи считают, что глинозем возник при экзогенных процессах в результате выветривания изверженных пород основного состава [1], и др. Для большинства исследователей, как и для автора, бесспорным является то, что в формировании бокситовых залежей существенную роль сыграли эффузивные магматические породы, а точнее, продукты их выветривания. Последние, ввиду длительной геологической истории Урала после девонской эпохи бокситообразования, встречаются редко. Коры выветривания в районе СУБР описаны П.К. Винокуровым [2] Е.С. Гуткиным [5], Б.А. Шнейдером [7], С.К. Гиппом и др. [4].

Автором установлены пункты распространения древнего элювия к западу от Тотинского месторождения Карпинского района. В 2,5 км западнее устья р. Тота под известняками тотинской свиты залегает глинистая кора выветривания туфопесчаников (рис. 1), представленная (снизу вверх) двумя зонами.

1. Зона дезинтеграции — сильно выветрелые туфопесчаники вишнево-бурого цвета. Порода состоит из обломков неправильной формы размером 0,1—2,0 мм, представленных плагиоклазовым порфиром и микродиабазом.

2. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона — литифицированная аргиллитоподобная глина вишнево-бурого цвета. Переход от зоны дезинтеграции к этой зоне довольно резкий. Породы более ожелезнены. Реликтовая структура эффузивных пород выражена достаточно отчетливо. Гидроокислы железа, замещающие обломки эффузивов, наблюдаются в виде округлых образований типа бобовин. Как "бобовины", так и обломки измененных эффузивов часто окружены

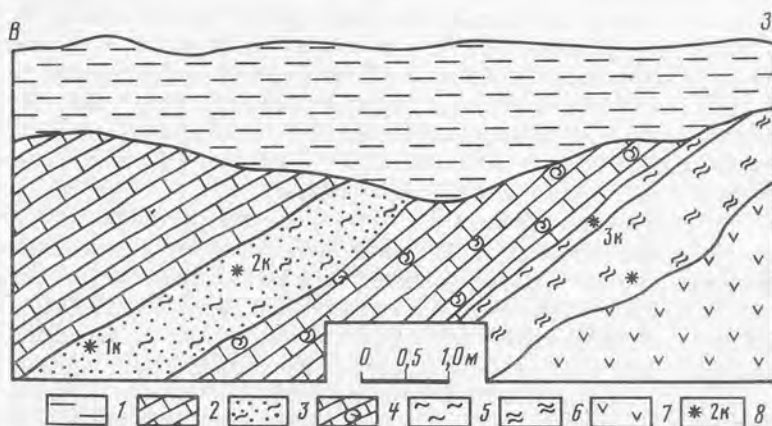


Рис. 1. Зарисовка южной стенки выемки в 2,5 км западнее устья р. Тота

1 — четвертичные отложения; 2 — темно-серый битуминозный плитчатый известняк; 3 — литифицированная песчано-глинистая, интенсивно карбонатизированная порода желтовато-зеленовато-серого цвета; 4 — глинистый темно-серый комковатый известняк, изобилующий гастроподами; 5, 6 — глина коры выветривания; 5 — зеленовато-серого цвета, слабо песчаная, 6 — вишнево-бурого цвета, литифицированная; 7 — сильно выветрелый туфопесчаник с карбонатным цементом вишнево-бурого цвета; 8 — место отбора и номер образца

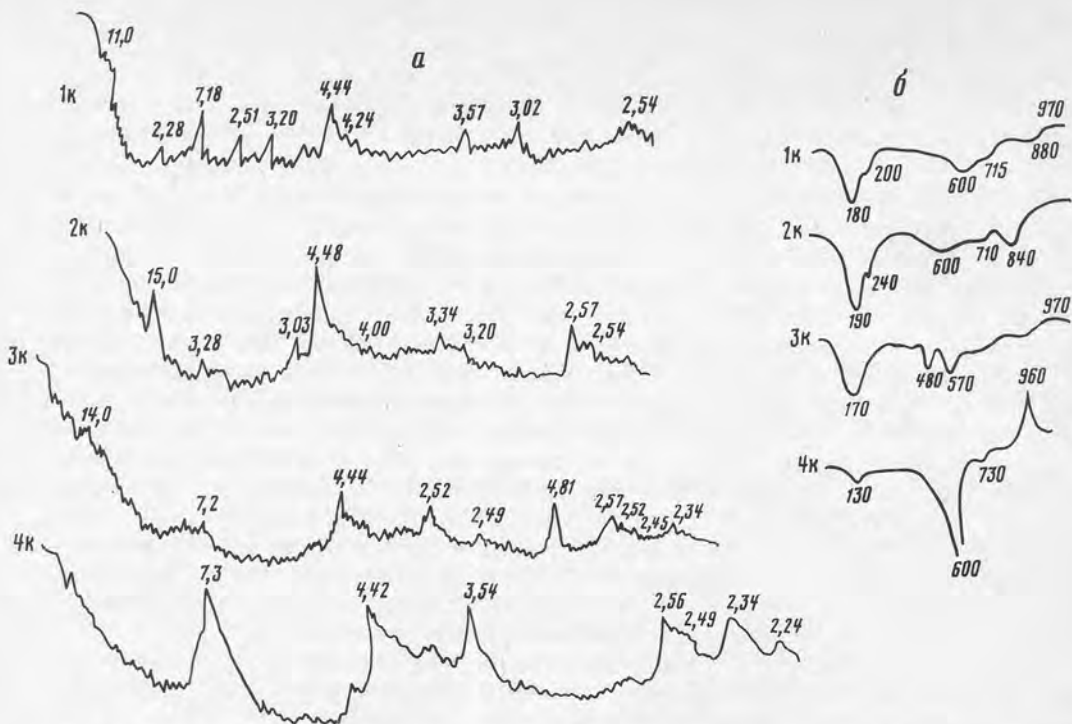


Рис. 2. Дифрактометрические кривые (а) и термограммы (б) коры выветривания Тотинского месторождения бокситов

чешуйчатоподобной каймой. Самая верхняя часть зоны (до 15 см) сложена зеленовато-серой, участками сильно карбонатизированной глиной гидроклорит-гидрослюдистого состава.

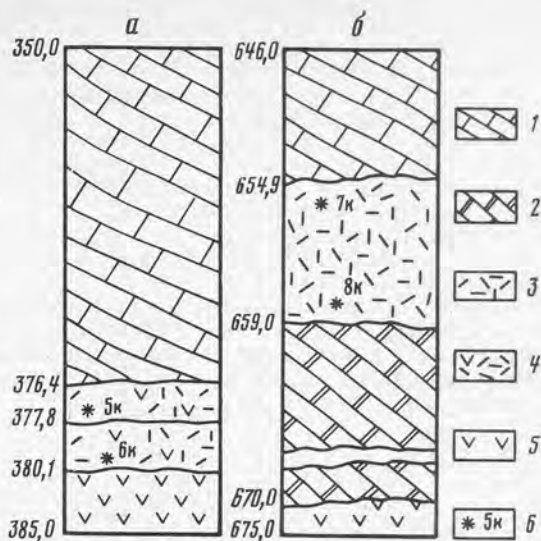
Химическому, дифрактометрическому и термическому анализам были подвергнуты литологически разные образцы: 1к — желто-серая, карбонатизированная глина; 2к — зеленовато-серая слабо песчанистая, участками карбонатизированная (гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона) глина; 3к — вишнево-бурая, аргиллитоподобная глина с реликтами текстуры эффузивной породы (гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона); 4к — выветрелая карбонатизированная мелкообломочная порода вишнево-бурого цвета с хорошо сохранившейся текстурой эффузивной породы (зона дезинтеграции).

По данным дифрактометрического и термического анализов, основными вторичными минералами зоны являются монтмориллонит, гидрослюда, хлорит (рис. 2). Монтмориллону на термических кривых соответствуют эндоэффекты 190, 240, 710°C с отражениями на дифрактограмме 15,0, 4,48, 3,20, 3,03 Å (обр. 2к). Гидрослюда на термограмме дает эндоэффекты при 130, 200°C, на дифрактограмме отмечаются отражения 11, 4,44, 3,34 Å, хлорит имеет эндоэффекты при 600—800°C и отражения 7,2, 4,8 Å. Судя по термограмме и дифрактограмме, появляется каолинит. На термических кривых он дает эндоэффекты при 580—600 и экзоэффекты при 950—970°C, на дифрактометрической кривой ему соответствуют отражения 7,18 и 3,57 Å (обр. 1к). По сравнению с зоной дезинтеграции здесь увеличиваются средние содержания  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  и уменьшаются —  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ , что указывает на разложение алюмосиликатов и появление глинистых минералов.

Кора выветривания перекрыта темно-серым органогенно-детритовым известняком, который в нижней части глинистый, комковатый и изобилует фауной

Рис. 3. Схематические разрезы скв. 2059(а), 2056(б) Шайтанского рудопоявления с сохранившимися зонами коры выветривания

1 — серые, темно-серые известняки нижнеэйфельского подъяруса; 2 — светло-серые с розовым оттенком известняки жединского яруса; 3 — глинистые продукты древней коры выветривания (монтмориллонитовая и каолининовая зоны); 4 — выветрелые туфоконгломераты верхнего лудлова—жедина (зона дезинтеграции); 5 — туфоконгломераты верхнего лудлова—жедина; 6 — место отбора и номер образца



гастропод. Падение толщи известняков 30—35°, а туфогенной толщи, по которой развита кора выветривания, 25—30°.

Интересный профиль коры выветривания вскрыт скв. 2059 и 2056 на Шайтанском рудопоявлении (рис. 3). Скв. 2059, расположенной северо-западнее рудопоявления, вскрыты (снизу вверх) туфоконгломераты, выветрелые туфоконгломераты и глинистые продукты древней коры выветривания. Продукты коры выветривания подразделяются на две зоны — дезинтеграции и монтмориллонит-каолининовую.

В разрезе скв. 2056 выделяются (снизу вверх) розово-серые глинистые известняки, с размывом залегающие на крупногалечных туфоконгломератах. Литифицированная бокситоподобная глина темно-вишневого цвета сильно гематизированная, жирная на ощупь. В верхней части отмечаются следы промыва этого слоя — мелкие бобовины вишневых глин в крошащей щебнистой массе, а еще выше — темно-серые слоистые известняки нижнеэйфельского подъяруса.

Судя по довольно высокому содержанию окислов алюминия, железа и титана и по положению в разрезе (между верхним эйфелем и жедином), эти глинистые продукты являются аналогом субровского бокситового горизонта. В приведенном разрезе глинистые продукты, очевидно, локализованы в карстовой полости на поверхности светло-серых рифогенных известняков петропавловской свиты, подстилающей бокситовую залежь. Отсутствие материнских вулканогенных пород и зоны дезинтеграции в основании разреза коры выветривания свидетельствуют о том, что продукты размыва нижележащих, менее выветрелых зон перенесены сюда временными потоками и дополнительно латеритизированы.

Таким образом, можно сделать вывод, что источником глинозема для бокситовых месторождений Карпинского бокситоносного района были продукты латеритного выветривания эффузивных магматических пород основного и среднего состава, расположенные в центральной части исследуемой площади.

Изучение с применением метода ИК-спектроскопии песчано-алевритовой фракции нерастворимых остатков известняков и протолочек кластогенных пород показало, что максимальное выветривание алюмосиликатных пород происходило в среднем эйфеле. Об этом свидетельствует повышенное содержание в тонкодисперсных фракциях тотинской свиты глинистых минералов.

1. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 366 с.
2. Винокуров П.К. Связь бокситов Черемуховского месторождения с корой выветривания // Сов. геология. 1970. № 2. С. 33—49.
3. Гладковский А.К., Огородников О.Н., Анфимов Л.В. Проблема происхождения геосинклинальных месторождений бокситов на Урале // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 168—178.
4. Гипт С.К., Шаршов В.С. и др. Условия образования девонских бокситоносных отложений Карпинского района. М.: ВИМС, 1980. С. 32—48.
5. Гуткин Е.С. Главнейшие критерии оценки перспектив бокситоносности (на примере геосинклинальных месторождений бокситов на Урале) // Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск, 1976. С. 4—23.
6. Калугин А.С. Новые данные о происхождении бокситов карстового геосинклинального типа // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1973. Т. 211. С. 1440—1443.
7. Шнейдер Б.А., Шишова Д.И. Литологические особенности девонской бокситовмещающей толщи Черемуховского месторождения и их палеореконструктивное значение // Тр. УНЦ АН СССР. 1979. Вып. 144. С. 3—17.

УДК 552.121:550.41:622.781

*Б.Г. Виничук, Ю.В. Кулешов, Е.Ф. Череватенко*

### ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОНТРОНИТОВЫХ ГЛИН МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРАСНЫЙ ЯР

В настоящее время проблемам комплексного использования полезных ископаемых, в том числе и приуроченных к корам выветривания, уделяется большое внимание. С этих позиций определенный интерес представляют нонtronитовые глины месторождения силикатного никеля Красный Яр (Днепропетровская обл.). Они устанoвлены среди продуктов выветривания платформенных ультрабазитов девладовского дайкового комплекса в Среднем Приднепровье.

Дайка, в пределах которой расположено месторождение, имеет почти строго широтное простирание при длине 10 км и ширине от 25 до 250 м. Залегает она среди полимигматитов, сменяющихся к востоку аплит-пегматоидными плагиогранитами, и состоит преимущественно из перидотитов, часто серпентинизированных. Перидотиты преобладают в западной части, по направлению к востоку они постепенно переходят в габбро-перидотиты. Кроме перечисленных пород, спорадически встречаются актинолит-хлоритовые породы, а в зоне южного контакта в перидотитах отмечаются ксенолиты амфиболитов.

По ультраосновным породам повсеместно распространена кора выветривания площадного типа нонtronитового профиля (мощностью 30—40 м), с которой связано месторождение силикатного никеля. Кора выветривания имеет четырехзональное строение (снизу вверх): 1) выщелоченные серпентинизированные перидотиты; 2) нонtronитовые глины; 3) охры; 4) галлуазит-монтмориллонитовые породы. Никелевые руды локализованы в верхней части пласта нонtronитовых глин в пределах распространения кор выветривания по перидотитам и их серпентинизированным разностям. Нижняя часть пласта и нонtronитовые глины в коре выветривания габбро-перидотитов некондиционны по содержанию никеля и могут рассматриваться как перспективное связующее сырье для окомкования железорудных концентратов.

На месторождении Красный Яр выделены следующие основные минералогические ассоциации глинистого элювия: гидрохлоритовая, гидрохлорит-гетит-нонtronитовая и каолинит-гетит-гидрогетитовая. В качестве примеси (иногда до 30%) присутствует кварц.

Лабораторные технологические испытания показали, что в качестве связующего материала наибольший интерес представляет гидрохлорит-гетит-нонtron-

Компоненты	Каолинит-гетит-гидро-гетитовая (15—20)*	Гидрохлорит-гетит-нонтронитовая (8—30)	Гидрохлоритовая (5—10)
SiO <sub>2</sub>	20,52	46,13	42,22
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,54	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,72	6,50	1,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43,45	27,30	8,13
FeO	0,29	0,42	1,08
CaO	0,13	1,60	7,75
MgO	0,22	5,45	22,30
NiO	0,127	0,77	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	1,00	0,67	0,12
Катионы, мг-экв/100 г			
Ca <sup>2+</sup>	8,1	39,1	13,0
Mg <sup>2+</sup>	3,2	34,8	15,2
Na <sup>+</sup>	1,7	8,2	2,9
K <sup>+</sup>	0,4	0,7	0,5
Σ <sub>кат</sub>	13,4	82,8	31,6

\* В скобках — мощность (в м).

нитовая ассоциация глинистого элювия. Она локализована в зоне нонтронитовых глин и генетически связана с серпентинизированными перидотитами и габбро-перидотитами.

Анализ химического состава пород коры выветривания месторождения Красный Яр (см. таблицу) показал, что химическая зональность профиля выветривания является следствием минералогической зональности и закономерна для кор выветривания ультрабазитов. Вверх по профилю увеличивается содержание TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и уменьшается — SiO<sub>2</sub>, FeO, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. Повышение содержания Ni фиксируется в зоне нонтронитовых глин, где в большом количестве присутствуют сорбирующие его минералы. Состав обменных катионов преимущественно щелочноземельный с преобладанием катионов кальция.

Установлено, что для кондиционных глин гидрохлорит-гетит-нонтронитового типа в профиле выветривания характерны определенные содержания химических компонентов (в %): SiO<sub>2</sub> — 40—50, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5—15, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — более 15, MgO — менее 10, кристаллический кремнезем (кварц) — менее 10. Обменная емкость кондиционных глин должна быть выше 40 мг-экв/100 г. Количественное соотношение этих химических компонентов дает качественную оценку связующему сырью и контролирует допустимое содержание минералов-примесей, отрицательно влияющих на связующую способность глин.

Содержание кремнезема ниже 40%, а Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — более 40% свидетельствует о преобладании в составе элювия, помимо обохренного нонтронита, значительной доли окислов и гидроокислов железа. Ионообменная способность такого материала менее 40 мг-экв/100 г, а связующая способность ниже оптимальной. Обогащение глинистого материала кварцем ведет к увеличению количества кремнезема до 50% и более. Значительное ухудшение качества элювия происходит при наличии свыше 10% кварца.

Выщелоченные породы с большим содержанием реликтовых минералов, имеющие низкую связующую способность, определяются по малому (менее 15%)



содержанию  $Fe_2O_3$  и высокому (более 10%) —  $MgO$ . Обменная емкость этих пород также невысока — менее 40 мг-экв/100г.

При геолого-технологическом картировании и подсчете запасов необходимо оконтуривать глинистый элювий из зон контакта ультрабазитов с вмещающими породами, так как присутствие в нем значительного количества гидрохлоритов снижает качество связующей добавки. Участки коры выветривания по амфиболитам, сланцам, актинолит-хлоритовым породам также следует выделять, потому что при их выветривании образуется гетит-каолининовая ассоциация с низкой связующей способностью.

Увеличение количества плагиоклазов в составе перидотитов тоже негативно отражается на качестве глинистого элювия из-за повышения содержания каолинита.

Кварцевые прожилки и кремнистые участки выветренных пород, как правило, приурочены к тектоническим зонам. Поэтому для прогнозирования кремнистых участков на месторождении необходимо фиксировать зоны тектонических нарушений регионального (крупные разломы) и локального (опережающие разломы, зоны дробления) значения.

Запасы нонtronитовых глин по категории  $C_2$  с непромышленным содержанием никеля, пригодные для окомкования, составляют 5,6 млн т. Залегают они на площади никелевого месторождения ниже никелевых руд, что позволяет вести поэтапное комплексное его освоение. За пределами залежей промышленных никелевых руд запасы нонtronитовых глин для окомкования составляют 15,2 млн.т, а в целом по месторождению — 20,8 млн.т.

Глубина залегания нонtronитовых глин от 30 до 85 м при средней мощности 19,5 м. Длина продуктивной залежи около 5,8 км при ширине 50—200 м.

Сочетание в пределах одного месторождения силикатных никелевых руд и связующего сырья позволяет рассматривать месторождения Красный Яр как комплексное. Разработка нонtronитовых глин для производства окатышей целесообразна только после отработки никелевых руд. В этом случае намного удешевится себестоимость добычи сырья, так как исключается значительная часть вскрышных и горно-подготовительных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Турובהва З.В. Типы кор выветривания ультраосновных пород Украины // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 12. С. 18—26.
2. Хорошева Д.П. Нонtronитовые коры выветривания Украинского щита как сырье для окомкования железорудных концентратов // Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М: Наука, 1983. С. 101—103.

УДК 553.492.1(574.2.3)+551.8:551.41(574.2.3)

*Л.И. Киселев Р.К. Габитов, З.К. Пономаренко*

### ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ В КАЗАХСТАНЕ

Мезо-кайнозойские коры выветривания в Казахстане распространены весьма широко. С ними связаны месторождения силикатных кобальт-никелевых руд, бокситов, редких металлов, огнеупорных глин, магнезита, каолинов, вермикулита, маршаллита и других видов минерального сырья. Коры выветривания являлись поставщиками рудного вещества, сносимого с Казахстанского щита и Южно-Уральского поднятия и осаждающегося в водоемах с образованием осадочных месторождений железных руд, марганца, цветных металлов, фосфора и других нерудных полезных ископаемых. Поэтому коры выветривания как источник комп-

лексного минерального сырья все больше привлекают внимание казахстанских геологов.

В связи с оценкой рудоносности кор выветривания представляется весьма важным выяснение природных условий их формирования. Для решения этой задачи в КазИМС проводится палеоландшафтный анализ с составлением палеоландшафтных схем и карт, методика которого изложена в работе [9]. В понятие "палеоландшафт" входит комплекс природных факторов прошлых эпох (почвы, климат, растительность и др.), определивших природную среду геологических явлений на суше. Литологические исследования наряду с изучением растительности послужили одним из главных источников наших представлений о древних климатах и ландшафтах. Последние позволяют в свою очередь, выяснять условия осадконакопления и экзогенного рудообразования.

На палеосуше по характеру коррелятных элювию осадочных отложений, гипсометрическому положению поверхностей выравнивания и составу растительности выделяются различные ландшафты — гор и низкогорий (с хвойными лесами), всхолмленных равнин (с разреженной растительностью), озерно-аллювиальных равнин (с лиственно-хвойными лесами) и др. При характеристике палеоландшафтов важная роль принадлежит горным породам и их минеральному составу (скальные выходы в горной местности, глинистый элювий на слабо расчлененных плато реликтов поверхностей выравнивания, песчано-глинистые отложения на аллювиальных равнинах).

При построении палеоландшафтных схем, помещенных в настоящей статье, использованы данные палинологических, палеонтологических и литологических исследований образцов, отобранных по керну не менее чем из 1000 скважин. При обработке этих данных выделены палиностратотипы для всех ярусов мела и нижнего палеогена из отложений, охарактеризованных фауной или листовой ископаемой флорой. Это позволило уверенно стратифицировать континентальную часть разреза и затем перейти к установлению возраста кор выветривания.

В мел-палеогеновой истории эпигерцинской платформы на территории Казахстана выделяются четыре этапа формирования латеритной коры выветривания и связанного с ними бокситонакопления: среднеальбский, сеноман-раннетуронский, сантон-кампанский и палеоцен-раннеэоценовый, разделенные кратковременными периодами аридизации или избыточного увлажнения. Для каждого этапа составлены палеоландшафтные схемы. Они охватывают территорию Северного и частично Западного и Центрального Казахстана общей площадью свыше 1 млн км<sup>2</sup>, на которой проявлено бокситовое оруденение.

Апт-альбский этап корообразования и бокситонакопления связан с началом обширной мел-палеогеновой трансгрессии в пределы Урало-Казахстанского свода, объединявшего возвышенные массивы Мугоджар, Тургайского прогиба и Центрального Казахстана. Акватории моря занимали незначительные площади Западного Примугоджарья и Петропавловского Приишимья (рис. 1). Максимум раннемеловой трансгрессии Арало-Каспийского бассейна приходился на апт-раннеальбское время, а в среднем альбе произошло его кратковременное отступление.

На песчаных почвах отступившего моря сформировался ландшафт приморской низменной равнины с осветленными хвойно-кипарисовыми лесами [5], который ближе к Мугоджарскому низкогорью сменялся ландшафтом озерно-аккумулятивных равнин с частичным заболачиванием и хвойно-папоротниковой растительностью. К югу от Мугоджар в составе растительности начинают преобладать хвойно-можжевеловое редколесье и галерейные леса из папоротников и цикадофитов. По побережью Западно-Сибирского моря озерно-аллювиальные ландшафты характеризовались более интенсивной заболоченностью и хвойно-папоротниково-таксодиевыми лесами.

Состав флоры альбского века свидетельствует о переменном-влажном тропическом климате, несколько различном в районах, прилегающих к Арало-Каспий-

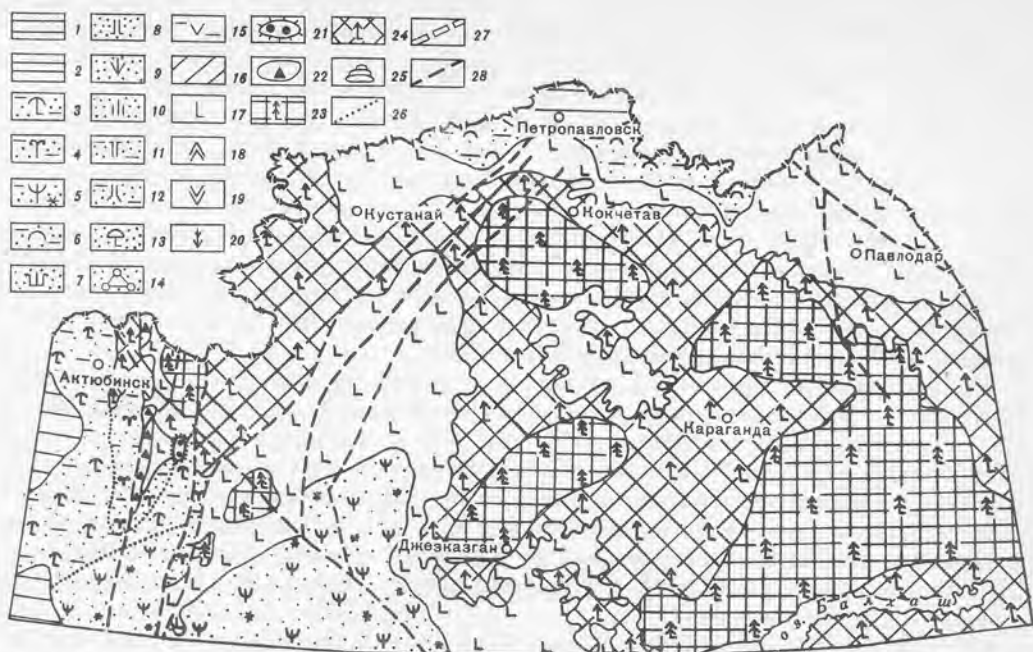


Рис. 1. Палеоландшафтная схема среднеалайского этапа бокситонакопления в Казахстане

1 — море; 2 — области смены континентальных условий осадконакопления морскими; 3 — приморская низменная равнина с осветленными хвойно-кипарисовыми лесами (зона песчаных отложений); средний альб; 4, 5 — озерно-аллювиальная равнина, средний альб: 4 — с хвойно-папоротниковыми лесами и частичным заболачиванием (зона углистых глин, песчано-глинистых отложений), 5 — с хвойно-можжевеловым редколесьем, галерейными лесами из папоротников и цикадофитов по долинам рек (зона песчано-глинистых пестро- и сероцветных отложений); 6 — заболоченная озерно-аллювиальная равнина с хвойно-папоротниково-таксодиевыми лесами (зона углисто-глинистых отложений), средний альб; 7 — низменная заболоченная озерно-аллювиальная равнина с лиственно-хвойно-папоротниковыми лесами (зона углистых песчано-глинистых отложений), сеноман—турон; 8—12 — низменная озерно-аллювиальная равнина: 8 — с хвойно-лиственными лесами (зона сероцветных песчано-глинистых отложений), сеноман—турон, 9 — с ксерофильно-кустарниковым редколесьем (зона пестроцветных песчанистых и глинистых отложений), сеноман—турон, 10 — с пустынно-саванным типом растительности (зона пестро-, реже сероцветных отложений с гипсом и карбонатами), сеноман—турон, 11 — с участком ксерофильного элемента (зона сероцветных отложений), сантон—кампан, 12 — с ксерофильно-кустарниковым типом растительности (зона пестро-, реже сероцветных песчано-глинистых отложений), сантон—кампан; 13 — низменная заболоченная озерно-аллювиальная равнина с хвойно-смешанными лесами с участием растений, продуцировавших пыльцу *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Vacoupollis*, *Thomsonipollis* (зона сероцветных углистых отложений), сантон—кампан; 14 — заболоченная озерно-аллювиальная равнина с лиственно-смешанными лесами и болотными ассоциациями из *Trudopollis*, *Oculopollis* (зона сероцветных отложений), палеоцен—эоцен; 15 — низменная озерно-аллювиальная равнина с ксерофильно-кустарниковым редколесьем (зона пестро-, реже сероцветных отложений), палеоцен—эоцен; 16 — участки местности, где предполагается бывшее присутствие ландшафта с растительными ассоциациями прилегающих озерно-аллювиальных равнин; 17—20 — холмистая аккумулятивно-денудационная равнина: 17 — с предполагаемыми хвойно-папоротниковыми лесами, средний альб, 18 — с хвойно-лиственными лесами с участием *Pinus oratica*, *Gothanipollis*, сеноман—турон, 19 — с кустарниковыми ассоциациями, сантон—кампан, 20 — с ксерофильно-кустарниковым редколесьем, палеоцен—эоцен; 21 — закарстованное плато с саванным типом растительности (зона бокситов, бокситоносных и огнеупорных глин); 22 — холмистая возвышенная равнина и ее склоны с реликтами латеритных кор выветривания, с саванным типом растительности (зона дельювиально-пролювиальных отложений и залежей бокситов склонового и покровного типов); 23 — высокие горы с предполагаемыми хвойно-папоротниковыми лесами, средний альб; 24 — низкие горы с предполагаемыми хвойно-кедровыми лесами, средний альб, сеноман—турон, сантон—кампан, палеоцен—эоцен; 25 — фауна; 26 — предполагаемая граница между растительными ассоциациями; 27 — предполагаемая граница между южной и северной палеофлористическими подпровинциями; 28 — основные тектонические нарушения

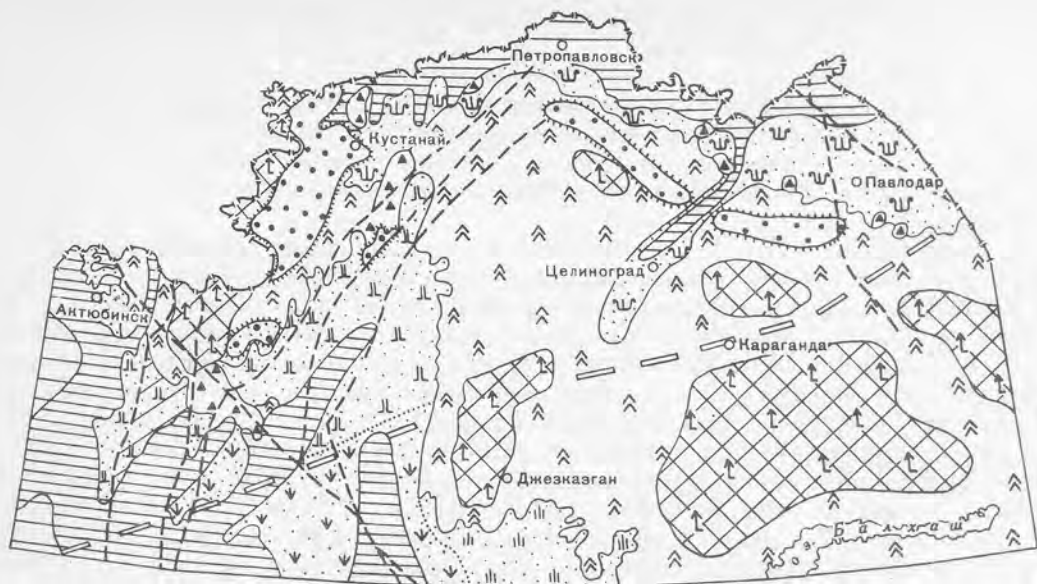


Рис. 2. Палеоландшафтная схема сеноман-раннетуронского этапа бокситонакопления в Казахстане  
Условные обозначения те же, что и на рис. 1

скому и Западно-Сибирскому морям. Более теплым (на  $5-6^{\circ}\text{C}$ ) по сравнению с северным было южное море [11, 15].

На переходе от озерно-аллювиальных равнин к холмистой аккумулятивно-денудационной равнине Мугоджар располагались склоны с реликтами латеритных кор выветривания и саванным типом растительности, где формировались залежи элювиальных (Кредиковское, Новобурановское и другие проявления), склоновых (Актогайское, Соркольское) и карстовых (Талдык-Ащисайское, Каиндинское) месторождений [4, 7]. Саванные ландшафты Мугоджар находились на удалении от морского бассейна на 100 км [10].

В пределах холмистых равнин внутриконтинентальных районов с более сухим климатом латеритные коры и бокситы, по-видимому, не образовывались. Ландшафты холмистых равнин прибрежной части Западно-Сибирского моря формировались в обстановке избыточного увлажнения и более умеренного климата, менее благоприятных для латеритного выветривания.

Наиболее возвышенные участки Урало-Казахстанского свода занимали ландшафты низкогорий с хвойно-кедровыми лесами и высоких гор с предполагаемыми хвойно-папоротниковыми лесами.

Палеоландшафтная обстановка сеноман-раннетуронского этапа бокситонакопления представлена на рис. 2. По сравнению с альбским веком сеноман-туронское море расширилось, отодвинулось в глубь континента и районы терригенной аккумуляции осадков. В связи с этим низменные аккумулятивные равнины заняли площади бывших ландшафтов бокситонакопления. Сероцветные озерно-аллювиальные отложения с платановой флорой верхнего альба—сеномана слагают надрудный горизонт месторождений бокситов Примугоджарских равнин.

В связи с опусканием Урало-Казахстанского свода значительно расширились площади аккумулятивных равнин, а также ландшафтов склонов возвышенных равнин и закарстованных плато с саванным типом растительности, контролировавших бокситонакопление. Оно началось в верхнем альбе—сеномане по периферии Нижнеиргизского свода [2], на северном склоне Казахстанского щита [1] и

привело к формированию ряда мелких рудных объектов (Кировское, Бесобинское, Селетинское, Чеховское и др.).

В позднесеноманское—раннетуронское время бокситонакопление происходило в обстановке дальнейшей трансгрессии морских бассейнов и формирования заливов по синклинальным структурам, вдававшимся в Кустанайскую седловину. Судя по находкам морской фауны [13], на северном склоне Казахстанского щита морской залив, названный нами Селетинским, по-видимому, доходил до г. Целинограда.

Ландшафты склонов холмистых равнин и карстовых плато с саванным типом растительности заняли Кустанайскую седловину и часть северо-восточного склона Казахстанского щита. Приподнятая Кустанайская седловина, по-видимому, способствовала столкновению теплых сухих и умеренно-теплых влажных воздушных масс и выпадению обильных осадков, благоприятствовавших латеритному выветриванию. Это обстоятельство, а также наличие протяженных пачек карстующихся карбонатных пород в палеозойском фундаменте создавали благоприятные условия для формирования карстовых депрессий и латеритного выветривания заполняющих их делювиально-пролювиальных отложений. В этих условиях сформировались основные залежи Аятского, Новоильинского и др. (Западный Тургай), Наурзумского, Западно-Убаганского, Кушмурунского и др. (Центральный Тургай) месторождений. Реликты карстового плато сохранились и на северном склоне Казахстанского щита (рудопроявления Драгомировское, Майсорское и др.).

В растительном покрове озерно-аллювиальных и возвышенных холмистых равнин по периферии Арало-Каспийского моря увеличилась роль ксерофильных растений. В палинокомплексах отмечается обилие пыльцы гнетовых, эфедровых, хейролепидиевых и спор папоротникообразных, господствовавших в палинофлоре аридного пояса. На это указывает и возросшее значение узколистных покрытосемянных в составе листовых флор [12]. В юго-восточной части Тургайского прогиба, находящейся в южной палеофлористической подпровинции, характер растительности становится пустынно-саванным. Бокситоносные отложения здесь отсутствуют [14].

В сеноман-туроне исчезли высокие горы, а для ландшафтов низкогорий были свойственны хвойные леса.

На рис. 3 приведена палеоландшафтная обстановка сантон-кампанского времени. Северный и южный морские бассейны теперь разделяет только зона наиболее возвышенной части Кустанайской седловины шириной около 60 км. На ее склонах развиты прибрежно-морские отложения аятской свиты сантона с залежами оолитовых железных руд [6].

Расположенная к югу от Кустанайской седловины низменная аккумулятивная равнина характеризовалась некоторой ксерофильностью растительного покрова, которая к югу нарастала. Такая же равнина в северной части Тургайского прогиба и по северному обрамлению Казахстанского щита отличалась гигрофильной растительностью и накоплением в почве углистых сероцветов.

Площади холмистой аккумулятивно-денудационной равнины несколько сократились по сравнению с сеноман-раннетуронским временем. На них по-прежнему сохранялись ландшафты карстового плато и увалов с саванным типом растительности. В составе пыльцы преобладают казуариновые, аралиевые, пальмы, миртовые, протейные, характерные для современного ксерофильного редколесья и саванн.

Часть бокситовых месторождений Западно-Тургайского бокситоносного района оказалась под Аятской лагуной и прибрежной заболоченной равниной. На более возвышенных участках местности, удаленных от морского побережья, формировался второй бокситоносный горизонт, для которого характерно увеличение углистости пород и преобладание обеленных разновидностей бокситов.

В сантон-кампанское время началось бокситонакопление в Целиноградском бокситоносном районе вблизи Селетинского залива в карстовых депрессиях на



Рис. 3. Палеоландшафтная схема сантон-кампанского этапа бокситонакопления в Казахстане  
Условные обозначения те же, что и на рис. 1

карбонатных породах ордовика, а также на алюмосиликатном основании с латеритной корой выветривания. В последнее время реликты ландшафтов закарстованных возвышенных плато с сантон-кампанскими континентальными отложениями выявлены в восточном борту Тургайского прогиба [8] и на западном склоне Кокчетавского поднятия. Растительность низкогорных ландшафтов была представлена хвойно-кедровыми ассоциациями.

Палеоцен-раннеэоценовый этап латеритного корообразования и бокситонакопления характеризовался дальнейшей трансгрессией морских бассейнов (рис. 4). В поздне меловое время произошло соединение Западно-Сибирского и Арало-Каспийского морей, единый Урало-Казахстанский свод разделился морем на два материка. Ландшафты озерно-аллювиальных равнин с лиственно-смешанными лесами из сосны, дуба, каштана, древовидных папоротников по долинам рек и заболоченными ассоциациями по морскому побережью узкими (5—70 км) полосами окаймляли склоны Казахстанского щита и поднятий Мугоджар.

В пределах холмистых аккумулятивно-денудационных равнин существовали ландшафты закарстованных плато и склонов увалов с саванным типом растительности в Амангельдинском и Целиноградском бокситоносных районах. На увалистых возвышенных участках местности господствовало разнолесье из вечнозеленых кустарников (миртовые, вересковые). Участки интенсивного выветривания были покрыты угнетенной кустарниково-травянистой растительностью или оставались голыми. В суфорозионно-карстовых депрессиях имели место кратковременные периоды заболачивания о чем можно судить по присутствию в разрезе углистых гипсита-каолинитовых и каолинитовых глин со спорами сфагновых мхов и глейхениевых папоротников. Склоны депрессий были заняты травянистыми растениями.

Поверхность закарстованного плато возвышалась над уровнем моря на 140—160 м, а район бокситонакопления был удален от берега моря на 40—60 км [3,8]. В сторону озерно-аллювиальной равнины красноцветные бокситоносные отложения фациально замещаются прибрежно-морскими серыми песчано-глинистыми породами с фитомикропланктоном.

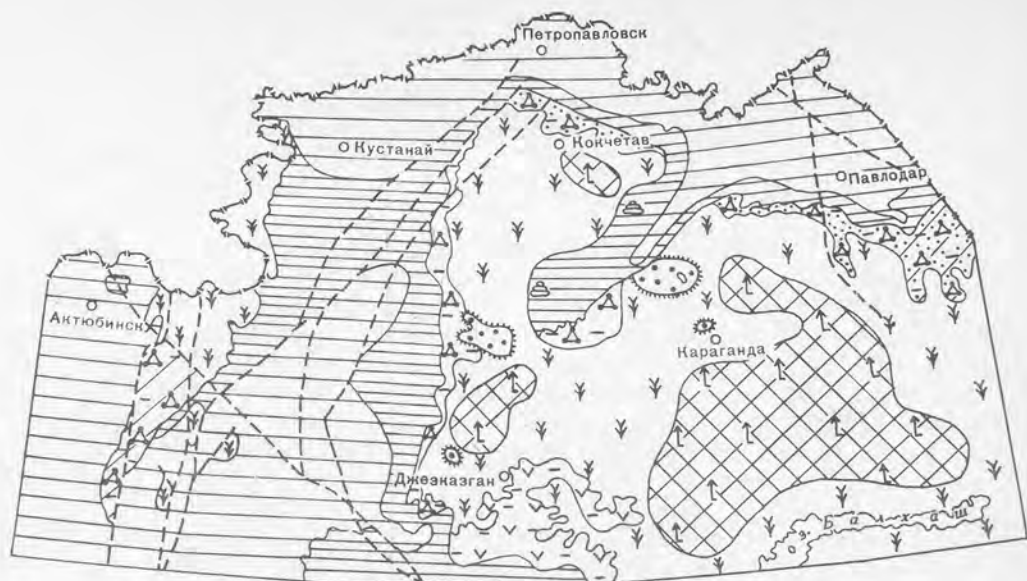


Рис. 4. Палеоландшафтная схема палеоцен-раннеэоценового этапа бокситакопления в Казахстане  
Условные обозначения те же, что и на рис. 1

Возвышенное закарстованное плато Целиноградского района располагалось к западу от Селетинского залива. Положение месторождений бокситов по отношению к заливу было различным: некоторые находились вблизи него (Кайнарлинская группа), другие — на расстоянии 100—120 км (Белоярское, Кенетайское рудопроявления). К юго-востоку от районов палеоцен-эоценового бокситонакопления располагались ландшафты низкогорья с предполагаемыми хвойно-кедровыми лесами.

Реконструкция палеоландшафтной обстановки этапов латеритного выветривания и бокситообразования позволила наметить ландшафтные зоны, где эти явления были локализованы. Их площадное размещение обусловлено особенностями тектонического режима региона в платформенный этап развития и палеоклиматом. Мел-раннепалеогеновое время характеризовалось максимумом тектонической стабильности, наступившей после киммерийской тектонической активизации, общим опусканием и нарастанием морской трансгрессии вплоть до раннего олигоцена, ознаменовавшегося общим подъемом земной коры и регрессией моря на всей рассматриваемой территории. В альбское время регион был максимально обнажен, аккумулятивные типы ландшафтов занимали минимальные площади. С альбского по раннеэоценовое время площадь денудационных ландшафтов сократилась почти в 2 раза.

Почти все участки бокситонакопления расположены на склонах Урало-Казахстанского свода, а в современном виде — на склонах Казахстанского щита и поднятий Мугоджар и Зауралья. Приуроченность месторождений бокситов к склонам мел-палеогеновых палеовозвышенностей имеет генетическую породу. На примере казахстанских месторождений видно, что областями мобилизации алюминия являлись коры выветривания латеритного типа. В благоприятных условиях при латеритном выветривании за счет гипергенного глиноземного метасоматоза исходных алюмосиликатных пород образовывались псевдоморфные бокситы [4]. Они слагают верхнюю зону коры выветривания. В мел-раннепалеогеновое время формировался полный профиль коры выветривания основных пород, в котором присутствуют все четыре зоны — дезинтеграции, зеленоцветных глинистых пород

гидрослюдисто-гидрохлорит-монтмориллонитового состава, гематит-каолинитовых глин и железисто-гипсбитовых латеритных пород. Важно подчеркнуть, что полный профиль с зоной латерита встречается только в верхних частях палеовозвышенностей холмистых ландшафтов и палеоплато. На склонах разрез коры выветривания заканчивается зоной каолинитовых пород, а у основания холмов в условиях ослабленного водообмена выветривание доходило только до стадии начального разложения.

Вследствие неотектонических подвижек в современном рельефе элювиальные породы и бокситы отдельных блоков земной коры Казахстана занимают различное гипсометрическое положение в интервале от  $-80$  до  $+480$  м. Наиболее высокое положение занимают проявления латеритных бокситов Кемпирсайского массива ультрамафитов, максимально погружены залежи бокситов Центрально-Тургайского бокситоносного района.

Анализ гипсометрического положения бокситоносных отложений позволяет подметить некоторые закономерности: в пределах одного структурно-тектонического блока земной коры наблюдается одинаковое их гипсометрическое положение; наиболее высокое положение занимают залежи латеритного типа, среднее — склонового типа и наиболее низкое — карстового.

Бокситонакопление контролировалось спокойным, не расчлененным рельефом. На предельных равнинах образование бокситов не происходило. Бокситоносные отложения выклиниваются к низкогорным участкам палеорельефа, а в сторону аккумулятивных равнин фациально замещаются сероцветными песчано-глинистыми аллювиально-озерными отложениями.

Области бокситонакопления располагались на участках перехода от аккумулятивно-денудационных холмистых форм рельефа к аккумулятивным. Они занимали в палеорельефе близкие по орогеническим условиям площади холмистых возвышенных плато, их склонов и закарстованных плато с относительными превышениями до  $200-300$  м. От морских бассейнов они были удалены в глубь континента на  $60-200$  км. Эти области характеризовались ландшафтами влажных саванн с характерными растительными ассоциациями ксерофильных кустарниковых форм и редколесья. Наиболее увлажненные низменные пространства аккумулятивных равнин занимали леса: хвойно-папоротниковые (альб), широколиственно-хвойные (сеноман—турон), хвойно-смешанные (сантон—кампан) и листопадно-смешанные (палеоцен—средний эоцен).

За упомянутый отрезок времени претерпел изменение и палеоклимат. После иссушения в поздней юре—раннем мелу наступил период увлажнения. В альбе—альбе климат стал влажным и теплым. На средний альб приходился небольшой интервал времени переменного-влажного климата и бокситонакопления в Мугоджарском бокситоносном районе. В позднем альбе температура понизилась, что привело к прекращению бокситонакопления.

Климат сеноман-турона в глобальном масштабе характеризовался аридизацией, но на северную часть Казахстана она не распространялась. Здесь господствовали древовидные папоротники и представители гигрофильной и мезофильной групп растений тропической и субтропической флоры. Субтропический климат сохранился также в сантонский и кампанский века.

В маастрихтский век получила развитие растительность с узкой и мелкой листовой пластинкой, что указывает на сухость климата. За аридизацией климата следует волна некторого увлажнения в палеоцен-раннеэоценовое время. Это связано с отступлением аридного пояса на юг, за пределы Казахстана. На это время приходится последний этап латеритного выветривания и бокситонакопления. В позднеэоценовое время возросла сухость климата, а позднее климат стал более умеренным. Бокситонакопление в позднем эоцене в Казахстане прекратилось.

Продолжительность этапов рудообразования составляла  $4-8$  млн лет. Наиболее коротким ( $4$  млн лет) был среднеальбский этап.



Сравнивая палеоландшафтные карты, нетрудно заметить смещение ареала бокситонакопления от Мугоджар на северо-восток, в сторону Кустанайской седловины, что связано с трансгрессией в этом направлении Арало-Каспийского моря. После соединения в позднем мелу этого моря с Западно-Сибирским бокситонакопление сместилось на склоны Казахстанского щита.

Среднеальбское и палеогеновое бокситонакопление совпадает с местными регрессиями морского бассейна, остальные бокситоносные формации образовались в трансгрессивную стадию. В связи с указанными различиями направленности тектонических движений отмечаются некоторые особенности строения бокситоносных толщ. В составе их регрессивной части распространены псевдоморфные бокситы. Для рудных формаций трансгрессивной стадии наиболее характерны бобовые и конкреционные структуры. Условия трансгрессивного режима были преобладающими.

Итак, распространение бокситового оруденения в платформенном мезо-кайнозойском чехле Казахстана контролировалось палеоландшафтной обстановкой. Поэтому палеоландшафтный анализ нами используется для прогнозных исследований на бокситы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Долгополов В.Ф., Гребенщиков В.С., Бахтеев Ш.Ж. Литолого-минералогическая характеристика меловых и палеогеновых отложений Павлодарского Прииртышья в связи с их бокситоносностью // Геология бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1978. Вып. 6. С. 16—35.
2. Кальменова А.Х. Палинологическая характеристика и палеоландшафтные условия накопления раннемеловых бокситоносных отложений равнинного обрамления Мугоджар: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук, 1975. 21 с.
3. Киселев Л.И. Формация бокситов // Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Алма-Ата: Наука, 1984. Т. 2. С. 88—96.
4. Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Попович Ю.П. Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1974. 101 с.
5. Корнилова В.С. Очерк истории флоры и растительности Казахстана // Растительный покров Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966. Т. 1. С. 37—190.
6. Левина А.П., Лейпциг А.В., Паскарь З.С., Пономаренко З.К. Возраст железорудной аятской свиты Тургайского прогиба // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 3. С. 675—679.
7. Новиков В.М. Латеритные и осадочные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. М.: Наука, 1985. 135 с.
8. Пономаренко З.К. Палеоландшафтная обстановка мел-палеогеновой эпохи бокситонакопления на восточном борту Тургайского прогиба // Проблемы бокситоносности Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1984. с. 57—72.
9. Пономаренко З.К., Киселев Л.И., Кальменова А.Х. Применение палеоландшафтного анализа для выяснения условий образования и прогнозирования бокситов в Казахстане // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1975. С. 121—131.
10. Пономаренко З.К., Киселев Л.И., Кальменова А.Х. Палеоландшафты и условия бокситонакопления в Западном Казахстане // Палинология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 97—111.
11. Синицын В.И. Древний климат Евразии. Л., 1966. Ч. 1. 166 с.
12. Шилин П.В. Позднемеловые флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1986. 135 с.
13. Шлыгин Е.Д., Копятевич Р.А., Данилов В.И. Новая находка верхнего мела (?) в Центральном Казахстане // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 4. С. 38—41.
14. Штыренко Л.С., Цирельсон Б.С., Нестерова Е.В. Терригенный комплекс (К<sub>1</sub>—К<sub>2</sub> ср) // Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Алма-Ата: Наука, 1984. Т. 1. С. 89—100.
15. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

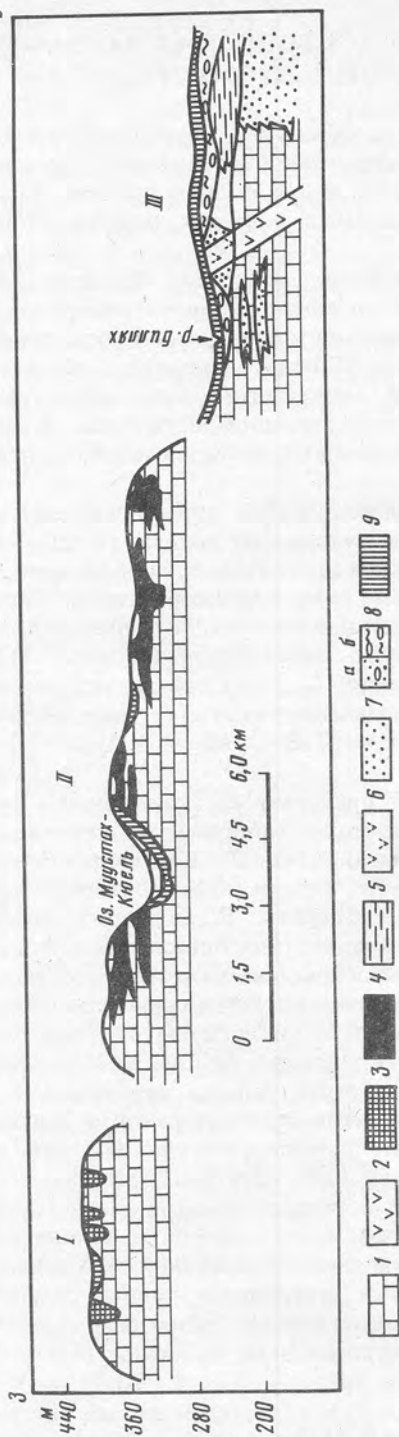
## КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Известные бокситопоявления на обширной территории между вулканическим плато Путорана на западе и Анабарским кристаллическим массивом на востоке концентрируются в пределах развития массивных светло-серых доломитов кындынской толщи кембрия. На отдельных участках они прорваны интрузиями долеритов раннего триаса.

Строение бокситопоявлений различно, поскольку процессы латеритного выветривания и неоднократного переотложения корового материала сформировали в регионе комплекс полифациальных, разновозрастных бокситоносных образований, отвечающих понятию "бокситоносная формация". Формация включает три основных типа: алысардахский, муустахский, билляхский. Все образования формации имеют строго определенное геоморфологическое положение и залегают в различных по морфологии карстовых полостях на доломитах кембрия [10] (см. рисунок).

Бокситоносные образования алысардахского типа представлены перемещенными продуктами латеритных кор выветривания долеритов. Обычно это несортированные, неслоистые, пестроцветные каолиновые, гиббсит-гетит-каолиновые глины с щебнем и глыбами (2—4 м) структурных бокситов. Реликтовая структура исходных пород однозначно устанавливается не только в бокситах, но и на отдельных участках в глинах. Минеральный состав бокситов следующий (в %): гиббсит — 72—77; гетит, гидрогематит — 13—15; магнетит, титаномагнетит — 5—15; лейкоксен, рутил — 2—3. Химический состав (в мас. %):  $\text{SiO}_2$  — 1,5—4,8;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 36,3—38,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 30,3—34,8;  $\text{TiO}_2$  — 3,2—3,7; п.п.п. — 20,4—23,5; кремниевый модуль — 7,5—24,7.

Образования муустахского типа представлены карстовыми залежами буровато-красных глиноподобных пород гетит-гиббситового состава с переменным количеством окатанного, довольно мелкого (до 2—3 см, редко больше) материала каменистых бокситов и бобовин. По содержанию обломков выделяются две разновидности: глинистые и рыхлые бокситы. В последних присутствует более 50% обломков. Помимо этого, на поверхности останцов с бокситоносным карстом часто отмечаются глыбы каменистых (бобово-обломочных, реже структурных и трубчатых) бокситов. По выщелоченному составу и структурно-текстурным признакам бобово-обломочные разновидности аналогичны рыхлым бокситам. Бобово-обломочные бокситы — сцементированные ферриалюмогелевой массой окатанные и полуокатанные обломки структурных, трубчатых бокситов, реже алюможелезистых пород. Среди обломков наиболее распространены структурные бокситы. Они, как правило, имеют сильножелезистую оболочку, в центральной части сохраняется первичная долеритовая структура. Трубчатые бокситы представлены пористыми, ноздреватыми породами темно-вишневого цвета. Пустоты имеют форму вытянутых, извилистых ходов, трубок и заполнены глинистыми бокситами. Общими свойствами осадочных образований муустахского типа являются монотонный характер вскрытых скважинами рудных залежей, выдержанность химического и минерального состава как по разрезу, так и по площади, залегание бокситовых пород непосредственно на доломитах кембрия. Химический состав (в мас.%) рыхлых бокситов:  $\text{SiO}_2$  — 3,8—4,8;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 36,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 28,2—33,3;  $\text{TiO}_2$  — 3,5—4,2; п.п.п. — 20,6—22,3; кремниевый модуль — 7,7—9,6; глинистых бокситов:  $\text{SiO}_2$  — 2,9—6,6;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 36,1—43,2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 18,6—22,9;  $\text{TiO}_2$  — 1,6—2,1; п.п.п. — 24,8—28,4; кремниевый модуль — 6,1—13,6. Минеральный состав бокситов, по данным термического анализа, гетит-гиббситовый,



Фрагменты разреза бокситонозной формации

*I, II* — Алысардахская и Муустакская группы; *III* — Биллярская впадина; *1* — доломиты кембрия; *2* — основные породы нижнего триаса; *3—5* — образования бокситонозной формации: *3* — алысардахского типа (пестроцветные гиббит-каолиновые глины с обломками структурных бокситов), *4* — муустакского типа (глинистые и рыхлые бокситы), *5* — биллярского типа (глины каолиновые или смешанного состава, аллиты с обломками бокситов, железняков, доломитов, примесью карбонатного песка); *6* — глинистые коры выветривания основных пород; *7* — продукты кор выветривания доломитов (карбонатные пески, иногда с примесью каолиновых глин, аллитов); *8* — четвертичные аллювиальные, флювиогляциальные отложения: *а* — пески, галечники, *б* — серые глины с прослоями галечников, песков; *9* — покровные четвертичные образования (зеленовато-серые суглинки с обломками коренных пород)

иногда с незначительной примесью каолинита. Алеврито-песчаная фракция содержит титаномагнетит (40—80%), магнетит (5—15%) и лимонит (10—55%).

На склонах останцов с бокситоносным карстом в пределах наиболее молодой в районе муруктинской поверхности выравнивания расположены отложения билляхского типа — крайнего члена бокситоносной формации. Обычно это красноцветные глины каолинитового, гиббсит-каолинитового, гидрослюдисто-каолинитового состава, глинистые аллиты с обломками бурых железняков, бокситов, доломитов. Отложения часто засорены карбонатными песками. Химический состав таких пород вблизи бокситоносных залежей (например, в междуречье Тукалан—Быхытта) следующий (в мас.%):  $\text{SiO}_2$  — 18,9—23,6;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 22,5—28,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 17,1—21,8;  $\text{TiO}_2$  — 2,1—2,8;  $\text{CaO}$  — 2,0—6,9;  $\text{MgO}$  — 3,0—6,0; п.п.п. — 19,3—23,4; кремниевый модуль — 1,1—1,8.

Отличительной чертой геологической обстановки в районах развития бокситоносных образований является отсутствие тел долеритов. Выходы основных пород удалены от известных бокситопровалений на многие километры или десятки километров. В то же время по реликтовым структурам пород формации и по их вещественному составу определенно устанавливается, что источником бокситов служила латеритная кора выветривания основных пород. При этом образование алысардахского типа, если судить по структурно-текстурным признакам, являются продуктами самого ближнего перемещения материала латеритных кор (видимо, не более первых десятков метров).

Вероятным представляется полное уничтожение в процессе латеритного выветривания силлов долеритов, бронированных возвышенности. Корообразование сопровождалось карстообразованием в доломитах. В связи с возникновением карстовых воронок под латеритизирующимися траппами происходило перемещение корового материала в карст как по латерали, так и путем вертикальных просядок блоков структурных бокситов и глин. Свидетельствами оползневых явлений служат глыбы бокситов с сохранившимися текстурами скольжения по плоскостям отдельностей первичных пород. Однако, учитывая низкую изученность региона, нельзя исключать и возможность сохранения в определенных условиях латеритных кор выветривания.

Механизмом формирования осадочных бокситов муустахского типа служило, по-видимому, неоднократное, длительное перемещение продуктов латеритных кор выветривания (в том числе и образований алысардахского типа). Чем дальше перемещался материал, тем больше были его геохимические отличия от исходных пород. В результате из глинистых и умеренно аллитизированных продуктов сформировались высокоглиноземистые руды. В настоящее время рудопроявления алысардахского и муустахского типов пространственно разграничены [11], но генетические связи между ними подтверждаются сходным минеральным составом аллотигенных минералов, наличием обломочного материала структурных бокситов, близкими содержаниями окиси титана и высокими — окиси железа. Вторичная бокситизация и "дозревание" исходных продуктов значительно облегчалась тем, что образующийся на доломитах бикарбонат магния — весьма эффективный выщелачивающий агент и способен удалять кремнезем из глин и бокситов в условиях хорошего дренажа [1].

Помимо латеритных продуктов, в регионе имеются сналлитные коры выветривания, развитые по мелким дайкам долеритов. Они расположены только в пределах фрагментов муруктинской поверхности выравнивания, т.е. четко контролируются палеорельефом, как и образования бокситоносной формации. Верхняя зона кор выветривания, прослеженная горными выработками до глубины 1,5 м, представлена глинизированными красновато-коричневыми породами с реликтовой структурой долеритов. Минеральный состав этих пород гидрогетит-каолинитовый; содержания основных породообразующих окислов (в мас.%) следующие:  $\text{SiO}_2$  — 35,5;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 29,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 16,4;  $\text{TiO}_2$  — 1,8; п.п.п. — 13,7.

В регионе весьма широко развиты коры выветривания доломитов. Они представлены белыми, светло-серыми разномерными карбонатными песками ("доломитовая мука"), постепенно переходящими в выветрелые доломиты. Несмотря на простоту вещественного состава (доломит, кальцит), морфология таких кор сложна. Судя по естественным обнажениям и буровым скважинам, все массивы доломитов в той или иной степени подвергались выветриванию, причем мощность зоны выветривания в настоящее время достигает 100—150 м и более. В целом толщи доломитов вплоть до урезов современных рек превращены в сложно чередующиеся плотные, трещиноватые, кавернозные породы и пески. Там, где процесс корообразования захватил закарстованные зоны с породами бокситоносной формации, пески окрашены в желтые и красные цвета.

Хотя коры выветривания доломитов распространены на всех геоморфологических уровнях, максимально они развиты в пределах муруктинской поверхности выравнивания предположительно олигоцен-неогенового возраста. Это указывает на относительную синхронность этапов формирования нижнего яруса рельефа и карбонатных песков.

Помимо пород бокситоносной формации и кор выветривания доломитов и долеритов, в регионе имеются возникшие в зоне гипергенеза образования, которые можно отнести к инфильтрационным. Так, для отложений алысардахского типа характерно наличие охристых глин с сильно пористыми, шлаковидными обломочно-натечными бурыми железняками. По сравнению с пестроцветными глинами в них резко снижено содержание тяжелой фракции, а минералы титана отсутствуют. Лимониты являются комплексными кремнисто-железистыми образованиями, часто имеют текстуры течения и содержат флюидалные стяжения из тонкозернистых карбонатов с серицитом, пирофиллитом, палыгорскитом. Характерна повышенная карбонатность глин (до 18%). Химический состав охристых глин следующий (в мас.%):  $\text{SiO}_2$  — 8,5—23,4;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,7—19,1;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 40,3—59,2;  $\text{TiO}_2$  — 1,1—2,3; п.п.п. — 12,7—15,0. Формирование таких пород происходило, по-видимому, путем переработки доломитов кремнисто-железистыми растворами с замещением кристаллов доломита глинами и образованием железомagneвных силикатов.

В пределах бокситопроявлений муустахского типа также широко развиты образования, формирование которых было обусловлено инфильтрацией вод, насыщенных кремнистыми, алюможелезистыми, глинистыми и карбонатными соединениями. Например, кремнистые образования пространственно связаны со стенками карстовых бокситоносных воронок и представлены халцедоновидными оторочками размером до 1 м, редко больше. Иногда кремнистые новообразования развиты по площади. На доломитовом субстрате отдельных участков бокситопроявлений встречаются карбонатные новообразования в виде скоплений отличного выраженных шестоватых кристаллов арагонита, неправильной формы тел перекристаллизованных кальцитизированных пород, кальцитовых желваков.

Наиболее широко были развиты процессы пропитывания карбонатных пород окислами железа или алюможелезистым веществом. Иногда кристаллы доломита полностью замещались гидроокисно-железистой массой. В целом эти процессы приводили к появлению на рудопроявлениях полей красноцветных карбонатных песков и доломитов с алюможелезистыми прожилками, корочками, конкрециями. Иногда процесс инфильтрации алюможелезистых растворов приводил к образованию окрашенных доломитов с включенными в них бобовинами бокситов. В одном из таких образцов установлено (в мас.%):  $\text{SiO}_2$  — 4,24;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,60;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 10,11;  $\text{TiO}_2$  — 1,42;  $\text{CaO}$  — 18,76;  $\text{MgO}$  — 13,60; п.п.п. — 35,47. В ряде случаев доломиты замещались глинистыми минералами. В результате импрегнации в близповерхностной зоне возникали многочисленные, небольшие по размерам полости, заполненные аргиллитоподобными красноцветными глинистыми породами со сгустковой текстурой. Иногда в них отмечаются примесь гравия, песка алюмо-

железистых пород, неяснослоистые текстуры. Это не исключает участия в формировании таких пород механического процесса. На останцах с бокситоносным карстом в близповерхностных слоях доломитов обычны также песчаниковидные породы, сформированные вследствие кальцитизации алюможелезистых пород. В шлифах на фоне базально-порового кальцитового цемента отмечаются зерна рудных минералов, структурных бокситов, гиббсита, кварца, гетит-гиббсит-карбонатных пород, глиен (в том числе со структурой долеритов). Зерна нередко корродированы и замещены кальцитом.

Интересен вопрос о возрасте отдельных типов образований бокситоносной формации. Поскольку прямых палеонтологических свидетельств мы до сих пор не имеем, приходится обращаться к другим методам, в частности к методу коррелятивных отложений. Так, по анализу вещественного состава отложений Хатангской впадины [7, 8] на севере Средне-Сибирского плоскогорья четко выделяется раннемеловая эпоха стабилизации и выравнивания рельефа. Для этой эпохи характерны высокие температуры морских вод [2] и исключительно богатая тепловодная фауна [4]. В прибрежных фациях того времени формировались оолитовые железные руды, терригенные толщи были крайне сильно заражены каолинитом. Процессы угленакопления в раннем мелу захватили все арктические архипелаги. Согласно региональным палеоклиматическим реконструкциям, субтропики в неокоме достигли широты  $70^{\circ}$  [5], а северная граница аридной зоны располагалась в Западной Сибири примерно на широте  $62^{\circ}$  [3]. Такая глубокая миграция природно-климатических зон не повторялась более ни в позднем мезозое, ни в кайнозое. Таким образом, формирование латеритных кор выветривания в заполярных широтах Сибири могло происходить в раннем мелу. Для позднего мела характерно значительное похолодание [9], а для палеоцена — некоторое потепление климата при сохранении высокой влажности [6]. Это способствовало созреванию продуктов латеритных кор выветривания на карбонатном субстрате. Бокситообразование завершилось, вероятно, к позднему эоцену, когда в регионе начали накапливаться сероцветные полимиктовые толщи. Спорово-пыльцевые спектры этих осадков указывают на наступление тургайской умеренной флоры [6]. Сиаллитные коры выветривания, коры выветривания доломитов, различные инфильтрационные образования, а также отложения билляхского типа сформировались в послебокситовый этап.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен В.Т. Сравнение бокситовых месторождений Европы с бокситовыми месторождениями США // Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964. С. 35—43.
2. Берлин Т.С., Найдин Д.П., Сакс В.Н. и др. Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 17—31.
3. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 260 с.
4. Гольберт А.В. К термической характеристике мезозойских и кайнозойских климатов Северной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 141—148.
5. Маловетко А.М. Климатическая обусловленность миграции зон бокситонакопления // Проблемы геологии Сибири. Томск, 1971. С. 57—58.
6. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах / А.В. Гольберт, К.Н. Григорьева, Л.Л. Ильенко и др. М.: Недра, 1977. 107 с.
7. Пуминов А.П. Вещественный состав и условия формирования мезозойских и кайнозойских отложений севера Центральной Сибири. М.: Л.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 110 с.
8. Сакс В.Н., Ронкина З.З. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов // Сборник статей по геологии Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 70—89.
9. Сакс В.Н., Ронкина З.З. Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры // Геология и геофизика. 1979. № 10. С. 3—16.
10. Чеха В.П. Древний карст Северо-Сибирской бокситоносной провинции // Геоморфология. 1982. № 2. С. 48—55.
11. Чеха В.П., Забиров Ю.А., Кириченко А.В. Новые данные по бокситоносности севера Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1981. № 10. С. 143—147.

**ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА АЛЮМОСУЛЬФАТОВ  
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

За последнее десятилетие на территории Восточной Сибири открыто большое количество проявлений алюмосульфатов, представленных главным образом минералами группы алюминита [7, 8]. Для подавляющего большинства проявлений прослеживается связь с водоносными горизонтами. Они расположены на контакте существенно карбонатных и терригенных пород, имеют пластовый характер и облик инфильтрационных образований. Алюмосульфатные минералы замещают карбонаты, слагают в перекрывающих терригенных породах многочисленные конкреции или вторичный цемент. Характерна приуроченность алюмосульфатов к зонам тектонических нарушений и одновременно к участкам инфильтрации атмосферных кислородсодержащих вод. Такие условия наиболее часто встречаются в речных долинах (палеодолинах), в бортах долин, дренирующих водоносные горизонты свободного водообмена. И именно в бортах долин алюминиты в виде цепочки проявлений прослеживаются иногда на десятки километров [11].

В тектоническом плане основная масса проявлений расположена на крыльях крупных наложенных депрессий позднепалеозойско-мезозойского возраста: в Присаянском предгорном прогибе, на северо-западном и южном бортах Виллюйской и восточном борту Тунгусской синеклиз, на южном борту Енисейско-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов и западном — Предверхожанского прогиба [10].

Существует несколько гипотез относительно условий и способа образования алюмосульфатов. Большинство исследователей считают, что их формирование является результатом сернокислотной деструкции алюмосиликатных пород и нейтрализации кислых глиноземистых растворов на щелочных геохимических барьерах. Это приводит к накоплению алюмосульфатов на контактах карбонатных и терригенных пород. Источником серной кислоты является окисление рассеянного в терригенных породах пирита [8] или сероводорода, поступающего при разгрузке из глубоких водоносных горизонтов минерализованных сульфидных вод [11]. Анализ фактического материала показывает, что представление о генерации сернокислотных растворов за счет окисления пирита не может объяснить некоторых особенностей распространения проявлений алюминитов, в частности их приуроченность к бортам долин, линейный характер рудных тел, частое отсутствие признаков окисления пирита во вмещающих породах, и в то же время появление вторичной наложенной пиритизации, сингенетичной алюмосульфатам, и др. Все эти "недоразумения" снимаются, если допустить, что образование в растворах свободной серной кислоты связано с окислением сероводорода, поступающего в зону гипергенеза при разгрузке из глубоких водоносных горизонтов сульфидных минерализованных вод [10, 11]. Синтез сероводорода в толщах осадочных пород происходит в основном за счет редукции сульфатов в присутствии органического вещества как биогенным [16], так и хемогенным [1] путем. Имеют значение и процессы термодеструкции сернистых органических веществ [2] и сульфатов в зонах активного вулканизма или метаморфизма пород. Не исключается также появление сероводорода, поступающего по глубинным разломам из магматических очагов [14]. Реальность этих процессов подтверждена как экспериментально, так и при исследовании природных объектов.

Естественно, при прогнозировании алюмосульфатов следует иметь в виду не только факторы, контролирующие их образование в зоне гипергенеза (факторы выветривания), но и геологические условия генерации и разгрузки сероводородсодержащих газов или сульфидных вод. Необходимо прежде всего выяснить наличие и распространение подземных сульфидных вод. При недостатке или отсут-

ствии сведений о сульфидных водах учитываются факторы, обеспечивающие генерацию сероводорода в больших масштабах. Важнейшими задачами являются установление условий разгрузки сульфидных вод и сероводородсодержащих газов, а также геологических и геоморфологических обстановок, способствующих окислению сероводорода и развитию алюминитизации пород.

Основной закономерностью, контролирующей распространение сероводородсодержащих газов и сульфидных вод, является наличие в разрезах галогенно-карбонатных отложений. Подземные воды этих толщ имеют хлоридно-сульфатный и сульфатный состав. Присутствие сульфат-ионов — необходимое условие развития процессов сульфатредукции. Выклинивание сульфатных пород и замещение карбонатных отложений терригенными ведет к исчезновению в подземных газах сероводорода. Это так называемый литолого-фациальный фактор накопления сероводорода [16]. Другим важнейшим фактором его образования является наличие в осадочном чехле скоплений углеводов (УВ) или пород с повышенными концентрациями рассеянного органического вещества (ОВ), являющихся энергетическим источником для сульфатредуцирующих микроорганизмов, а при хемогенной генерации сероводорода — сильными восстановителями сульфатов. Широко известно, что современные процессы сульфатредукции наиболее интенсивно протекают в нефтегазоносных областях. Указанные два фактора составляют сущность критериев регионального прогнозирования сероводородсодержащих газов. Все крупные их месторождения в мире связаны с галогенно-карбонатными формациями в нефтегазоносных провинциях [9].

Нетрудно убедиться, что Сибирская платформа в полной мере отвечает сформулированным выше условиям. Значительная часть ее территории, особенно район Присяяно-Енисейской синеклизы, характеризуется широким развитием эвапоритовой формации. Галогенно-карбонатные породы слагают мощные толщи в разрезе кембрия, а в северных районах платформы распространены в отложениях ордовика, силура и девона. С другой стороны, на территории Сибирской платформы выделяются крупные нефтегазоносные провинции. В их пределах известны нефтяные и газовые месторождения, для которых характерно развитие пород с высокими концентрациями рассеянного органического вещества. В верхнепалеозойских и мезозойских отложениях широко распространены угленосные осадки.

Для синтеза сероводорода большое значение имеет структурно-тектонический фактор. В зависимости от степени раскрытости структур развивается или биосульфатредукция, или хемогенная генерация сероводорода. Особенно благоприятная обстановка создается в антиклиналях, при наличии коллекторов являющихся ловушками углеводов. В случае поверхностного разрушения структур возникают условия для смешения поверхностных и глубинных вод, что стимулирует процессы биосульфатредукции. В глубоких депрессионных закрытых структурах интенсивно развивается хемогенная сульфатредукция. В обоих случаях сероводородсодержащие газы наиболее интенсивно генерируются на моноклинальных участках структур, где имеются условия для постоянного обновления растворов и миграции углеводов [6, 16]. В том же плане благоприятны зоны сочленения платформы с предгорными прогибами [15]. Приуроченность очагов генерации сероводорода к моноклинальным участкам структур составляет сущность критерия локального прогноза сероводородсодержащих газов и сульфидных вод.

На территории Сибирской платформы и Присяянского прогиба сульфидные воды развиты широко. Они известны в пределах Иркутского артезианского бассейна. Ультракрепкие сульфидные рассолы с содержанием сероводорода 580—2600 мг/л вскрыты в нижнем гидрогеологическом этаже Ангаро-Ленского артезианского бассейна на Тыретской, Осинской, Балыхтинской и Парфеновской площадях. В 25 км от ст. Залари, на берегу Братского моря, находится Нукутское месторождение сульфидных вод. Южнее, на водоразделе рек Унги и Залари, бурением вскрыты воды с содержанием сероводорода 910 мг/л (по данным В.А.Ма-



лий). Многочисленные проявления алюминитов, известные в Иркутском бассейне, сформированы, образно говоря, над подземным морем крепких сульфидных вод. Сульфидные воды вскрываются скважинами или выходят в виде источников по долинам рек Ангары, Лены и многих их притоков. Крупные бассейны подземных сульфидных вод находятся на западе Сибирской платформы [4], в Норильском районе и др.

Однако имеющиеся фактические данные для крупномасштабного прогнозирования зон разгрузки таких вод и сероводородсодержащих газов, как правило, недостаточны. Требуются дополнительные совместные геологические и гидрогеологические исследования.

Развитие процессов сернокислотного разложения пород возможно лишь при длительном поступлении в зону гипергенеза сероводорода. Непременным условием этого является структурно-тектоническая раскрытость вмещающих толщ. Основными путями разгрузки сероводородсодержащих газов и сульфидных вод служат глубинные разломы. Периодические тектонические подвижки, связанные с активизацией разломов, обуславливают и активизацию разгрузки флюидов. Большинство проявлений сульфатов алюминия на Сибирской платформе приурочено к отчетливо выраженным в осадочном чехле разломам или зонам разломов [11].

Ярким примером формирования алюминитов в зонах тектонических нарушений является Наманинское проявление, расположенное на правом берегу р. Наманы (левого притока Лены) в 75 км от ее устья [17, 18]. Здесь прослеживается целая серия нарушений залегания и зон дробления пород, пересекающих почти под прямым углом речную долину. Глубинным разломом, совпадающим с направлением долины, обусловлено появление очагов разгрузки сероводородсодержащих рассолов в днище р. Наманы. Они прослеживаются с перерывами в русле реки на несколько километров.

Рудопоявление приурочено к обнажению существенно карбонатных пород верхоленской свиты кембрия, перекрытых терригенными отложениями нижней юры. Нарушения породы разбиты на блоки. На контакте кембрия и юры в одних блоках находятся алюмосульфаты, в других — ярозит-галотрихит-мелантеритовая наложенная минерализация. Алюмосульфаты представлены главным образом алюминитом. Второстепенными являются металаюминит, базалаюминит, присутствует незначительная примесь гиббсита и аллофана. Мощность горизонта алюминитизированных пород изменяется в различных блоках от десятков сантиметров до 1,3 м, достигая непосредственно в зоне разлома нескольких метров. В блоках с алюможелезистой сульфатной минерализацией кембрийские доломиты в кровле замещены ярозитом с примесью галотрихита, гипса и аллофана. Встречаются прожилки опала, реже барита. Слабо сцементированные юрские песчаники насыщены голубыми кристаллами мелантерита. В основании песчаников на некоторых участках его больше, чем терригенного материала. Мощность мелантеритизированных песчаников достигает 3 м и более. В зоне нарушения здесь ощущается отчетливый запах сероводорода. Коренные породы кембрия в значительной части перекрыты осыпью песка — продукта дезинтеграции юрских песчаников. Этот песок прочно сцементирован сульфатами железа (в основном копиапитом) и новообразованным пиритом.

Очаги разгрузки глубинных сероводородсодержащих вод в русле реки расположены в виде прерывистой цепочки, звенья которой находятся напротив зон или алюминитизации, или мелантеритовой минерализации. На берегу, у основания обнажения интенсивного проявления алюминитов, закопашками вскрыты горько-соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией 52—57 г/л (слабые рассолы) со слабым запахом сероводорода. На участке проявления ярозит-галотрихит-мелантеритовой минерализации вскрыты кислые ( $pH=3,3-3,8$ ) соленые воды с минерализацией 18—20 г/л. Это хлоридные сернокислые воды зоны окис-

ления, где происходит смешение глубинных разгружающихся рассолов с водами верхнего водоносного горизонта.

Полученные данные позволяют сделать вывод, что в участках смешения глубинных сульфидных и кислородсодержащих вод формируется полиминеральная фаза с многочисленными двойными сульфатными солями. Горизонт алюминитов является, очевидно, продуктом сернокислотного преобразования пород в участках окисления сероводорода газовой фазы в верхнем водоносном горизонте. Этот процесс детально описан на гидротермально-сульфатных полях, в районах современного вулканизма [14]. Отсутствие в растворах значительных количеств щелочных и щелочноземельных элементов препятствует образованию двойных солей.

Критерий закономерной связи проявлений алюминитов с разломами может использоваться и при региональном, и при локальном прогнозе.

Зонами глубинных разломов контролируются также месторождения самородной серы — промежуточного продукта окисления газовой фазы  $H_2S$ . В связи с этим важным критерием прогноза на самородную серу является раскрытость недр [15]. В этом отношении перспективны на элементарную серу структуры, которые вследствие эрозии лишены покрышки непроницаемых пород. Установлена закономерная связь между раскрытостью вмещающей толщи и наличием в ней промышленной серной рудоносности. Учитывая генетическое единство самородной серы и алюмосульфатов, критерий раскрытости структур целесообразно рассматривать и при оценке перспектив алюминитоносности.

Интенсивность и масштабы процессов окисления сероводорода обуславливаются не только количеством поступающего сероводорода, но и насыщенностью вод верхнего горизонта кислородом, зависящей от проницаемости пород-коллекторов, а следовательно, их водообильности. Последней определяются объемы смешивающихся поверхностных и сульфидных глубинных вод. Одним из условий образования алюмосульфатов является наличие щелочных геохимических барьеров. Нейтрализация растворов сернокислого алюминия на геохимических барьерах приводит к осаждению и накоплению сульфатов алюминия. Геохимическими барьерами служат карбонатные, терригенно-карбонатные породы, реже песчаники и алевролиты с карбонатным или глинисто-карбонатным цементом. На территории Сибирской платформы большинство проявлений алюминитов установлено на контакте кембрийских карбонатных пород с юрскими песчаниками. Значительно реже они приурочены к основанию терригенных отложений более древнего возраста. Это объясняется слабой цементацией юрских пород и, как следствие, хорошей пористостью. В стратиграфическом разрезе они большей частью являются верхним подразделением, образуя верхний водоносный горизонт. Высокая их проницаемость обеспечивает интенсивную фильтрацию метеорными осадками, обуславливая тем самым насыщенность вод этого горизонта кислородом. Водоносные юрские породы отмечаются, как правило, в бортах современных речных долин или в погребенных палеодолинах, дренирующих эти породы в зоне свободного водообмена. Вследствие этого алюмосульфаты в виде узких протяженных полос тяготеют к долинам различных водотоков [10, 11]. В практике поисковых работ на месторождения серы большое внимание уделяется выявлению так называемых долин размывов. Эрозия флюидоупоров на газоносных структурах приводит не только к плоскостному, но и к глубинному размыву пород [15]. В результате развиваются долины, выполненные терригенными отложениями. Они определяют глубину залегания верхнего водоносного горизонта, где происходит смешение вод. Таким образом, помимо такого важного, широко используемого критерия, как приуроченность алюмосульфатов к контактам существенно карбонатных и терригенных пород, необходимо выделять среди последних разности (горизонты) с повышенными коллекторскими свойствами. По аналогии с юрскими отложениями сле-

дует, очевидно, обращать внимание в разрезах на зоны континентальных перерывов. Базальные горизонты континентальных осадков обычно обладают хорошими коллекторскими свойствами (например, угленосные пермо-карбоновые отложения).

Представления о генезисе алюминитов будут неполными, если не рассматривать условия формирования аллофан-гипсбитовых, гипсбит-аллофановых и гипсбит-каолинитовых (галлуазитовых) пород, распространенных в Прибайкалье, на Витимо-Патомском нагорье, а также на территории Восточного Саяна. Они имеют близкие к алюминитам формы залегания и в большинстве случаев приурочены к контактам существенно карбонатных и различного типа терригенных, нередко рассланцованных пород. Своеобразие этих районов заключается в отсутствии в разрезах чехла сульфатных пород. В отличие от Сибирской платформы для территории Байкальской рифтовой зоны характерно широкое развитие трещинно-жилльных напорных вод гидрогеологических массивов. К крупным тектоническим разрывам Восточного Забайкалья приурочены генеральные "гидротермальные и гидроминеральные линии" [12]. Глубинные разломы играют роль дрен, аккумулирующих трещинно-грунтовые воды зоны свободного водообмена (зоны выветривания), трещинно-жилльные напорные, а в местах пересечения межгорных артезианских и карстовых бассейнов — также и их воды. Термальные и холодные минеральные источники в основном выходят в речных долинах, на дне ущелий, в пониженных частях рельефа, особенно в местах пересечения их тектоническими трещинами [13]. Состав вод по мере увеличения глубины их фильтрации меняется от карбонатных кальциевых до натриевых, а на больших глубинах до гидрокарбонатно-хлоридных натриевых. Воды нейтральные, слабощелочные. Минерализация их не превышает нескольких граммов на литр. Наибольшая часть гидротерм приурочена к осевой части Байкальской рифтовой зоны, где максимальны и глубина разломов, и современные тектонические напряжения.

По составу растворенных газов здесь различаются азотные, углекислые и метановые гидротермы [12]. Температура вод колеблется от 14—20 до 80—100°C. Все перечисленные типы вод резко отличаются от высокоминерализованных соленых вод и рассолов артезианских бассейнов Сибирской платформы. В целом современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны бедны сероводородом, его количество редко превышает 1 мг/л. Исключение составляют фторидно-гидрокарбонатные натриевые воды азотных гидротерм. Содержание фтора в них достигает 14—16, а сероводорода — 15—31 мг/л. Однако и в этом случае количество сероводорода значительно меньше, чем в артезианских водах Сибирской платформы. Очевидно, этим объясняется большее распространение в этом регионе гипсбит-аллофановых и гипсбитовых проявлений по сравнению с алюмосульфатами.

В настоящее время на территории Байкальской рифтовой зоны известно большое количество термальных источников, отлагающих минеральные новообразования. К ним относятся Гаргинские сульфатные натриевые термы. Около их выхода слой травертина содержит более 10% алюминия, 1—10% железа и кремнезема, доли процента марганца, стронция, магния, титана и др. Нередко в подобных травертинах наблюдаются включения сульфидов цинка. Водные отложения Ципинского источника представляют собой фтористо-кремнистый травертин, сложенный кремнистыми осадками с флюоритом. По подсчетам И.С. Ломоносова, с площади Баргузинского артезианского бассейна с температурами 20—40°C за 1 сут выносятся алюминия до 7 кг, фтора 500 кг, а из зоны термальных вод с температурами 40—100°C соответственно 0,2 и 22 кг.

Форма выноса алюминия — фторокомплексные соединения  $AlF^{2+}$  и  $AlF_2^+$ . На территории Западной Тувы, по данным ряда авторов, обобщенных Г.Н. Черкасовым, в нейтральных и слабощелочных водах ряда источников присутствует 1,14—3,42 мг/л (максимально 10,2 мг/л) алюминия. В кислых (очевидно, серно-

кислых) водах его количество достигает десятков миллиграммов на литр. В составе осадков определяются гидроокись и сульфаты алюминия. Относительно генезиса минеральных вод имеются различные мнения. Многие исследователи [3, 5] формирование этих азотных терм целиком или почти целиком связывают с процессами выщелачивания вмещающих пород поверхностными инфильтрационными водами в условиях повышенных температур при сохранении низкой минерализации азотных терм. Большая протяженность зон разломов Байкальского типа обуславливает возможность поглощения вод в одних участках и выхода их на поверхность в других, расположенных на более низких гипсометрических уровнях. Исследования изотопного состава водорода и кислорода свидетельствуют о формировании основной массы термальной воды за счет приповерхностных инфильтрационных и атмосферных вод. Однако нет оснований отрицать участие в формировании гидротерм эндогенного флюида. Относительно происхождения азота газовой фазы также нет единого мнения. Одни считают его глубинным [17], другие относят к атмосферному [3]. По мнению И.С. Ломоносова [12], часть азота имеет глубинное происхождение. Значительная роль эндогенных флюидов подтверждается также сравнительно высокими содержаниями в составе вод фтора.

Генезис аллофан-гиббситовых и гиббсит-аллофановых пород менее изучен, чем алюминитов. По представлению Н.М. Кужельного, их образование связано с окислением пирита вмещающих пород, что, как и для алюминитов Сибирской платформы, не объясняет многих особенностей их геологии. Авторами ранее было высказано предположение, что аллофан-гиббситовые породы являются продуктом гидролиза (выветривания) алюминитов [10], образованных в зонах окисления поступающего из недр сероводорода. Последнее могло иметь место в период неоген-четвертичного вулканизма. Однако не менее вероятен и другой путь, предложенный Г.Н. Черкасовым, — образование гидроокислов алюминия при гидролизе эндогенных фторидных комплексов. Это подтверждается полученными И.С. Ломоносовым данными о выносе алюминия фтором. Таким образом, гидрогеохимическая обстановка формирования гиббсит-аллофановых и аллофан-гиббситовых пород резко отличается от условий возникновения алюминитов на Сибирской платформе, и вопрос об их генезисе требует дополнительных исследований.

Рассмотренные выше основные факторы, определяющие образование алюмосульфатов, могут служить основой для выделения следующих общих критериев прогноза алюминитоносности на территории Сибирской платформы.

1. Геологические — присутствие в разрезе осадочного чехла мощной толщи галогенно-карбонатных (сульфатоносных) пород при наличии в нем повышенных концентраций ОВ или скоплений углеводородов. В идеальном случае — нефтегазоносность сульфатоносного осадочного бассейна.

2. Структурно-тектонический — разрывные и пликативные нарушения, обуславливающие появление зон дробления пород, благоприятных для миграции газовой-жидких флюидов.

3. Гидрогеологический — горизонты и проявления сульфидных вод, особенно приуроченных к хорошо выраженным зонам разгрузки глубинных водоносных горизонтов.

4. Литологический — стратиграфические контакты пород, имеющих резко различный литологический состав и геохимические свойства (коллектор—водоупор, геохимический барьер).

5. Распространение известных проявлений алюминитов как прямой признак сочетания всех перечисленных выше критериев.

Построение карт прогноза алюмосульфатного сырья с использованием этих критериев послужит основой для рациональных поисков ценных руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П.* и др. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов // Сов. геология. 1977. № 5. С. 55—68.
2. *Анисимов Л.А.* Парагенез серы и нефти в Северном Прикаспии // Там же. 1971. № 9. С. 86—96.
3. *Басков Е.А., Климов Г.И.* Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 101. С. 50—88.
4. *Вожов В.И.* Подземные воды Тунгусского бассейна. М.: Недра, 1977. 81 с.
5. *Дзюба А.А., Кустов Ю.И.* Сток рассолов в подсолевом комплексе // Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. С. 96—101.
6. Закономерности размещения и условия формирования месторождений газовой серы / М.С. Гуревич, Г.А. Беленицкая, Т.А. Мишина и др. Л.: Недра, 1980. 240 с.
7. *Козлов Г.В., Кужельная З.В., Соколова М.Ф.* Нижне-Вилуйканское проявление сульфатов алюминия // Геология и геофизика. 1977. № 1. С. 132—136
8. *Кужельный Н.М., Кужельная З.В.* Сернокислотное выветривание и его роль в образовании руд алюминия (бокситов, алюминита, алунита) // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. С. 10—14.
9. *Лагунова И.А.* Сероводород в природных газах нефтегазоносных бассейнов // Актуальные вопросы геохимии нефти и газа. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 149—166.
10. *Лизалек Н.А., Филатов В.Ф.* Геология и генезис алюминитов Сибири // Сов. геология. 1986. № 3. С. 41—49.
11. *Лизалек Н.А., Смирнова Л.Г., Бгатов В.И.* и др. Рудоносные формации кор выветривания Сибири. М.: Недра, 1985. 168 с.
12. *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 186 с.
13. *Макаренко Ф.А., Маврицкий Б.Ф.* Термальные и перегретые воды СССР // Сов. геология. 1963. № 8. С. 78—94.
14. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
15. *Отрешко А.И.* Сероносные провинции в районах Азиатской части СССР. М.: Недра, 1977. 144 с.
16. *Плотникова Г.Н.* Сероводородные воды СССР. М.: Недра, 1981. 132 с.
17. *Ткачук В.Г.* О типах терм Саяно-Байкальской горной страны // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118, № 6. С. 1176—1179.
18. *Черкасов Г.Н., Коробов Ю.И.* Проявление алюминитовых руд р. Наманы на юге Якутии // Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 94—99.

УДК 551.311.552.52(571.56)

*Е.П. Акульшина*

### УРОВНИ КООРДОБРАЗОВАНИЯ И ЗРЕЛОГО ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Верхнепалеозойские коры выветривания рассматриваемого региона детально изучены [1—8]. Позднетурнейский—ранневизейский уровень корообразования установлен в пределах Таймыра, на западе Сибирской платформы и на юге Тунгусской синеклизы, где в основании угленосной формации встречаются каолиниты, флинтклеи и кварцевые песчаники, залегающие на различных по возрасту и составу породах, а также на остаточных корах выветривания раннекаменноугольного возраста. Визе-намюрские коры выветривания на карбонатных отложениях палеозоя отмечаются на юге и северо-востоке Тунгусской синеклизы. Среднекаменноугольное корообразование по переотложенным продуктам выветривания выявлено в низах катской свиты, где залегают олигомиктово-кварцевые песчаники с каолинитовым цементом, с галькой кварца и кремнистых пород, встречаются прослои флинтклея с содержанием глинозема до 38%. Позднекаменноугольный уровень корообразования обнаружен на юге Тунгусской синеклизы, в отдельных районах Алтае-Саянской складчатой области (прослои каолинитов). В угленосной формации востока Кузнецкого бассейна в верхах алыкаевской свиты развиты олигомиктово-кварцевые породы. Предпозднепермское корообразование установлено на всей Тунгусской синеклизе. Это олигомиктово-кварцевые и кремнекластито-квар-

цевые песчаники с гальками обломочных кремней. Коры выветривания позднепермского времени широко распространены в пределах Тунгусской синеклизы — каолиниты, олигомиктово-кварцевые породы и монтмориллонитовые глины.

Определение зрелости глинистого вещества и условий осадкообразования автором проводилось по материалам, полученным при бурении скважин Айхальской и Ботуобинской геолого-разведочными экспедициями ПГО "Якутскгеология".

В процессе выветривания на суше образуются глинистые минералы с различной химической дифференциацией (зрелостью), которая может быть выражена величиной отношения более стойких компонентов к менее стойким. Такими элементами в глинистых минералах являются алюминий и натрий, калий и натрий. При усилении химического выветривания относительное содержание стойких компонентов и величина их отношения к нестойким возрастают. Таким образом, эти отношения являются геохимическими параметрами, а их значения характеризуют зрелость глинистого вещества. Установлены значения  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$  для разной интенсивности химического выветривания [1].

По геохимическим параметрам глинистого вещества в разрезе каменноугольных и пермских отложений выделяются три ранга циклов, характеризующих интенсивность химического выветривания. Циклами малого ранга на северо-востоке синеклизы являются ниже-, верхнеконекский, нижний и верхний нижеайхальской подсвиты, нижний и верхний верхнеайхальской подсвиты, ниже-, верхнеахтарандинский, ниже-, верхнеборуллойский. На востоке синеклизы циклами малого ранга являются ниже-, верхнелапчанский, нижний нижеботуобинской подсвиты, верхний нижеботуобинской подсвиты, нижний верхнеботуобинской подсвиты, верхний верхнеботуобинской подсвиты, ниже-, верхнеборуллойский. К циклам среднего ранга на северо-востоке синеклизы относятся конекский, ниже- и верхнеайхальский, ахтарандинский, боруллойский; на востоке синеклизы — лапчанский, ниже-, верхнеботуобинский, боруллойский. К циклу высшего ранга в пределах Тунгусской синеклизы относятся средне-, верхнекаменноугольные и пермские отложения.

В пределах каждого полного цикла независимо от его ранга изменения интенсивности химического выветривания имеют один и тот же тип. Начало цикла характеризуется высокой интенсивностью выветривания, которая понижается в первой половине, достигает минимума в середине и снова повышается к концу цикла. Первая половина цикла называется регрессивной, вторая — прогрессивной.

Анализ изменения геохимических параметров в изученном интервале на северо-востоке и востоке Тунгусской синеклизы показывает, что в среднем, позднем карбоне и перми химическое выветривание было интенсивным в конекское и лапчанское время; понижалось в раннеайхальское, раннеботуобинское; было слабым в позднеайхальское, позднеботуобинское и раннеахтарандинское; нарастало в позднеайхальское, позднеботуобинское и боруллойское время. В каменноугольных и пермских отложениях Норильского района, центральной и южной частей Тунгусской синеклизы автором выделены циклы малого, среднего и высшего ранга, аналогичные таковым на северо-востоке и востоке синеклизы.

Сопоставление уровней образования кор выветривания с уровнями высокой зрелости глинистого вещества, ограничивающими седиментационные циклы, позволяет судить о периодичном проявлении процесса образования кор выветривания. В разрезе каменноугольных пермских отложений Тунгусской синеклизы высокая зрелость глинистого вещества конекской и лапчанской свит соответствует виле-намюрскому уровню корообразования. Нижеайхальский, нижеботуобинский максимумы зрелости глинистого вещества (в низах подсвит) являются производными среднекаменноугольного корообразования. Высокая зрелость глинистого вещества верхнеайхальской и верхнеботуобинской подсвит отражает интенсивное выветривание позднекаменноугольной эпохи. С предпозднепермским уровнем корообразования коррелируется ахтарандинский максимум зрелости гли-

нистого вещества. Позднепермский уровень сопоставляется с высокой зрелостью глинистого вещества в верхах боруллойской свиты.

Из приведенного материала очевидна стратиграфическая приуроченность уровней образования кор выветривания и продуктов их переотложения. По мнению В.И. Будникова [2], выявленные уровни корообразования соответствуют в основном макроциклам. Автор считает, что каждому уровню корообразования того или иного масштаба соответствуют определенные уровни зрелости глинистого вещества, а следовательно, циклы осадконакопления. Вероятно, сохранившиеся уровни корообразования имели значительные масштабы, соответственно им осадочные циклы также относятся к высоким рангам. Уровни химического выветривания меньшего масштаба (интенсивности) имеют меньшую вероятность сохранения.

Выделение седиментационных циклов по геохимическим параметрам глинистого вещества, отражающим изменения физико-химических условий осадконакопления, позволяет на количественной основе проводить корреляцию осадочных толщ в пределах Тунгусской синеклизы. При этом используются циклы разных рангов. Ниже приведены геохимические характеристики свит и подсвит, по которым они распознаются в разрезе.

Конекская свита выделяется по присущим только ей очень высоким значениям геохимических параметров  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$  в сочетании с повышенной концентрацией малых элементов в глинистом веществе. В нижней части разреза значения  $Al_2O_3/TiO_2$  имеют тенденцию к понижению, в верхней — к повышению. Значения  $V/Ga$  в нижней части разреза возрастают, в верхней — понижаются. В составе глинистого вещества главным компонентом является каолинит. В конекское время преобладал гумидный и семиаридный климат, широкое распространение имели прибрежно-морские обстановки осадконакопления.

Нижнеайхальская подсвита характеризуется наличием двух уровней повышенного содержания элементов — нижнего и верхнего. Высокие значения параметров  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$  в нижней части свиты резко понижаются вверх по разрезу. Значения  $Al_2O_3/TiO_2$  в низах подсвиты нарастают, в верхах — убывают. Отношение  $V/Ga$  имеет обратную тенденцию изменения и на границе с верхнеайхальской подсвитой достигает высоких значений. В некоторых разрезах выявляются и более мелкие колебания (два подцикла) значений этих параметров. Глинистое вещество состоит из каолинита, гидрослюд и монтмориллонита. Начало раннеайхальского времени характеризуется аридизацией климата относительно конекского. Граница конекской свиты и нижнеайхальской подсвиты проходит по резкому понижению значений параметров  $V/Ga$ ,  $V/Li$ , граница с верхней подсвитой — по высоким их значениям.

В верхнеайхальской подсвите выделяются четыре уровня повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе, которым соответствуют повышенные геохимические параметры  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ . Снизу вверх по разрезу подсвиты периодически меняются параметры  $Al_2O_3/TiO_2$ ,  $V/Ga$ , значения первого повышаются в низах и третьей четверти разреза, понижаются во второй четверти (примерно середина разреза) и в верхах; значения второго параметра убывают в низах и третьей части разреза, нарастают во второй четверти и верхах. В составе глинистого вещества преобладают монтмориллонит и каолинит. Сохранение каолинита вверх по разрезу убывает.

Боруллойская свита от всех предыдущих отличается очень высокими значениями  $Al_2O_3/TiO_2$  и низкими —  $V/Ga$ ,  $V/Li$ . В наиболее полных разрезах выделяются три (четыре?) уровня повышенной концентрации малых элементов и соответственно повышения значений геохимических параметров  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ . Величина  $Al_2O_3/TiO_2$  понижается в средней части и резко возрастает в низах и верхах. Величина  $V/Ga$ ,  $V/Li$  убывает снизу вверх по разрезу. Нижняя граница боруллойской свиты приурочена к началу повышения этих параметров, показывая, что

раннеборуллойское время начинается трансгрессией, довольно быстро сменившейся продолжительной регрессией. Глинистое вещество состоит преимущественно из монтмориллонита.

Лапчанская свита, как и конекская, характеризуется высокими значениями  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ . В нижней части разреза величины  $Al_2O_3/TiO_2$  указывают на гумидный, семиаридный климат, в верхней — на аридный. Отношение  $V/Ga$  колеблется в значительных пределах, отражая изменения фациальных обстановок от пресноводных до прибрежных солоноватоводных. Выделяются два цикла изменения условий седиментации. Для нижнего цикла характерна наибольшая зрелость глинистого вещества, преобладание семиаридного климата и трансгрессивного развития бассейна седиментации; для второго — понижение зрелости глинистого вещества, усиление аридизации климата, преобладание регрессивного развития бассейна седиментации. Содержание малых элементов повышено на уровнях более зрелого глинистого вещества, а в пресноводных осадках оно понижается. Глинистое вещество сложено каолинитом и монтмориллонитом.

Ботуобинская свита состоит из четырех закономерно сменяющихся циклов. Первый (нижний) и третий характеризуются высокой зрелостью глинистого вещества, аридным климатом или относительной его аридизацией и регрессивным режимом осадконакопления. Второму и четвертому циклам соответствуют гумидный климат или относительная гумидизация и трансгрессивный режим. К уровням высокой зрелости глинистого вещества приурочена повышенная концентрация малых циклов.

Боруллоульская свита также состоит из четырех осадочных циклов. Отличие от ботуобинской свиты заключается в значительно большей аридности климата. В периоды гумидизации климата (третий цикл) он часто оставался аридным, семиаридным, только ослабевала аридность. Проявление регрессивного фона в боруллойское время было более интенсивным относительно ботуобинского. Ботуобинская свита начинается с регрессивного цикла, боруллойская — с трансгрессивного. Уровням повышенной зрелости глинистого вещества соответствует концентрация малых элементов. Глинистое вещество состоит из монтмориллонита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акулышина Е.П., Аксенова Т.П., Фомин А.М., Писарева Г.М. Позднепалеозойский литогенез алмазных районов Якутии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 201 с.
2. Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми Сибирской платформы. М.: Недра, 1976. 135 с.
3. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 38—45.
4. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
5. Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Борис Е.И. и др. Коры выветривания бассейна р. Вилюй // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 108—121.
6. Рожков И.С., Михалев Г.Н., Прокопчук Б.И., Шамишина Э.Я. Алмазоносные россыпи Западной Якутии. М.: Наука, 1967. 280 с.
7. Тараненко В.И., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д. Древние коры выветривания Мало-Ботуобинского района в связи с алмазоносностью // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. С. 158—161.
8. Шамишина Э.Я., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии // Древние коры выветривания Якутии. Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 3—29.



ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ  
В ПРЕДЕЛАХ ДРЕВНИХ ЩИТОВ ЗЕМЛИ

Несмотря на успехи, достигнутые в области металлогенического районирования [2, 6, 8, 15, 17, 19], вопросы выделения провинций гипергенного оруденения разработаны недостаточно. Благодаря исследованиям Б.М. Михайлова [10], Ю.П. Селиверстова [13], Р.А. Биджиева [1] и др. достигнуты серьезные успехи в области составления прогнозных карт на бокситы. В значительной степени это определяется тем, что карта коры выветривания, являющаяся основой гипергенной металлогении, составлена только для территории Советского Союза [7], для континентов известны карты лишь отдельных регионов, а для мира в целом такая карта в настоящее время отсутствует.

Анализ обширной литературы показал, что и гипергенные никелевые месторождения рассмотрены лишь в плане общей никеленосности отдельных регионов или условий образования месторождений в их пределах. В работах, касающихся гипергенного никелевого оруденения мира, вопросы закономерностей их размещения вовсе не рассматриваются или затронуты в очень схематичной форме.

Автор составил карту провинций гипергенного никелевого оруденения мира с отражением некоторых, наиболее важных критериев, определяющих закономерности размещения месторождений, и выделением провинций [22, 24].

В соответствии с тектонической позицией провинции подразделяются на два типа — складчатых областей фанерозоя и древних щитов. В настоящей статье мы рассматриваем закономерности размещения гипергенного никелевого оруденения в пределах провинций второго типа (рис. 1). Изучая характер размещения гипергенных никелевых месторождений в пределах древних щитов, мы обратили внимание на закономерную приуроченность большинства из них к областям, захваченным тектоно-магматической активизацией [22].

Области тектоно-магматической активизации (эпиplatformенные орогенические пояса, по В.Е. Хаину [18]) представляют собой консолидированные геотектонические структуры земной коры, в пределах которых активно проявляются своеобразные наложенные процессы тектонических движений, магматизма и рудообразования [20 и др.], отличные от происходящих в обычных складчатых областях.

Как известно, области тектоно-магматической активизации подразделяются на два типа — резонансный (или отраженный), связанный с развитием соседних геосинклинальных прогибов, и автономный (или "дива", по Чень Гоу), формирование которого проходит независимо от развития геосинклинальных прогибов [18, 20]. В связи с тем, что границы и возраст развития областей тектоно-магматической активизации платформ не нашли до настоящего времени четкого отражения в литературе, в качестве такой основы для мезо-кайнозойского времени нами использованы следующие структурные элементы: а) эпиplatformенные орогенные пояса на добайкальском или испытавшем в байкальское время омоложения основании [18]; б) области поднятий на древних платформах и области эпиplatformенного орогенеза [11]; в) горы и нагорья в пределах древних платформ, активизированных в новейшее время, а также возрожденные горы и нагорья областей докембрийской складчатости [12]. Перечисленные тектонические структуры отражают один и тот же процесс активизации, что подтверждается хорошим совпадением границ их распространения.

Изучение кор выветривания ультрабазитов ряда древних щитов, а также анализ литературного материала позволили установить, что все связанные с ними гипергенные месторождения (за небольшим исключением) закономерно локализируются

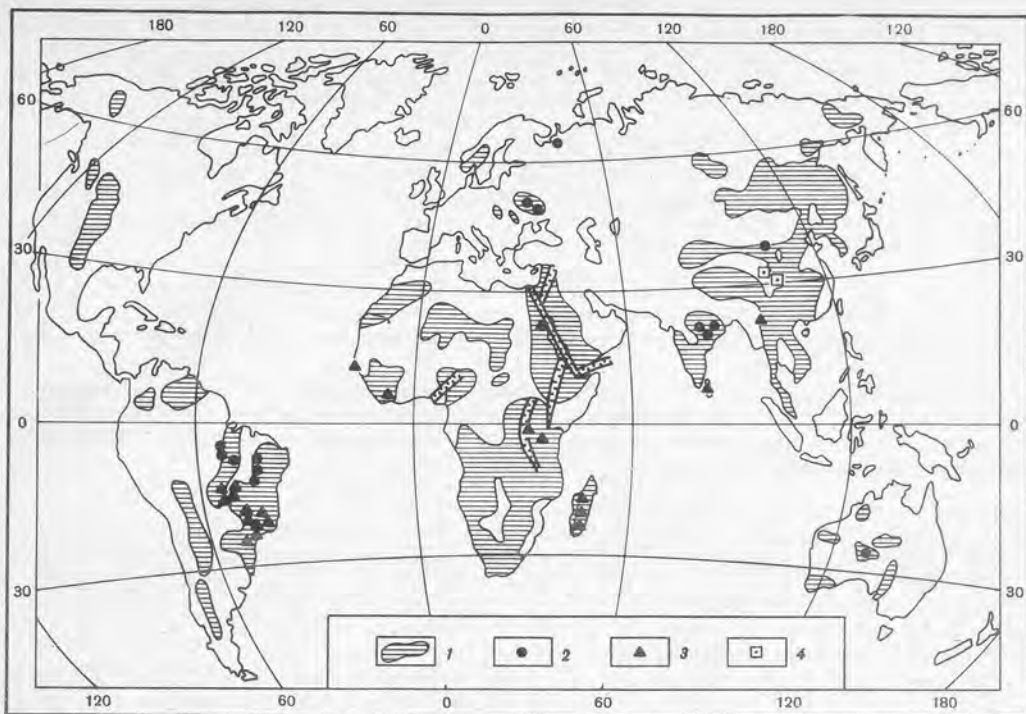


Рис. 1. Закономерности размещения кобальт-железо-никелевых месторождений в пределах областей тектоно-магматической активизации щитов

1 — области мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации щитов; 2—4 — генетические типы месторождений: 2 — остаточный, 3 — остаточно-инфильтрационный, 4 — неустановленный

в пределах областей автономной мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации щитов (см. рис. 1). Причины выявленной закономерности, несомненно, кроются в дифференциальных эпейрогенических (глыбовых) подвижках, происходящих на фоне общих региональных поднятий и опусканий. Как показали детальные исследования, выполненные на Урале [4, 14, 21], Украине [5], Кубе [3], в Африке [9], подобные тектонические движения оказывают исключительно благоприятное влияние на активизацию и углубление процессов выветривания.

В благоприятных климатических условиях блоковые подвижки особенно способствуют формированию остаточно-инфильтрационных железо-никелевых месторождений новокаледонского типа. Этим, по-видимому, следует объяснить тот факт, что из 68 известных на щитах месторождений 36 (52%) представлены указанным генетическим типом (см. рис. 1).

Механизм формирования подобных месторождений мы представляем себе следующим образом. В истории развития кор выветривания на ультрабазитах весьма распространен вариант, когда в результате углубления базиса эрозии происходит ремобилизация рельефа вследствие глыбовых поднятий самих массивов с корой выветривания либо переуглубления старых или образования молодых депрессий по соседству с массивами. При этом кора выветривания с остаточным железо-никелевым оруденением, находящаяся к этому времени в относительно равновесном состоянии, подвергается чрезвычайно интенсивной химической переработке, особенно ее глинистая зона. Выносимые при этом кремний, магний и никель выпадают в зоне цементации в виде инфильтрационных магнезиально-никелевых гидросиликатов, чаще всего гарниеритовых жил (рис. 2). Эти коры выветривания, таким образом, формируются в два этапа и сложены

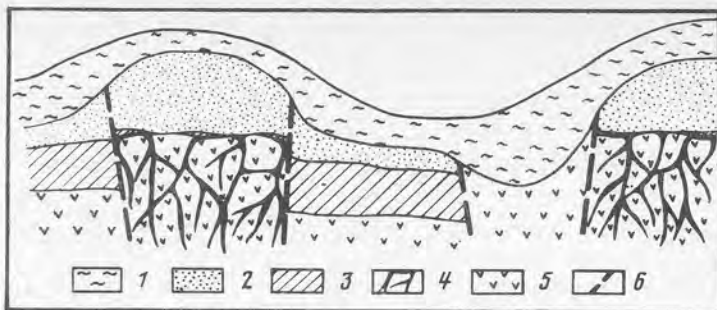


Рис. 2. Принципиальная схема строения остаточного-инфильтрационного железно-никелевого месторождения новокаледонского типа

1 — покровные отложения; 2—4 — рудоносная кора выветривания ультрабазитов: 2 — латеритные охры ("красные земли"), 3 — нонтрониты и нонтронитизированные ультрабазиты, 4 — выщелоченные ультрабазиты с прожилками магнезиально-никелевых гидросиликатов; 5 — слабо измененные ультрабазиты; 6 — тектонические нарушения

соответственно двумя генетическими "этажами" — остаточным верхним и остаточного-инфильтрационным нижним — более молодым. К выводам о двухэтапном формировании таких месторождений пришли Дж. Болдт [25] и Ж. Тресказ [29] по Новой Каледонии, В.Т. Пекора и С.В. Хоббс [28] по месторождению Никель Маунтин, расположенному в США.

В связи с тем, что наиболее ярко этот тип оруденения выражен в Новой Каледонии, мы ему дали соответствующее название [24]. Любопытно, что многие месторождения этого типа в Новой Каледонии, США (Никель Маунтин, Вебстер и Демокрайт) находятся на холмах [25—27]. Единственное подобное месторождение в СССР — Шевченковское — расположено около Мактыкольского месторождения осадочных железных руд, сформировавшегося за счет частичного размыва остаточных охр и переотложения их в молодую, по-видимому, переуглубленную депрессию [16].

Многие вопросы закономерностей размещения гипергенного оруденения в пределах щитов, как и в целом по металлогении областей тектоно-магматической активизации, недостаточно разработаны и требуют дальнейших исследований. Приведенные в статье данные о закономерной приуроченности кобальт-железо-никелевых месторождений, несомненно, имеют более широкое значение и могут быть применены и к другим месторождениям выветривания, размещенным на щитах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Биджиев Р.А., Белозерова Н.Н., Брызгалова М.М. и др. Палеогеографический анализ для прогнозирования бокситоносности. М.: Недра, 1980. 188 с.
2. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 86 с.
3. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
4. Гузовский Л.А. Некоторые геоморфологические аспекты проблемы латерито- и бокситообразования (на примере Урала) // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 40—48.
5. Додатко А.Д. Эпохи корообразования на Украинском щите и некоторые данные об эволюции процессов выветривания // Там же. С. 60—66.
6. Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. М.: Недра, 1974. 237 с.
7. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР в масштабе 1:250 000. М.: ВАГТ Мингео СССР, 1972.
8. Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 224 с.
9. Михайлов Б.М. Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 22—32.
10. Михайлов Б.М., Рундквист Д.В., Броневои В.А. О принципах прогнозирования месторождений бокситов // Разведка и охрана недр. 1971. № 5. С. 12—17.

11. Муратов В.М. Краткий очерк тектонической истории материков // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 66—78.
12. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Наука, 1967. 331 с.
13. Селиверстов Ю.П., Михайлов Б.М. Принципы составления прогнозных карт на бокситы // Сов. геология. 1978. № 6. С. 38—47.
14. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
15. Смирнов В.И. Проблемы металлогении // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 6. С. 14—28.
16. Тажиева П.Т., Пономарев Д.В. Распределение, геолого-морфологическое и геолого-структурное положение никеленосных кор выветривания Казахстана // Тр. ИГН АН КазССР. 1977. Т. 36. С. 3—19.
17. Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М.: Недра, 1966. 176 с.
18. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра 1973. 511 с.
19. Шаталов Е.Т. Термины, относящиеся к общим представлениям металлогении, металлогеническому районированию и металлогеническим картам // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7—25.
20. Щеглов А.Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений // Закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1975. Т. 2. С. 7—17.
21. Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М.: Наука, 1968. 200 с.
22. Эдельштейн И.И. Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений и их размещение на Земле // Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 86—87.
23. Эдельштейн И.И. Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд и закономерности их размещения на Земле // XXVII МК. М.: Наука, 1984. Т. 6. с. 84.
24. Эдельштейн И.И. Систематика гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1986. Т. 291, № 1. С. 185—188.
25. Boldt J.R. The winning of nickel: its geology, mining and extractive metallurgy. Toronto: Longmans, 1967. Vol. 14. 487 p.
26. Cornwall H.R. Nickel deposits of North America // Bull. Geol. Surv. USA. 1966. Vol. 6, N 1223. P. 1—62.
27. Hotz P.E. Nickeliferous laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California // Econ. Geol. 1964. Vol. 59, N 5. P 355—396.
28. Pecora W.T., Hobbs S.W. Nickel deposit near Riddle, Douglas Country, Oregon // Bull. Geol. Surv. USA. 1942. N 931-1. P. 205—226.
29. Trescases J. Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultrabasiqurs. Accumulation résiduelle et epigenie // Sci. géol. Bull. 1979. Vol. 32, N 4. P. 181—188.

УДК 553.481:551.311.231

А.С. Вершинин

## РУДНЫЕ СУБФОРМАЦИИ ГИПЕРГЕННЫХ НИКЕЛЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Никелевые и железо-кобальт-никелевые месторождения, связанные с корой выветривания (КВ) гипербазитов, являются одним из основных источников получения никеля. Кроме того, из них извлекаются кобальт, железо и другие минеральные компоненты. Вместе с тем до последнего времени их называют силикатными [6], что не отражает ни разнообразия вещественного состава руд, ни геологической обстановки их формирования, затрудняя выбор оптимальных направлений геолого-разведочных работ и технологических вариантов освоения месторождений.

В действительности, помимо силикатных никелевых руд, сложных нонтронитами, никелевыми серпентинами и силикатами, в составе гипергенных месторождений никеля содержатся большие массы оксидных руд, в которых носителями никеля и кобальта являются гетит и гидрогетит [13]. В рудах ряда месторождений никеленосность в значительной степени связана с хлоритами и лептохлоритами, феррисапонитом, монтмориллонитом, а иногда и с гипергенными сульфидами. Разнообразие минерального состава никелевых руд, несомненно, явилось следствием различий в геологической обстановке формирования месторождений.

Оно нашло отражение также в обилии способов металлургического передела руд: электроплавка на богатый и бедный ферроникель, на штейн, шахтная плавка, щелочной и кислотный гидрометаллургические, избирательное восстановление во вращающихся и электропечах. Сопоставление минералого-геохимических свойств никелевых руд с технологическими условиями металлургических переделов является средством прогнозной технологической оценки руд на ранних стадиях разведки месторождений. Геологической основой такой оценки может служить новая систематика гипергенных никелевых месторождений на основе рудно-формационного анализа, раскрывающая неоднородности в составе единой рудной формации гипергенных железо-кобальт-никелевых месторождений КВ гипербазитов.

Попытки расчленить названную формацию на генетически однородные группы (типы) месторождений предпринимались неоднократно [4, 5, 8—10, 12, 13]. Однако все они в той или иной мере носят частный характер, так как рассматривается либо определенный фактор рудообразования (геоморфологический, тектонический и др.), либо только морфогенетические признаки на основе трудноопределимых критериев (возраст месторождений, условия формирования руд, характер инфильтрационных процессов) и вещественных признаков руд, не увязанных с технологическими условиями металлургических переделов, либо закономерности размещения месторождений.

Автором на основании сравнительного геолого-геохимического изучения никелевых месторождений Кубы, Урала, Казахстана, Украины и других районов земного шара в составе гипергенной железо-кобальт-никелевой формации выделены следующие субформации: 1) охристо-латеритная легированно-железородная; 2) серпентин-охристо-латеритная железо-кобальт-никелевая; 3) серпентин-охристая кобальт-никелевая; 4) серпентин-охристо-шамозитовая кобальт-никелевая; 5) керолит-нонтронитовая никелевая; 6) кварц-керолит-гарниеритовая никелевая; 7) керолит-охристо-алевритовая (карстовая) никелевая; 8) гетит-сидерит-шамозитовая никель-железородная [2].

Каждая субформация представляет собой устойчивую ассоциацию месторождений, сходных по вещественному составу, зональной структуре рудных тел и геологической обстановке формирования [7, 11]. При описании субформаций предпочтение отдавалось наблюдаемым или измеряемым признакам. В качестве классификационного признака для выделения субформаций использованы не минеральные типы руд, а их неповторяющееся закономерное сочетание в зональных рудных телах. Оно нашло отражение в первой части названия субформаций. Во второй его части приведены металлы, имеющие промышленное значение.

Важной характеристикой вещественного состава руд выделенных субформаций являются технологические параметры, отображающие связь минералого-геохимических особенностей руд с их технологическими свойствами [1, 3]. В качестве таковых использованы доля силикатов никеля в балансе руд ( $T$ ) и значение мультипликативного коэффициента геохимической зональности КВ ( $K_3$ ). Оба параметра характеризуют степень физико-химического разложения исходных серпентинитов в веществе руд, проявленную в особенностях их минерального и химического состава. Они легко определяются по данным геологической документации и опробования путем составления математических моделей в пределах технологически однородных блоков (участков) месторождения. Параметр  $T$  для различных субформаций изменяется от 0 до 1. Параметр  $K_3$  имеет пределы от 0,003 до 8000, характеризуя технологические свойства руд внутри массивов силикатных ( $T=1,0$ ) и оксидных ( $T=0$ ) руд.

Геологическая обстановка формирования месторождений характеризуется соподчиненностью геохимического, климатического и тектоно-геоморфологического факторов. Общим свойством всех формаций является связь с серпентинизированными гипербазитами, имеющими, как правило, 0,2% и более никеля. Субформация, включающая собственно никелевые месторождения, выделена

словом "никелевая". При меньших содержаниях никеля и отношении оксидов железа и никеля в гипербазитах более 40 в их КВ образуются месторождения, входящие в состав легированно-железородной субформации. Повторяющиеся сочетания некоторых минеральных типов руд ("керолит", "латерит") в названиях субформаций отображают близость климатических условий их образования (соответственно умеренно-теплая и тропическая климатические зоны). Неповторяющиеся сочетания минеральных типов руд и рудных элементов в названиях субформаций определяют их особые структурно-вещественные признаки, возникшие под локальным влиянием тектоно-геоморфологического фактора.

В числе вещественных признаков субформаций используются парагенезисы химических элементов и минералов. В составе первых наряду с основными рудными элементами, концентрации которых достигают промышленных кондиций, учитываются элементы-примеси (полезные и вредные). Среди минеральных парагенезисов выделены основные минералы—носители никеля, кобальта и железа. Кроме этого, указаны минералы—индикаторы геологической обстановки формирования месторождений (алюмогетит, гематит; доломит, гипс; сульфиды железа и никеля; шамозит, гипергенный магнетит, родохрозит). Большую информацию несут геохимические коэффициенты. Так, интенсивность процесса рудообразования характеризует относительная линейная продуктивность никеля ( $P_{Ni}$ ), соотношение остаточной и инфильтрационной аккумуляций никеля характеризуется коэффициентами общего ( $K_o$ ) и инфильтрационного ( $K_{ин}$ ) накопления. Степень восстановленности руд также отображается соответствующим коэффициентом ( $K_B$ ). Ниже мы остановимся на некоторых принципиальных особенностях отдельных субформаций.

**Охристо-латеритная легированно-железородная** субформация возникла в процессе длительного выветривания дунитов дунит-клинопироксенитовой формации в зоне тропического климата. Она представлена месторождениями оксидных природно-легированных железных руд ( $T=0$ ), химический состав которых ( $Fe_2O_3$  — 70—75%,  $P$  — 0,06,  $S$  — 0,10,  $Ni$  — 0,08—0,6,  $Co$  — 0,02—0,08%) благоприятен для доменного передела. Естественно гранулированные разности этих руд (горизонт латеритов) эксплуатировались. Пылеватые руды охристого горизонта, более богатого никелем, кобальтом и хромом, требуют применения специальных приемов грануляции и очистки от хрома. По своим особенностям данная субформация полностью совпадает с формацией железноносных латеритных покровов, выделенной Б.М. Михайловым [9]. Типичные ее представители — месторождения Калум (Гвинея), Суригао (Филиппины). С некоторой долей условности сюда отнесено Елизаветинское (СССР) кобальт-железородное месторождение. Низкая кремнистость охристых руд сближает его с месторождениями тропического пояса [8].

**Серпентин-охристо-латеритная железо-кобальт-никелевая** субформация включает месторождения, возникшие в зоне тропического климата в КВ пород, принадлежащих к различным формациям гипербазитов. От месторождений предыдущей субформации они отличаются меньшей степенью физико-химического разложения исходных пород ( $K_3$  для горизонта латеритов уменьшается от 8000 до 340), большей концентрацией никеля и кобальта ( $K_o=6,5—9,0$ ). Средняя мощность рудных тел от 1 до 10 м (редко больше). Доля силикатной составляющей в рудах колеблется от 0 до 1,0 (в среднем 0,35). Рудные горизонты, представленные, как правило, субструктурными охрами (окисные железо-кобальт-никелевые руды) и выщелоченными серпентинитами, иногда с гарниеритом (силикатные никелевые руды), встречаются в различных сочетаниях, определяя разнообразие геологических типов месторождений (охристый, серпентин-охристый, охристо-серпентиновый, серпентин-гарниеритовый), развитых на Кубе, Филиппинах, в Новой Каледонии и Бразилии.

Месторождения нередко обладают крупными и очень крупными размерами. Из комплексных железо-кобальт-никелевых руд обычно извлекают никель и кобальт.

Большие массы железа идут в хвосты выщелачивания никелевых переделов, которые пока являются фактором загрязнения природной среды. По содержанию железа (40—45%) они сравнимы с природными месторождениями железных руд относительно высокого качества. Кроме того, вскрышными породами при отработке кобальт-никелевых руд являются бесструктурные охры и латериты покровного горизонта, вещественный состав которого близок составу железных руд описанной выше охристо-латеритной субформации.

Разнообразие вещественного состава руд предопределяет обилие способов их переработки. Месторождения с существенно охристыми кобальт-никелевыми рудами подвергаются гидрометаллургическому переделу (кислотному или щелочному). Руды с преобладанием силикатной составляющей перерабатываются электроплавкой на штейн или на богатый ферроникель. Оптимальным способом использования железных руд латеритного горизонта является избирательное восстановление.

**Серпентин-охристая кобальт-никелевая** субформация образовалась в условиях тектонически стабильной обстановки, обеспечивающей большую продолжительность и непрерывность процесса корообразования на поверхности блоков древних пенепленов, протекавшего большей частью в условиях умеренно-теплого гумидного климата. Основной рудный горизонт в рудных телах представлен структурными охрами. Среди преобладающей гетит-гидрогетитовой массы в охрах присутствуют зерна никелевых силикатов, серпентина, керолита, нонtronита, хлоритов и талька. Между содержанием никеля и магния наблюдается устойчивая корреляционная связь, оцениваемая коэффициентом корреляции 0,5—0,65. Однако основная часть никеля находится в изокolloидной смеси с криптокристаллическим гетитом и гидрогетитом. В отличие от никеленосных субструктурных охр серпентин-охристо-латеритной субформации [2] охристые руды здесь обладают меньшей объемной массой (0,8—1,0 г/см<sup>3</sup>), более кремнистые (25—40% SiO<sub>2</sub>), значительно беднее железом (35—50% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Степень физико-химического разложения руд значительно ниже ( $K_3=3,7$  вместо 74). Вместе с тем охристые руды сохраняют высокую кобальтоносность (4—6 усл. ед.).

Под охрами расположен горизонт керолит-серпентиновых руд, доля которого в балансе никеля для большинства месторождений близка к 0,5. Эти руды обладают более высокой кремнистостью (32—45% SiO<sub>2</sub>) по сравнению с месторождениями тропической зоны, где содержание кремнезема в аналогичных рудах составляет 27—32%.

В целом месторождения данной субформации сравнительно с аналогичными по структуре месторождениями предыдущей субформации обладают такой же линейной продуктивностью рудных залежей (60—70 усл. ед.), что при меньших содержаниях никеля достигается за счет большей мощности рудных тел. Оптимальный способ передела руд — щелочной гидрометаллургический [1].

**Серпентин-охристо-шамозитовая кобальт-никелевая** субформация представлена месторождениями, первоначально возникшими на приподнятых пенепленах в зоне субтропического климата, сменившегося умеренно-теплым. Однако позднее вследствие опускания отдельных блоков гипербазитов они перекрывались толщей континентальных осадков, содержащих органическое вещество. В результате субаэральная окислительная обстановка сменилась субаквальной восстановительной, способствовавшей возникновению в рудах своеобразного парагенезиса минералов—носителей рудных элементов (гетит, шамозит, гипергенный магнетит, сидерит, манганокальцит, родохрозит, риант, еловскит, миллерит и др.) В результате последующих поднятий блоков с никеленосной КВ они оказались на поверхности "отпрепарированных" пенепленов и подверглись вторичному окислению (обохриванию).

Вследствие вторичного перераспределения магния и никеля здесь становятся рудоносными продукты выветривания даек полевошпатовых пород основного

состава, составляющие 15—20% массы руд. Степень физико-химического разложения руд отдельных месторождений ( $K_3$ ) изменяется от 0,32 до 5,24. Руды обладают высокими значениями коэффициента восстановленности ( $K_b = 1,24—1,81$ ).

Месторождения характеризуются высокой относительной продуктивностью никеля (30—90 усл. ед.) и относительно большой мощностью (5—18 м) рудных тел. Доля силикатной составляющей в общей массе руд около 0,6. Вследствие литологической неоднородности субстрата и неоднократного перераспределения основных компонентов руды обладают высокой технологической неоднородностью. Природное восстановление руд улучшает технологические показатели их передела по способу шахтной плавки. Часть руд может быть переработана щелочным гидрометаллургическим способом [1].

**Керолит-нонтронитовая никелевая** субформация возникла и развивалась в условиях стабильного тектонического режима в КВ пород, относящихся к различным формам гипербазитов, в связи с поверхностью пенеплена, испытывавшей колебательные перемещения по вертикали. Рудообразование протекало при смене теплого влажного климата субаридным в обстановке щелочного выветривания. При этом денудация верхней части разрезов КВ сопровождалась нарастанием мощности ее нижних горизонтов и инфильтрационным накоплением в них никеля.

Пластообразные рудные залежи обладают относительной линейной продуктивностью никеля от 30 до 100 усл. ед. При относительно ровной кровле подошва рудных залежей испытывает волнообразные погружения, создавая утолщения мощности рудных тел над зонами тектонических нарушений в серпентинитах, а также в их контактах с дайками диоритов и габбро-диабазов.

Рудные тела сложены в основном керолит-серпентиновым и нонтронитовым минеральными типами руд. Вверху разреза охры обычно слабо никеленосны или размыты. В контуре рудных тел они составляют лишь 5—10% массы руд ( $T=0,9—0,95$ ). Основными минералами—носителями никеля являются нонтронит, гидрохлорит, сапонит, монтмориллонит, керолит, гарниерит. Степень физико-химического разложения исходных серпентинитов низкая ( $K_3=0,06—4,2$ ). Вместе с тем разрез КВ характеризуется высокой окисленностью ( $K_b=1,006—1,020$ ). В рудах содержится 44—52% кремнезема, что значительно больше, чем в исходных серпентинитах (37—39%). Наблюдается обилие конкреций и стяжений опала, халцедона, кварца, разубоживающих руды и снижающих их качество.

Базовым вариантом металлургического передела керолит-нонтронитовых руд является плавка в шахтных печах. Возможно некоторое предварительное улучшение качества руд путем удаления из них слабо никеленосных кремнистых образований крупностью более 35 мм.

**Кварц-керолит-гарниеритовая никелевая** субформация представлена инфильтрационными месторождениями в крутопадающих линейных зонах брекчированных серпентинитов ( $K_n=9—24$ ). Богатые никелевые руды, содержащие гарниерит, непуит, керолит, характеризуются высокой кремнистостью (45—50%  $SiO_2$ ), обусловленной присутствием минералов свободного кремнезема. Месторождения формировались в условиях большой тектонической мобильности субстрата в периоды его поднятий, сопровождавшихся денудацией площадного покрова никеленосной КВ. Характерными представителями являются "тектонические" месторождения Новой Каледонии [2]. Благоприятные предпосылки выявления подобных месторождений имеются на Кубе в рудном районе Никаро. Руды перерабатываются электроплавкой на богатый ферроникель.

**Керолит-охристо-алевритовая (карстовая) никелевая** субформация представлена гетерогенными месторождениями, образовавшимися в обстановке тектонических надвигов серпентинитовых тел на мраморы. Дробление серпентинитов и мраморов в зоне контакта облегчало развитие процессов выветривания, карстообразования и формирования оруденения в интервале глубин от 20 до 400 м от дневной поверхности. Со стороны кровли надвига находятся выщелоченные серпентиниты



и никеленосные охры, а в его подошве — карстовые алевриты, содержащие обломки выщелоченных серпентинитов, мраморов, углисто-глинистых сланцев и других пород. В зонах глубокого выполнения карстовых полостей иногда расположены залежи высококремнистых кварц-керолит-гарниеритовых руд инфильтрационного генезиса. В поле карбонатных пород вдоль фронтальной линии надвига возникали озерные впадины карстового происхождения, где в условиях восстановительной обстановки образовались пластоподобные залежи никелевых руд в глинистых осадках с сульфидами и органическим веществом. В КВ серпентинитов, обнажавшихся в тыловой части надвига, местами сохранились реликты остаточной КВ.

Минералами—носителями никеля в рудах являются серпентин, керолит, гарниерит, хлорит, галлуазит, монтмориллонит, гетит, сульфиды никеля (миллерит, полидимит, виоларит, бравоит), "керзинит". Доля никелевых силикатов (серпентинитовый, гарниеритовый и алевритовый минеральные типы) в общей массе руд составляет 0,7—0,9. При этом на карстовые алевриты приходится от 30 до 70% всех запасов никеля. Содержание никеля в рудах — 5—15 усл. ед., редко более. Относительная линейная продуктивность никеля в рудных залежах составляет 60—180 усл. ед. Степень физико-химического разложения руд слабая ( $K_3=0,01—9,0$ ). Высока доля инфильтрационного накопления никеля ( $K_n=5—14$ ). Коэффициент восстановленности руд меняется в пределах 1,02—1,53. Для карстовых алевритов характерно высокое содержание глинозема (10—15%).

Промышленное использование руд названной субформации вследствие крайней неоднородности их состава возможно лишь при тщательном усреднении руд, в процессе которого создается "синтезированный" тип руд с определенными технологическими свойствами, соответствующими металлургическому переделу способом шахтной плавки (или производству бедного ферроникеля). Типичными представителями субформации являются Черемшанское, Липовское и Шеелинское месторождения. Выходы никелевых месторождений скрытые, что затрудняет их выявление.

**Гетит-сидерит-шамозитовая никель-железородная** субформация представлена осадочными месторождениями, близкими по условиям образования к месторождениям оолитовой железородной формации. Однако от последних они отличаются наличием продуктов разрушения серпентинитов и повышенной никеленосностью.

Субформация делится на два геологических типа — никель-железородный и железо-никелевый. Месторождения первого из них широко известны на Урале, Северном Кавказе и достаточно полно освещены в литературе [12]. Железо-никелевые месторождения выявлены на Балканском полуострове [14]. Пластообразные залежи при мощности 6—20 м имеют протяженность в несколько километров. Они несогласно лежат на эродированной поверхности серпентинитов и карбонатных пород юры и нижнего мела, располагаясь в базальной серии морских осадков сеноманского возраста. Месторождения локализируются в присклоновой части горст-антиклинальных поднятий в грабен-синклинальных погружениях.

Рудные тела содержат 5—7 усл. ед. никеля, 2,5—4,5 усл. ед. кобальта и 40—55%  $Fe_2O_3$ . Основными рудными минералами являются гетит, гематит, гипергенный магнетит, хлорит, гарниерит, миллерит. Доля никелевых силикатов в рудах около 0,2. Железо-никелевое отношение менее 30. Руды перерабатываются электроплавкой на богатый ферроникель с попутным получением железа из шлаков. В отличие от никель-железородных месторождений здесь наблюдается более высокая сортированность рудного материала. Как правило, это оолито-пелитовые руды с редкими прослоями бобово-конгломератовых. В нижней части рудных залежей оолитовые руды преобладают над пелитовыми. Месторождения обычно находятся в скрытом залегании.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Ассоциацию силикатных никелевых месторождений следует называть рудной формацией гипергенных железо-кобальт-никелевых месторождений КВ гипер-

базитов. В ее составе целесообразно выделять восемь рудных субформаций, значительно различающихся по вещественному составу и технологическим свойствам руд, структурной зональности рудных тел и геологической обстановке формирования месторождений.

2. Для полного и комплексного использования известных месторождений необходимо проведение геолого-технологического картирования в процессе их доразведки.

3. Имеются предпосылки выявления в СССР и на Кубе новых месторождений кобальт-никелевых и никелевых руд скрытого залегания, относящихся к серпентин-охристо-шамозитовой, кварц-керолит-гарниеритовой, карстовой и гетит-сидерит-шамозитовой субформациям.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вершинин А.С. Прогнозирование технологических свойств гипергенных никелевых руд на основе их геолого-технологической классификации // Изв. вузов. Горн. журн. 1984. № 8. С. 5—13.
2. Вершинин А.С. Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов // Сов. геология. 1984. № 9. С. 18—28.
3. Вершинин А.С. Мультипликативный геохимический показатель зональности коры выветривания гипербазитов // Литохимические поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985. С. 76—84.
4. Гинзбург И.И., Савельев И.И. Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 6. С. 119—140.
5. Григорьева В.М., Шешукова Г.И. Генетические типы промышленных месторождений кобальт-никелевых руд коры выветривания // Тр. Проект. и науч.-исслед. ин-та "Гипроникель". 1969. Вып. 39/40. С. 5—26.
6. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям никелевых и кобальтовых руд. М.: ГКЗ СССР, 1983. 43 с.
7. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 212 с.
8. Красильников Л.К. Промышленная классификация никелевых руд, связанных с корой выветривания серпентинитов // Тр. Проект. и науч.-исслед. ин-та "Гипроникель". 1969. Вып. 39/40. С. 78—96.
9. Михайлов Б.М. Рудоносность кор выветривания и продуктов их переотложения // Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. С. 353—371.
10. Никитин К.К. Классификация типов кор выветривания // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 28—48.
11. Рундквист Д.В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. С. 15—38.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 638 с.
13. Эдельштейн И.И. Рудные формации гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 693—696.
14. Albancaakis N. The nickel-bearing iron-ores in Grecia // Unesco Intern. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Complexes East. Mediterr. Athens: World, 1980. Vol. 1, N 9/11. P. 194—213.

УДК 550.4:551.3

Л.Д. Кудерина

### НОВАЯ ТОЧКА ЗРЕНИЯ НА ГЕНЕЗИС НИЖНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АТАСУЙСКОГО РАЙОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Месторождения Атасуйского района приурочены к верхнефаменской кремнисто-карбонатной толще, слагающей крылья Жайремской брахиантиклинали. Верхняя часть разреза верхнефаменского подъяруса сложена в основном двумя разновидностями пород: 1) флишоидными глинисто-кремнисто-карбонатными темно-серыми или черными разностями, развитыми в нижней половине разреза; 2) кремнистыми известняками с волнистой текстурой, светло-серыми, серыми, розовыми и красными (средняя и верхняя части разреза). Венчается разрез породами

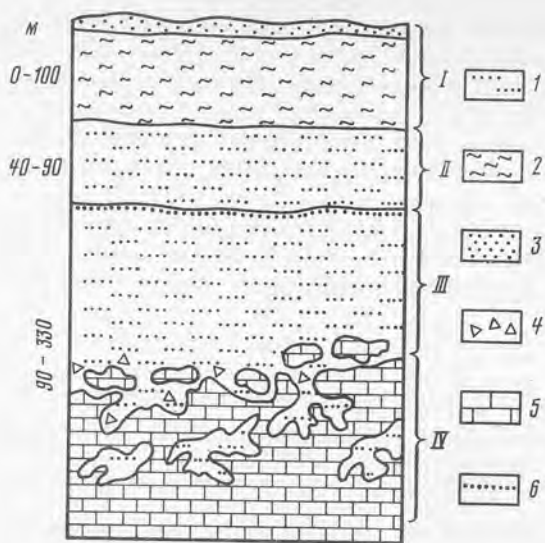


Рис. 2. Вертикальная зональность в коре выветривания месторождений Атасуйского района

I — пелиты (кора выветривания, образования подзоны катагенеза); 2 — аллохтонные отложения (глины); 3 — четвертичные пески; 4 — щебенка по коренным известнякам (коренные породы); 5 — известняки (коренные породы); 6 — граница эпигенетических горизонтов; I — песчано-глинистые отложения (KZ); II — кора выветривания (MZ); III — образования водоносного горизонта (post  $N_1^{1-2}$ -Q); IV — кавернозные глинисто-кремнисто-карбонатные породы (PZ)

нижнетурнейского подъяруса, развитыми преимущественно за пределами рудного поля. Это массивные кремнистые известняки с прослоями узловато-слоистых известняков, углистых алевроит-карбонатно-кремнисто-глинистых пород.

С середины каменноугольного периода описываемая территория вступила в длительную полосу континентального развития. По названным выше палеозойским породам сформировалась площадная кора выветривания значительной мощности (40—50 м), развитая в среднем по району до глубины 40—90 м (рис. 1, см. вкл.). Она перекрыта континентальными меловыми, верхнеэоценовыми, олигоценными, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Кора выветривания развита практически на всех породах Атасуйского района, но мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 300 м (см. рис. 1). Продукты выветривания представлены рыхлыми кремнисто-глинистыми "пудристыми", мажущими руки образованиями — "пелитами" белого, оранжевого, желтого, бордового, красного, бурого, коричневого и других цветов.

Над месторождениями кора выветривания имеет ясно выраженную вертикальную зональность (рис. 2). Сверху вниз выделяются две зоны.

1. Зона пестроцветных пород — окисленная зона, аналогичная площадной коре выветривания, развитой над безрудными участками. Углистый пигмент исходных пород полностью разложен, сульфиды окислены и рудные компоненты рассредоточены по всей массе породы. Здесь полностью исчезает характерная для исходных пород темно-серая и черная окраска, связанная с примесью органического вещества. Местами наблюдается буро-черная или коричневатая-черная окраска пород, но она обусловлена эпигенетическим омарганцеванием, наложившимся на породы позже. Очевидно, при выветривании, связанном с влажным и теплым мезозойским климатом (климатическое химическое выветривание), происходило кислое выщелачивание пород за счет разложения органического вещества с образованием фульво- и гуминовых кислот, способствовавших выщелачиванию карбонатной составляющей, осветлению, глинизации (оглинению). Кроме того, на участках с сульфидами в породах шло одновременно и сернокислое выщелачивание, связанное с разложением сульфидов в кислородной среде (окисление на воздухе). В такой обстановке становились подвижными многие металлы (свинец, цинк, железо, марганец и др.). Скорее всего, они выносились из коры выветривания или "размазывались" по ней на больших площадях, и последняя приобрела светлые тона — белый, светло-серый и др.

Таблица 1

Минеральный состав пород коры выветривания и черных пелитов подзоны катагенеза

№ п/п	Скв.	№ пробы	Литологическая характеристика	Минералогия глинистой составляющей
Пестроцветная кора выветривания				
1	В	1534	Глинистая кора желтая	Монмориллонит (35%), разбухающая гидрослюда, каолинит, кварц. Отмечается повышенное содержание алюминия (боксит?)
2	В	1537	белая	Неразбухающая гидрослюда + кварц
3	В	1539	белая с желтыми пятнами	Неразбухающая гидрослюда + кварц. Очень мало глинистого компонента — начальная стадия выветривания
4	Г	1792	палево-желтая	Гидрослюда с примесью каолинита (?)
5	Д	3635	Полускальная выветрелая розовая (осветленная) порода	Слабо разбухающая гидрослюда + кварц
Черные пелиты подзоны катагенеза				
6	Е	1	Глинистая черная масса	Гидрослюда + каолинит (галлуазит) + кварц
7	Б	1 <sup>а</sup>	Новообразованный минерал (белый глинистый сметаноподобный)	Галлуазит
8	Б	1595	Глинистая черная масса	Неразбухающая гидрослюда
9	Ж	92	То же	Каолинит + кварц (много). Примесь гидрослюды
10	Ж	96	"	Гидрослюда + кварц
11	З	2140 <sup>а</sup>	Пириты в глинистой черной массе	Неразбухающая гидрослюда + небольшая примесь каолинита + кварц. Мало глинистого компонента. Начальная стадия процесса оглинения

Примечание. Определение М.В. Эйриша (1970 г.), лаборатория ИГН АН КазССР.

2. Зона темноцветных глинистых образований с восстановленными сульфидами — зона восстановленных сульфидов. Цвет пород в этой зоне черный или темно-серый, аналогичный цвету исходных материнских пород, т.е. органическое вещество в них полностью сохранено. Переход к неизменным породам постепенный и выражается только в "оглинении" пород и "обогащении" их крупными (до 1 см в поперечнике, часто с мелкой сыпью на них) кристаллами пирита и других сульфидов. Пирит правильной кубической формы, на больших кубках много мелкой пиритовой "сыпи", но тоже правильной кубической формы. На некоторых участках количество такой пиритовой сыпучки в породах достигает 90%. Все сульфиды очень яркие, блестящие, как будто вновь "переплавленные" или обновленные (восстановленные). Глинистое черное вещество (пелит) по механическому составу аналогично верхней зоне и отличается от нее только черным цветом и присутствием органики (сажистость). Иногда встречаются выбеленные пятна, но уже не с пиритом, а с другими сульфидами — англезитом, церусситом и др. (до 90% в породе), это участки разрушения свинцово-цинковых руд. В глубоких горизонтах на черном фоне выделяются яркие молочно-белые пятна эпигенетического галлуазита. Эти явления глеевой каолинизации описаны ранее А.И. Перельманом [5] и нами [3].

Граница между зонами неровная, она расположена на глубинах 50—90 м, что соответствует подошве площадных кор выветривания на безрудных площадях. Подошва черных глинистых образований находится на разных глубинах (см. рис. 1). Так, на участке I она опускается до 330 м, на участке II — до 200 м. Мощ-

Таблица 2

Химический состав палеозойских пород, коры выветривания и черных глинистых образований подзоны катагенеза

№ п/п	Скв.	№ пробы	Глубина отбора проб, м	Литологическая характеристика	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mno
Кора выветривания, MZ(?)										
Пестроцветная										
1	Б	1591	45	Желто-розово-бордовая кора	61,91	0,41	13,58	0,06	7,96	0,03
2	В	1782	45—56	Глинистая желтая кора	72,76	0,52	15,96	0,26	3,10	0,03
Черные глины (пелиты) подзоны катагенеза, post N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> ar-Q										
3	Б	1593	72—73	Черные глины	54,02	0,69	12,48	0,14	11,66	0,03
4	Б	1599	78,5—80,5	То же	54,08	0,28	6,78	1,79	7,65	0,94
Неизмененные палеозойские породы (рудная пачка), D <sub>3</sub> f <sub>m</sub> <sup>1a</sup>										
5	Б	1596	72—73,8	Черная порода	29,88	0,59	3,37	7,78	24,97	1,93

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Каз ССР (1970 г.)

ность перекрывающих их кайнозойских отложений на этих участках также увеличивается до 40—100 м. Особенно важно, с нашей точки зрения, увеличение до 30—80 м на этих участках мощности неогеновых монтмориллонитовых глин аральской и павлодарской свит, являющихся идеальным водоупором и "экраном", перекрывающим доступ поверхностного кислорода на глубину, что способствует созданию восстановительной обстановки под ними. Там же, где рудоносные породы не перекрыты монтмориллонитовыми глинами, черной глинистой зоны нет, так как существует водообмен.

Минеральный состав пород из окисленной и восстановленной (черной) зон представлен в табл. 1, а их химический состав — в табл. 2.

В пределах верхней зоны, относимой нами непосредственно к коре выветривания (пестроцветной), углистый пигмент и сульфиды исходных пород полностью окислены и, вероятно, вынесены за пределы этой зоны, рудные компоненты сосредоточены по всей массе породы (пики накопления в неогеновых, палеогеновых породах, коре и др.), образуя ореолы рассеяния. Светлый цвет пород объясняется разложением органики и выносом ее из пород. В кайнозое на эти образования наложился интенсивные процессы эпигенетического ожелезнения, омарганцевания и др., придавшие светлым породам коры выветривания красную, коричневую и бурую окраску.

В железисто-марганцовистых растворах мигрируют в растворенном состоянии и другие элементы — свинец, цинк, медь, барий. В скв. А отмечаются четкий вынос свинца и цинка из черных глинистых пород подзоны катагенеза и относительное их накопление в зоне пестроцветной коры выветривания. Следует оговориться, что она в этой части окремнена, это, вероятно, тоже не безразлично для миграции растворов с металлами. Цинк накапливается также в песчано-алевритовых породах палеогена и в подошве монтмориллонитовых аральских глин. Свинец дает небольшой пик накопления в подошве аральских глин. Здесь проходит сорбционный геохимический барьер (миграция элементов шла снизу вверх). Медь накапливается равномерно, начиная с аральского сорбционного барьера вплоть до неизмененных пород фамена. Барий концентрируется только в коре выветривания и черных глинистых образованиях подзоны катагенеза, где его количество резко увеличивается. Солевой профиль, построенный по данным анализа водной вытяжки (данные лаборатории ИГН АН КазССР), показывает, что кора выветривания в целом на засоленна. Засоление развито только на границе с кайнозойскими поро-

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	S	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Pb	Zn	Сумма
Кора выветривания, МЗ(?)											
Пестроцветная											
0,18	1,0	1,19	1,62	0,96	3,40	0,25	6,50	Не обн.	0,73	0,54	100,38
Не обн.	0,86	0,97	0,07	0,17	0,68	0,47	3,75	0,07			99,67
Черные глины (пелиты) подзоны катагенеза, post N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> ar-Q											
0,06	1,0	2,07	2,84	6,14	3,60	0,25	3,42	1,30	0,67	0,33	99,62
0,12	3,16	3,43	4,64	6,94	1,73	0,56	2,39	0,21	1,02	4,96	100,63
Неизменные палеозойские породы (рудная пачка), D <sub>3</sub> fm <sub>2</sub> <sup>1a</sup>											
0,12	0,45	0,91	6,04	18,02	1,20	0,62	2,30	1,0		0,94	100,62

дами. К нему приурочены пики накопления цинка и свинца, тогда как барий и медь выносятся.

В скв. Б наблюдается аналогичная картина. Здесь, как и в скв. А, начиная с сорбционного барьера, расположенного в палеогеновых алевролитах (пр. 1586), где содержится 30% монтмориллонита, наблюдается резкое накопление свинца и цинка. Затем их количество остается примерно постоянным в пределах обеих зон и в фаменских породах. Характерное для разновозрастных пород равномерное накопление свидетельствует о том, что оно наложенное, эпигенетическое — послеолигоценное. Барий также подвижен в коре выветривания, он наложенный постседиментационный. Отмечается некоторое уменьшение его количества в окисленной зоне и резкое увеличение в зоне черных глинистых образований.

Существует несколько точек зрения на генезис этой двухцветной коры выветривания над месторождениями.

А.А. Рожнов [4] объясняет двухъярусное строение коры выветривания над месторождениями созданием локальных переуглубленных впадин в палеозойских породах ниже уровня грунтовых вод, изолированных друг от друга, что исключает боковой водообмен. В результате этого грунтовые воды во время формирования коры выветривания (в мезозое?) имели застойный характер и над месторождениями сформировались две различные зоны коры выветривания.

В.Э. Ковдерко [2] считает, что сохранение первичных и образование вторичных сульфидов в коре выветривания происходило ниже уровня грунтовых вод, т.е. в застойной среде. Тонкая слоистость объясняется им изменением интенсивности окислительно-восстановительных процессов во времени (могли быть даже сезонные колебания). Сульфиды сохранились, так как сероводород, содержащийся в рудовмещающих породах, окислялся до серной кислоты, что предотвратило окисление более устойчивых сульфидов. Окислителем являлся кислород, поступающий с поверхностными водами. Карбонаты пород разлагались серной кислотой; высвобождая новые порции сероводорода, ускоряющего процесс выветривания независимо от присутствия сульфидов, которые не претерпевали при этом существенных изменений.

Автору представляется неверным ход рассуждений В.Э. Ковдерко, потому что сероводород в породах мог образоваться только за счет разложения органики, а она неразложившаяся, черная. Кроме того, сульфиды — вторичные, т.е. они не остаются неизменными.

Мы считаем, что зоны пестроцветных и черных глинистых пород в зоне выветривания над месторождениями Атасуйского района имеют различный генезис и возраст. Пестроцветные глинистые образования характерные для всего района, это мезозойская кора выветривания в общепринятом смысле, созданная в результате химического выветривания, связанного с теплым и влажным климатом мезозоя. Она развита на всей территории Казахстана, это площадная кора.

Ал??  
Зона черных глинистых образований с сульфидами — не кора выветривания, а "образование подзоны катагенеза", связанные с водами III водоносного горизонта, по терминологии А.И. Перельмана [5]. Она формируется за счет агрессивных подземных вод сульфидных месторождений и различных эпигенетических процессов, протекающих в породах уже после того, как они были "запечатаны" неогеновыми (аральскими и павлодарскими) глинами от доступа поверхностного кислорода, за счет чего в породах создалась восстановительная обстановка. Однако воды агрессивные, сернокислые, они продолжают окислять и выщелачивать и карбонаты, и сульфиды, переводя их в раствор, но при этом сами нейтрализуются карбонатами. Эти процессы хорошо известны по работе С.С. Смирнова [6]. После нейтрализации карбонатами серной кислоты на некоторых участках создается щелочная обстановка, в которой начинает мигрировать кремнезем. Он переходит в раствор и выносится из одних участков и осаждается там, где еще сохранилась кислая среда. Этим объясняется пятнистое расположение гипергенных кремней в разрезе коры выветривания и увеличение в ней в 1,5 раза количества кремнезема по сравнению с исходными палеозойскими породами [4]. Совместно с кремнеземом мигрируют железо и марганец. Осаждаясь на одних и тех же геохимических барьерах, они образуют цветные гипергенные кремни — бордовые, черные, бурые, красные "опалолиты". Эти процессы характерны как для пестроцветной, так и для черной зоны.

После "запечатывания" разреза неогеновыми глинами под ними в породах создается восстановительная обстановка, о чем свидетельствует черная окраска пород, сохранение органики и восстановление сульфидов. Там, где в породах нет сульфидов, оглинение и разрыхление пород приостанавливается или прекращается. В породах, содержащих сульфиды, продолжается их окисление до сульфатов, вынос карбонатов, оглинение плотных палеозойских пород. Эта зона черных глинистых образований непрерывно растет сверху вниз. Процессы следуют один за другим. Серная кислота, образовавшаяся за счет окисления сульфидов, сразу нейтрализуется карбонатами, переводя их в раствор и вынося из пород. Позже в бескарбонатной глеевой среде происходит восстановление сульфатов до сульфидов с их укрупнением или образование кристаллической "сыпи" на основных кубах пирита и других сульфидов и перераспределение их по всей массе пород. Большое количество пор и пустот, образовавшихся на месте выщелоченных сульфидов, карбонатов и кремния, благоприятно для роста кристаллов сульфидов. Кристаллы пирита и целлусита достигают 1 см. Процессы эти подробно изучены и описаны М.Ф. Каширцевой [1].

Там, где мощность неогенового (или другого) "экрана" мала или отсутствует, даже при наличии руд образования черной глинистой зоны с сульфидами не наблюдается. Нет этой зоны также и среди пород, не содержащих сульфидов. Эти образования характерны только для "запечатанных" рудных разрезов и являются поисковым признаком на слепое оруденение.

Обнаружение этой закономерности очень важно для поисков сульфидных руд в закрытых районах с большими мощностями перекрывающего чехла. Наличие черных глинистых образований с сульфидами под аллохтонным чехлом и корой выветривания является поисковым признаком на сульфидные руды на глубине (в данном случае на руды атасуйского типа).

Углисто-глинистые образования с восстановленными сульфидами являются технологически новым, естественно обогащенным видом сырья, более экономич-

ным по сравнению с коренными рудами. Это молодые руды, формирующиеся с постаральского времени поныне.

Детальное рассмотрение разрезов кор выветривания месторождений Атасуйского района позволяет сделать следующие выводы.

1. Необходимо изучать любой геологический разрез в целом, не деля его на составные части.

2. Исследование коры выветривания должно проводиться комплексно, т.е. включая подстилающие и перекрывающие ее породы, так как она одновременно и многоактно изменяется наложенными эпигенетическими процессами, причем происходит не только вынос, но и привнос компонентов.

3. Геохимия эпигенетических процессов является реальным практическим комплексированием многих дисциплин, позволяющим всесторонне изучать любой разрез в динамике.

4. Двухцветная кора выветривания Атасуйского района — полигенная разновременная постройка. Пестроцветная зона — мезозойская кора выветривания, характерная для всего Казахстана; черная глинистая зона — постнеогеновые образования подзоны катагенеза, связанные с агрессивными водами сульфидных месторождений.

5. Наличие черных глинистых образований подзоны катагенеза под рыхлым чехлом является поисковым признаком на коренное оруденение атасуйского типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Каширцева М.Ф.* Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах (минералого-геохимические исследования на молибден-селен-урановых месторождениях). М.: Недра, 1970. 153 с.
2. *Ковдерко В.Э.* Особенности коры выветривания полиметаллического месторождения Жайрем (Центральный Казахстан) // Геология руд. месторождений. 1976. № 1. С. 108—110.
3. *Кудерина Л.Д.* Эпигенетические процессы в мезозой-кайнозойских отложениях ряда месторождений Атасуйского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 17—33.
4. *Кудерина Л.Д., Лыткин В.А., Рожнов А.А., Эйриш М.В.* Кора выветривания месторождения Жайрем, ее особенности и поисковое значение // Там же. 1975. № 5. С. 59—67.
5. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 228 с.
6. *Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 331 с.

УДК 550.42+551.311.231

*Ф.В. Сухоруков, В.М. Цибульчик, Б.Л. Щербов*

### ПОДВИЖНОСТЬ И УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Под подвижностью элементов в элювиальном процессе мы будем понимать, с одной стороны, их способность перехода в жидкую фазу при взаимодействии порода—вода, с другой стороны — способность удерживаться в растворенном состоянии и мигрировать в слабо минерализованных водах — фильтрующихся через выветривающиеся породы атмосферных водах. Особое внимание подвижности элементов в зоне гипергенеза уделено после работ Б.Б. Полынова [7] А.И. Перельманом [5,6], С.Р. Крайновым [3] и Д.Н. Пачаджановым [4]. В работах [3,4] дан обстоятельный анализ современного состояния изученности проблемы подвижности и миграционной способности элементов в зоне гипергенеза и детально рассмотрены формы нахождения редких элементов (р. э.) в подземных водах и различного типа осадках. Многое из приведенного в этих работах правомерно распространить на воды, формирующие профили выветривания.

Рассмотрим вкратце основные физико-химические и геохимические особенности лития, рубидия, цезия, бериллия, бора, ниобия, тантала, циркония, гафния.



Вся группа названных элементов относится к литофилам, к сиалическим оксифилам, по Ю.Г. Щербакову [14]. По распространенности в породах земной коры цирконий занимает 17 место, рубидий — 18, литий — 26, ниобий — 30, бор — 36, бериллий — 43, цезий — 44, тантал — 46, гафний — 56. В сумме количество их не превышает 0,04%, причем на долю циркония и рубидия приходится 0,032%. Несмотря на весьма малую распространенность, все они, кроме рубидия и гафния<sup>1</sup>, образуют собственные, в основном постмагматические, минералы, а бор, бериллий, литий и гипергенные<sup>2</sup>. Значительная доля редких щелочных металлов, бериллия и бора и в меньшей степени циркония, гафния, ниобия и тантала в осадочных породах связана с глинистым веществом. Причем связь эта, как будет показано, обусловлена в значительной мере наследованием их глинистыми минералами кор выветривания от материнских пород, по которым они формируются. "Концентрирование" р.э. в глинистом веществе начинается в самом раннем процессе седиментации — выветривании.

Существует стройная закономерность в способности элементов либо давать в растворах элементарные ионы (Li, Na, K, Rb, Cs и другие низковалентные ионы с 8-электронной оболочкой), либо образовывать комплексные соединения. К последним относятся элементы высокой валентности (Zr, Hf, Nb, Ta и др.), а также элементы, имеющие ионы небольшого размера (Be, B, Al, отчасти Li) [15].

Устойчивость комплексных соединений определяет миграционную способность элементов-комплексобразователей. Она характеризуется, как известно, константой нестойкости, которая связана с электроотрицательностью элементов и произведением растворимости их гидроокисей. Чем меньше произведение растворимости гидроокиси элемента, тем больше устойчивость образуемых им комплексных соединений. В элювиальных водах, так же как и в подземных, наиболее вероятными лигандами (аддендами), с которыми должны комплексоваться рассматриваемые элементы-комплексобразователи, являются ионы  $\text{OH}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и органические соединения.

**Редкие щелочные элементы**, являясь четко выраженными металлами, в водных растворах кор выветривания присутствуют в основном в виде простых катионов. Они в принципе способны к комплексообразованию, особенно литий, для которого возможны комплексные соединения с  $\text{OH}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Для рубидия возможен только комплекс  $\text{RbCl}$ , а для цезия существование комплексов весьма проблематично. С.Р. Крайновым [3] показано, что оксокомплексы лития не должны играть заметной роли в его миграции, так как при  $\text{pH} < 10$  они составляют  $1 \cdot 10^{-2}\%$  общего его количества, и только при  $\text{pH} = 12-13$  (не имеющих места в элювиальных водах) их концентрация может достигнуть ощутимых величин. Расчеты, выполненные в нашей лаборатории с использованием программного комплекса "Селектор" [2], показывают, что в растворах с  $\text{pH} = 10-12$ , возникающих при выветривании гранитоидов и габбро с кларковым содержанием р.э., доминирующими ионами должны быть также простые катионы. Сульфатные комплексы могут образовываться только при высоких содержаниях сульфат-ионов, которые при выветривании силикатных пород не наблюдаются. Поэтому основной формой миграции редких щелочных элементов являются простые гидратированные катионы.

**Бериллий и бор** являются элементами-комплексобразователями, и, казалось бы, основная их масса должна мигрировать в виде комплексных соединений. Действительно, бериллий присутствует в природных водных растворах (подземных водах) в виде как катиона  $\text{Be}^{2+}$ , так и оксо- и фторокомплексов. В околонейтраль-

<sup>1</sup> Хотя собственные гафниевые минералы неизвестны, ряд циркониевых минералов содержит до 31% окиси гафния.

<sup>2</sup> Известны гипергенные минералы и ниобия, образующиеся в специфических условиях выветривания щелочных пород.

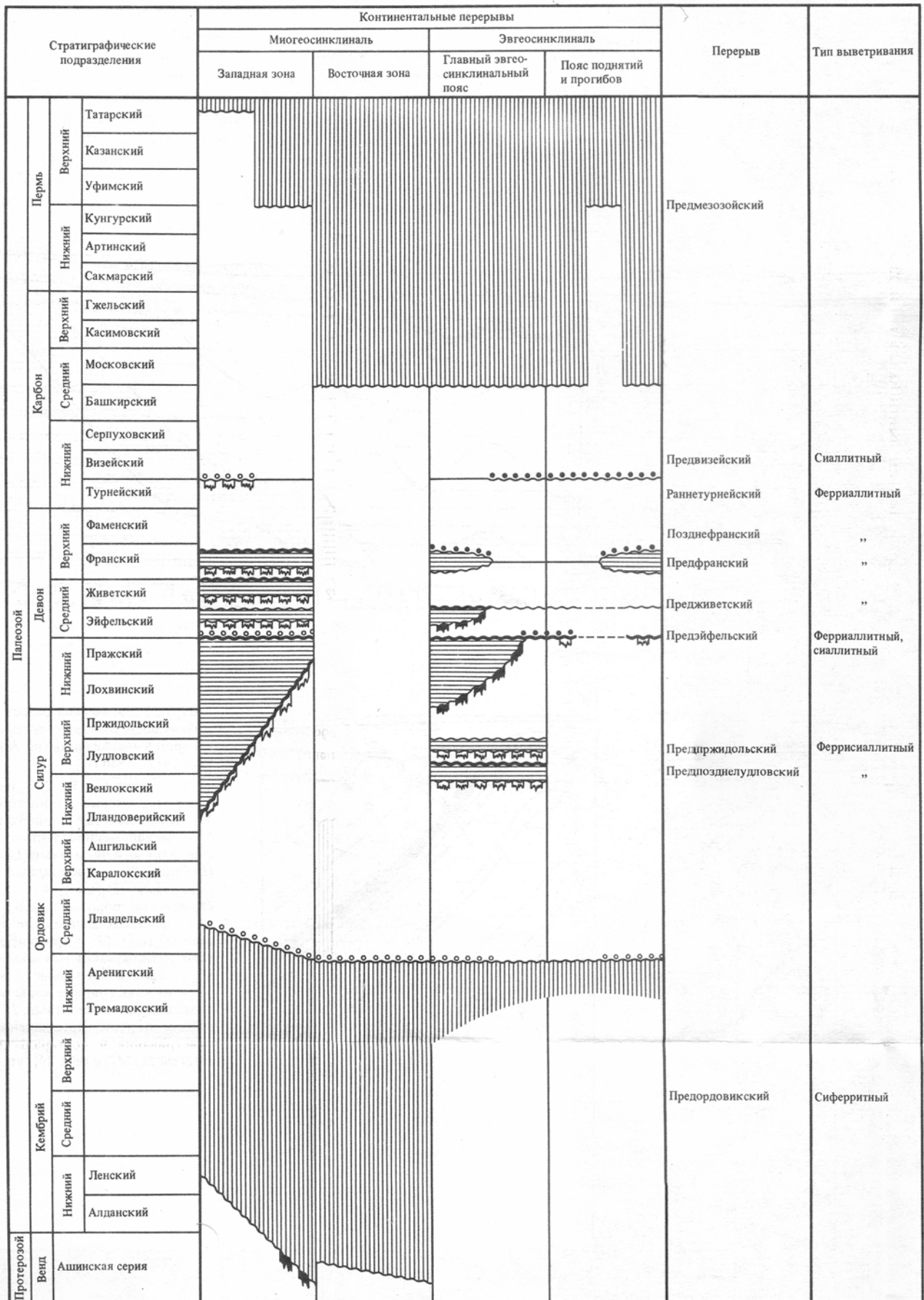
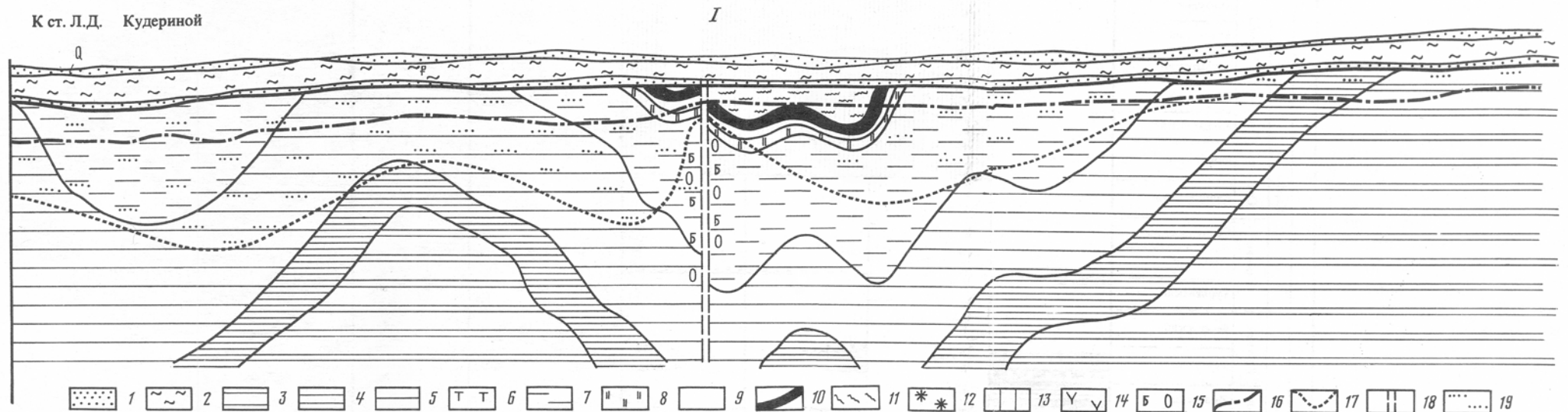


Рис. 3. Континентальные перерывы и коры выветривания палеозоя  
Условные обозначения те же, что и на рис. 1

К ст. Л.Д. Кудериной



II

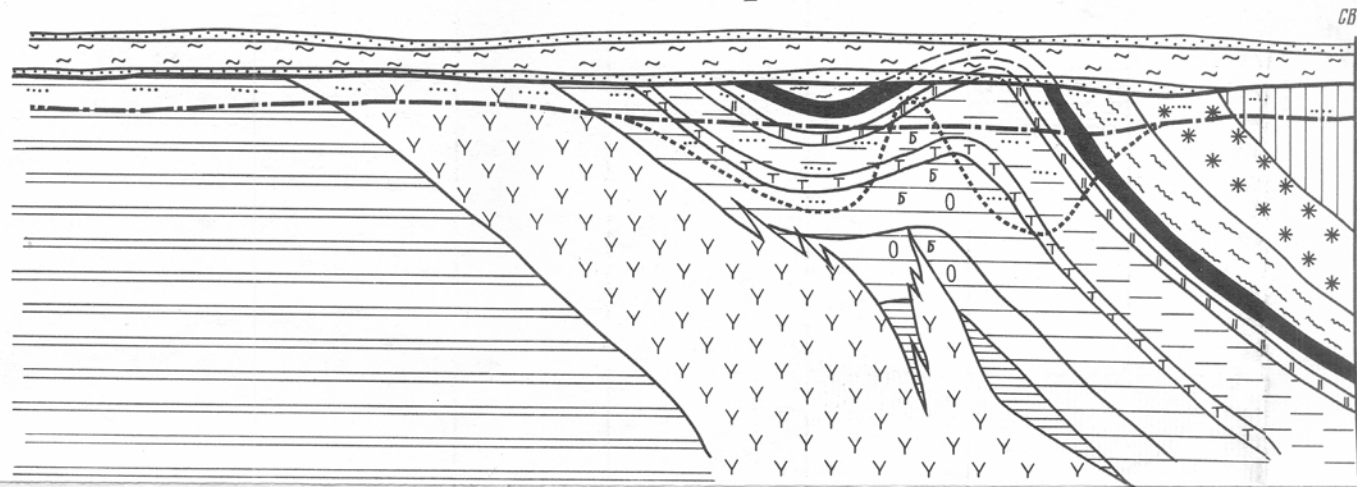


Рис. 1. Геологический разрез через группу атасуйских месторождений с взаимоотношениями между кайнозойскими, палеозойскими породами и корой выветривания (по А.А. Рожнову, В.А. Лыткину, Л.Д. Кудериной, 1973—1986 гг.)

1 — пески (Q, P); 2 — глины (N); 3—15 — палеозойские породы: 3 — темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы ( $D_3fm_1$ ), 4 — тонкослоистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы ( $D_3fm_2a$ ), 5 — неравномернослоистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с пиритовыми ритмитами ( $D_3fm_2b+c$ ), 6 — туфоогенно-осадочные породы ( $D_3fm_2d$ ), 7 — флишодные конкреционные породы с пиритовыми ритмитами ( $D_3fm_2e$ ), 8 — желваковые карбонатно-полевешпатовые кремнистые породы ( $D_3fm_2f$ ), 9 — флишодные породы ( $D_3fm_2g$ ), 10 — слоистые железистые руды ( $D_3fm_2h$ ), 11 — кремнистые известняки ( $D_3fm_2i$ ), 12 — красноцветные известняки ( $D_3fm_2j$ ), 13 — углистые карбонатно-кремнистые породы ( $C, t_1$ ), 14 — калишпатовые порфиры, 15 — баритизированные и метасоматические окремненные породы; 16 — нижняя граница коры выветривания; 17 — граница между светлыми и черными пелитами; 18 — тектонические нарушения; 19 — палеозойские породы, превращенные в глины — оглиненные (MZ), кора выветривания и постаральские — четвертичные образования подзоны катагенеза (MZ и post  $N_1^{1-2}ar-Q$ )

ных условиях основным состоянием бериллия являются его оксосоединения типа  $[Be_n(OH)_n]^{n+}$ . В присутствии достаточных концентраций  $F^-$ ,  $CO_3^{2-}$  бериллий образует серию комплексных соединений. В слабокислой среде при низких содержаниях фтора (до 10 мг/л) в водах будут преобладать простой катион, гидроксокомплексы и положительный фторокомплекс, при увеличении концентрации фтора — отрицательно заряженные фторокомплексы. Повышенные концентрации фтора, как известно, возможны только при выветривании гранитов и щелочных пород, когда реализуется опережающее выветривание фторсодержащих слюд, не дающих катионов-осадителей фтора, и только в этих случаях возможна существенная миграция бериллия в виде отрицательных фторокомплексов.

Бор в силу своих свойств — малого ионного радиуса, достаточно большого заряда и высокой электроотрицательности — может образовывать комплексные соединения прежде всего с фтором. Однако основной формой нахождения бора в водах считаются борокислородные соединения, среди которых преобладает ортоборная кислота и ее анионы. По расчетам С.Р. Крайнова [3], в нормальных условиях в интервале рН от 4 до 8 преобладает  $H_3BO_3$ , только при рН = 9 существенное значение играет анион  $H_2BO_3^-$ , тогда как другие производные ортоборной кислоты ( $HBO_3^{2-}$ ,  $BO_3^{3-}$ ) даже при рН = 10 не составляют даже 2%. Наши расчеты<sup>3</sup> показывают, что при рН = 10—12 доминирующими ионами в растворах будут для бора  $BO_2^-$ , а для бериллия  $Be_2O_3^{2-}$  и  $BeO_2^{2-}$ . Бор, таким образом, в природных элювиальных водах является анионогенным элементом. Как для бериллия, так и для бора имеется указание на возможность образования ими комплексных соединений с органическими аддендами [3].

**Цирконий и гафний** — типичные комплексообразователи. Миграция циркония и гафния в природных водах, где концентрация их составляет  $n \cdot 10^{-9}\%$ , может осуществляться разным способом: в кислых средах в виде комплексных соединений, в том числе положительно заряженных гидроксикомплексов; в слабокислых, околонейтральных и щелочных водах в виде отрицательно заряженных высокодисперсных коллоидов гидроксианионов и комплексных соединений с органическим веществом; в щелочной среде в их переносе могут играть заметную роль мономерные гидроксианионы и карбонатные комплексы [4].

**Ниобий и тантал** также относятся к типичным комплексообразователям. В разбавленных водных растворах они могут существовать: в кислой среде (рН  $\leq 2$ ) в виде катионов; при рН  $> 2$  в виде разной степени гидролизованых ионов, а также коллоидов. По расчетным данным, выполненным Д.Н. Пачаджановым [4] в области рН = 6—11, главная форма для ниобия —  $NbO(OH)_4$  а для тантала  $Ta(OH)_6^-$  (рН = 7—10). Роль коллоидов, по данным С.Р. Крайнова [3], при низких содержаниях ниобия в водах незначительна.

В случаях заметных количеств в водах ионов  $F^-$  и  $CO_3^{2-}$  ниобий и тантал образуют с ними комплексные соединения, устойчивые к гидролизу и повышающие их миграционную способность.

Установлено также, что ниобий и тантал, цирконий и гафний образуют комплексные соединения с органическими аддендами и в таком виде хорошо мигрируют. Эти комплексы могут иметь существенное значение в процессе выветривания, особенно в верхних зонах профилей, где их существование наиболее вероятно.

Анализ данных по распределению лития, рубидия, цезия, бериллия, бора, циркония, гафния, ниобия и тантала в многочисленных профилях выветривания практически всех типов кристаллических пород из многих районов СССР показывает, что все они, хотя и в разной степени, действительно подвижны в элювиальном процессе. Редкие элементы наиболее интенсивно (в количестве от 10 до 80%) выносятся из верхних частей профилей. В профилях обычно в значительной мере сохраняются и даже накапливаются тантал, ниобий, цирконий, гафний и бор, если

<sup>3</sup> Расчеты проведены так же, как и для редких щелочных элементов.

основная их масса присутствует в виде собственных минералов. Например, это происходит при выветривании редкометаллоносных гранитоидов, содержащих тантало-ниобаты, циркон и другие устойчивые к выветриванию акцессорные минералы, и метаморфических пород, содержащих турмалин.

Ранее нами [10, 13] было показано, что существует большое разнообразие в распределении редких элементов в профилях выветривания. Это разнообразие обусловлено для одних и тех же элементов уровнем их содержания в исходных породах, связанным, в свою очередь, с различной формой нахождения р.э. и меняющимся соотношением их минералов-носителей. Однако решающим фактором, контролирующим их распределение, является качественный состав и количественное соотношение новообразованных глинистых минералов и гидроксидных образований, так как именно они удерживают в профиле р. э. Напомним, что сейчас мы говорим о корах выветривания, развитых на породах с кларковым содержанием р.э. Низкие их содержания в исходных породах не обеспечивают при нормальном протекании процесса выветривания повышения их концентраций, необходимого для формирования собственных гипергенных минералов тех элементов, для которых они в принципе известны. Хорошая растворимость лития, рубидия, цезия и образование достаточно устойчивых комплексов, как положительно, так и отрицательно заряженных, а также нейтральных, трудногидролизуемых соединений ниобия, тантала, циркония и гафния в элювиальных водах ( $pH = 5-10$ ) должны были бы приводить к более существенному их выносу из профилей, чем наблюдается в природе. Причина явления удержания р.э. заключается в том, что такие элементы, как литий, бериллий, бор, частично входят в структуры новообразованных глинистых минералов и жестко в них фиксируются, но большая их часть сорбируется ими или захватывается в дефекте структур и межслоевых промежутках. Исходя из обоснованного признания немедленного синтеза глинистых новообразований и гидроксидов сразу же после растворения исходных минералов, можно утверждать, что большая часть атомов р.э. наряду с основными, структурообразующими элементами находится в растворе недолгое время. Извлечению их способствует и прерывистое изменение концентрации нисходящих растворов, обусловленное периодичностью обводнения пород, поступлением все новых порций атмосферных вод и испарительным процессом. И все же часть р.э. выносятся из профилей или перемещается из верхних зон в глубь профиля. В ряде профилей наблюдается обогащение р.э. зоны дезинтеграции, которое можно объяснить, только допустив дополнительный по сравнению с имевшимся количеством в исходных породах их привнос из верхних зон. Имеются случаи обогащения некоторыми р.э. самых верхних частей профилей, представленными глинистым элювием. Элювиальные толщи обычно в таких случаях перекрыты осадочными образованиями, также обогащенными этими р.э. Такое обогащение мы рассматриваем как наложенное, обусловленное влиянием среды формирования осадков. Дополнительное поступление части р.э., в частности бора, в верхние части элювиальных толщ возможно за счет продуктов вулканической деятельности, поступающих с прилегающих территорий, и переноса воздушными потоками мельчайших капелек морской воды [16]. Такое "обогащение" (добавка) особенно хорошо улавливается в площадных корах выветривания, развитых на породах с низким содержанием р.э., поскольку даже небольшой дополнительный привнос элементов легко фиксируется. Хорошим примером, иллюстрирующим это положение, являются коры выветривания основных пород Украинского кристаллического щита (УКЩ). Наложённые процессы, приводящие к увеличению концентрации р.э., могут быть связаны с колебаниями уровня грунтовых вод (подтоплением профиля), из которых возможно дополнительное их извлечение. Необходимо заметить, что наложенные процессы часто фиксируются только по изменениям концентраций элементов и никак более не выражаются.

Не исключено, что для р.э. в этих случаях (наряду с привнесом) вступают в

силу и другие законы концентрирования и рассеяния элементов в новообразованных минералах: проявление других форм нахождения, например в виде молекулярного и атомарного рассеяния в их структурах. Это, конечно, должно иметь место и при повышенных содержаниях р.э., но такая доля, которую можно рассматривать как фон, как "всюдность" элементов, по В.И. Вернадскому, в общем их количестве невелика.

Рассмотрим поведение р.э. в корях выветривания, развитых на различных породах. Наиболее полно изучены профили выветривания на гранитах.

Из табл. 1 и данных, опубликованных в работах В.М. Цибульчика с соавторами [12, 13], отчетливо видно, что при выветривании гранитов коэффициенты концентрации всех редких элементов в зонах профилей заметно отличаются от единицы<sup>4</sup>.

**Редкие щелочные металлы** достаточно энергично выносятся из профилей. Коэффициент концентрации лития в зоне глин колеблется от 0,34 до 0,87, в среднем для профилей выветривания гранитов он равен 0,63. Это означает, что 37% лития покидает профиль. Коэффициенты концентрации лития в зонах глин ( $K_2$ ) и зонах дезинтеграции ( $K_1$ ) разнятся несущественно и, как правило,  $K_2 < K_1$ . Зная, что зоны глин сложены преимущественно каолинитом, можно было бы ожидать большую концентрацию в них лития [8, 11]. В чем же причина его повышенной миграции и более высоких (хотя незначительно) содержаний в породах зоны дезинтеграции? Зона глин — это та часть профиля, где за счет воздействия атмосферных вод с максимально возможным количеством в них органики достигается наиболее полный вынос всех элементов и где новообразованным минералом является каолинит. Литий входит в структуру каолинита и таким образом сохраняется в зоне глин. В зоне дезинтеграции некоторому его накоплению способствует развития здесь, кроме каолинита, еще и трехслойных минералов, сорбирующих положительно заряженные ионы лития.

**Рубидий**, так же как и литий, выносится из профилей выветривания гранитов. Величина  $K$  колеблется от 0,22 до 0,62, в среднем равна 0,4. Конечные продукты выветривания гранитов теряют 60% рубидия. Рубидий — единственный элемент из рассматриваемых, у которого  $K_1$  всегда больше  $K_2$ . Обусловлено это тем, что каолинит не допускает в свою структуру большой ион рубидия и обладает небольшой адсорбционной способностью по отношению к этому элементу, тогда как трехслойные и смешанно-слоистые новообразованные минералы зоны дезинтеграции, хотя и играют в ней подчиненную роль, способны энергичнее адсорбировать положительные ионы рубидия, а также захватывать его в межслоевые промежутки.

**Цезий** — наиболее подвижный из всех щелочных элементов, оказывается в большей степени, чем другие элементы, способным удерживаться в профилях выветривания гранитов. Особенно существенно накопление в зонах дезинтеграции, где коэффициент концентрации его достигает 1,30—2,33. Конечные продукты выветривания теряют только 30% цезия, т.е. меньше, чем лития и рубидия. Если концентрацию цезия в зоне дезинтеграции легко объяснить большей, чем у других щелочных металлов, способностью к поглощению глинистыми минералами, прежде всего трехслойными, то большее его сохранение в зоне глин пока непонятно.

Таким образом, общей закономерностью поведения редких щелочных металлов в элювиальном процессе является значительная подвижность, приводящая как к выносу их из профиля, так и к перераспределению. Необходимо заметить, что какое-то количество щелочных металлов при выветривании гранитов в миграции не участвует. Это та их часть, которая законсервирована в реликтовом кварце в составе газово-жидких включений и в составе реликтов полевых шпатов зоны дезинтеграции.

<sup>4</sup> Коэффициент концентрации, равный единице, можно в принципе рассматривать как показатель неподвижности элемента в элювиальном процессе.

Таблица 1

Содержание редких элементов и их коэффициенты концентрации в профилях выветривания гранитов

Зона профиля	Число проб	Элементы									
		Li	Rb	Cs	Be	B	Zr	Hf	Nb	Ta	
Граниты Томь-Колыванской зоны											
I	5	<u>45,8</u>	<u>238</u>	<u>8,3</u>	<u>5,5</u>	<u>9</u>					
		0,116	0,603	0,021	0,013	0,023					
II	6	<u>42</u>	<u>193</u>	<u>15</u>	<u>2,3</u>	<u>14,6</u>					
		0,08	0,356	0,029	0,004	0,027					
K <sub>1</sub>		0,68	0,59	1,3	0,3	1,17					
III	22	<u>40,0</u>	<u>147</u>	<u>9,1</u>	<u>1,7</u>	<u>17,5</u>					
		0,068	0,247	0,015	0,003	0,003					
K <sub>2</sub>		0,87	0,40	0,73	0,22	1,3					
Граниты Предгорьев Алтая											
I	3	<u>39,7</u>	<u>148</u>	<u>7</u>	<u>3</u>	<u>18</u>	<u>168,8</u>	<u>5,7</u>	<u>4,8</u>	<u>0,7</u>	
		0,101	0,37	0,018	0,0074	0,045	0,44	0,015	0,012	0,0019	
II	8	<u>39</u>	<u>176</u>	<u>18,7</u>	<u>3,3</u>	<u>27</u>	<u>165,5</u>	<u>5,6</u>	<u>19,7</u>	<u>1,6</u>	
		0,067	0,39	0,042	0,0073	0,06	0,36	0,012	0,043	0,0034	
K <sub>1</sub>		0,66	1,05	2,33	0,98	1,3	0,82	0,80	3,6	1,8	
III	25	<u>31,9</u>	<u>124,4</u>	<u>6,7</u>	<u>2,9</u>	<u>38</u>	<u>188,6</u>	<u>5,7</u>	<u>22,5</u>	<u>1,8</u>	
		0,06	0,23	0,012	0,005	0,07	0,34	0,01	0,040	0,0032	
K <sub>2</sub>		0,59	0,62	0,66	0,67	1,5	0,77	0,67	3,3	1,7	
Граниты Кокчетавской глыбы											
I	9	<u>34</u>	<u>257</u>	<u>6,4</u>	<u>4,1</u>	<u>27</u>	<u>135,8</u>	<u>5,5</u>	<u>50,6</u>	<u>5,7</u>	
		0,09	0,66	0,016	0,01	0,07	0,353	0,014	0,131	0,014	
II	21	<u>16</u>	<u>271</u>	<u>4,9</u>	<u>4,4</u>	<u>30,9</u>	<u>170,9</u>	<u>5,8</u>	<u>32,1</u>	<u>4,4</u>	
		0,036	0,61	0,01	0,01	0,07	0,384	0,013	0,072	0,0089	
K <sub>1</sub>		0,40	0,91	0,66	0,95	0,97	1,1	0,93	0,55	0,64	
III	53	<u>17</u>	<u>151</u>	<u>6,4</u>	<u>3,0</u>	<u>26</u>	<u>243,7</u>	<u>7,2</u>	<u>36,1</u>	<u>3,9</u>	
		0,03	0,28	0,011	0,005	0,05	0,454	0,013	0,067	0,0072	
K <sub>2</sub>		0,34	0,41	0,7	0,5	0,68	1,3	0,93	0,51	0,51	
Граниты УКШ											
I	19	<u>22,6</u>	<u>176,8</u>	—	<u>2,7</u>	<u>8,2</u>					
		0,06	0,45		0,007	0,02					
II	26	<u>19,6</u>	<u>143,9</u>	—	<u>2,1</u>	<u>12</u>					
		0,046	0,33		0,005	0,03					
K <sub>1</sub>		0,76	0,73	—	0,71	1,5					
III	56	<u>24,5</u>	<u>58,6</u>	—	<u>2,5</u>	<u>17,4</u>					
		0,04	0,1		0,004	0,03					
K <sub>2</sub>		0,66	0,22	—	0,57	1,5					

Таблица 1 (окончание)

Зона профиля	Число проб	Элементы								
		Li	Rb	Cs	Be	B	Zr	Hf	Nb	Ta
Граниты всех районов										
I	51	24 0,063	177 0,46	—	3,0 0,008	11,5 0,03				
II	62	21,2 0,046	214,6 0,47	—	3,1 0,007	18,8 0,04				
K <sub>1</sub>		0,73	1,02	—	0,88	1,36				
III	169	22,8 0,04	104 0,19	—	2,5 0,004	20,9 0,037				
K <sub>2</sub>		0,63	0,4	—	0,56	1,2				

Примечание. Здесь и в табл. 2 и 3 зоны профиля выветривания: I — исходных пород; II — дезинтеграции; III — глин. Коэффициенты концентрации: K<sub>1</sub> — рассчитан по отношению средних содержаний р.э. (в мг/см<sup>3</sup>) в зоне II к таковому в зоне I; K<sub>2</sub> — в зоне III к таковому в зоне I. В числителе (или первая строка) — среднее содержание р.э. в г/т; в знаменателе — в мг/см<sup>3</sup>; K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub> — в долях единицы.

**Бериллий и бор** при выветривании гранитов также обладают значительной подвижностью. Величина K<sub>2</sub> Be в зоне глин колеблется от 0,22 до 0,67 и в среднем составляет 0,56. Количество бериллия во всех изученных профилях убывает от зоны дезинтеграции к зоне глин. Более высокие содержания бериллия в зоне дезинтеграции обусловлены развитием здесь наряду с каолинитом трехслойных минералов, в решетку которых он может вовлекаться как изоморфная примесь. Бор, судя по K<sub>1</sub> и K<sub>2</sub>, не только сохраняется в профиле выветривания, но и накапливается. Местами наблюдается заметный вынос бора (32%) из зоны глин коры выветривания гранитов. На самом деле анализ кривых распределения бора в профилях выветривания гранитов показывает большое их многообразие при одной общей тенденции преимущественного накопления в зоне дезинтеграции [9, 10, 16]. Высокие значения K<sub>2</sub> (1,3—1,5) в профилях Томь-Колыванской зоны, Предгорьев Алтая и УКЩ связаны с наложенными процессами. Бор, так же как и бериллий, входит в структуру новообразованных трехслойных и смешанно-слойных образований и в этом смысле является его конкурентом, кроме того, значительная часть его, особенно в зоне глин, сорбирована глинистыми минералами и гидроокислами железа.

Что касается подвижности циркония и гафния, ниобия и тантала, в профилях выветривания гранитов отметим следующее. Было констатировано [1, 4, 12, 13], что миграционная способность этих элементов в элювиальном процессе определяется, с одной стороны, формами их нахождения в исходных породах, а с другой — характером гипергенного минералообразования. Цирконий, гафний и особенно тантал и ниобий достаточно подвижны, если они содержатся в породообразующих или неустойчивых в условиях выветривания акцессорных минералах. Из профилей выветривания гранитов Кокчетавской глыбы выносятся 40% ниобия и тантала, Предгорьев Алтая — 23% циркония и 33% гафния. Присутствие этих элементов в устойчивых минеральных формах существенно снижает их миграционную способность.

Основные и ультраосновные породы характеризуются более низкими содержаниями р.э., чем граниты. Так, лития меньше в 2—3 раза, рубидия в 10 и более раз, цезий в большинстве случаев не обнаружен, бериллий устанавливается в количествах, близких к пределу обнаружения, и только бор присутствует в коли-



Таблица 2

Содержание редких элементов и их коэффициенты концентрации в профилях выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического щита

Зона профиля	Число проб	Элементы				
		Li	Rb	Cs	Be	B
Габбро						
I	10	$\frac{14,6}{0,042}$	$\frac{24,9}{0,701}$	—	$\frac{1,1}{0,0031}$	$\frac{18}{0,05}$
II	13	$\frac{22,3}{0,045}$	$\frac{24,5}{0,050}$	—	$\frac{1,6}{0,0033}$	$\frac{28,9}{0,059}$
K <sub>1</sub>		1,07	0,7	—	1,06	1,18
III	17	$\frac{23,7}{0,038}$	$\frac{21,2}{0,035}$	—	$\frac{1,6}{0,002}$	$\frac{24}{0,039}$
K <sub>2</sub>		0,9	0,49	—	0,64	0,78
Габбро-анортозиты						
I	16	$\frac{10,1}{0,028}$	$\frac{16,4}{0,046}$	—	$\frac{1,1}{0,003}$	$\frac{15,4}{0,044}$
II	40	$\frac{27,9}{0,052}$	$\frac{31,7}{0,06}$	—	$\frac{1,3}{0,0026}$	$\frac{47}{0,088}$
K <sub>1</sub>		1,8	1,3	—	0,78	1,9
III	107	$\frac{82,5}{0,131}$	$\frac{19,3}{0,031}$	—	$\frac{1,9}{0,003}$	$\frac{44,9}{0,071}$
K <sub>2</sub>		4,5	0,67	—	0,9	1,5
Пироксениты						
I	3	$\frac{15,2}{0,042}$	$\frac{12,4}{0,034}$	—	$\frac{0,2}{0,0006}$	$\frac{10,5}{0,031}$
II	5	$\frac{14,3}{0,031}$	$\frac{31,7}{0,065}$	$\frac{1,8}{0,0037}$	$\frac{1,5}{0,0031}$	$\frac{25,8}{0,0560}$
K <sub>1</sub>		0,72	1,91	—	5,0	1,81
III	18	$\frac{22,0}{0,0307}$	$\frac{9,1}{0,014}$	—	$\frac{2,1}{0,0032}$	$\frac{34,2}{0,052}$
K <sub>2</sub>		0,72	0,41	—	5,3	1,68
Серпентиниты						
I	11	$\frac{7,6}{0,018}$	$\frac{1,0}{0,0024}$	—	$\frac{0,7}{0,0019}$	$\frac{19}{0,047}$
II	9	$\frac{11,9}{0,024}$	$\frac{1,9}{0,0044}$	—	$\frac{9,6}{0,0012}$	$\frac{14,2}{0,026}$
K <sub>1</sub>		1,33	1,83	—	0,63	0,55
III	31	$\frac{14}{0,022}$	$\frac{2,2}{0,0033}$	—	$\frac{3,1}{0,0046}$	$\frac{16}{0,023}$
K <sub>2</sub>		1,22	1,36	—	2,42	0,48

чествах, превышающих в 2—3 раза среднее для основных пород (табл. 2). Цирконий, гафний, ниобий и тантал в основных и ультраосновных породах не изучались.

Известно, что основной особенностью выветривания основных и ультраосновных пород при формировании каолиновых профилей является широкое развитие минералов монтмориллонитовой группы и смешанно-слоистых, что значительная часть каолинита в них является стадийным образованием, кроме того, нередко заметную роль в продуктах выветривания играют гидроокислы железа. Процессы элювиального преобразования этих пород протекают при более высоких рН. Отмеченные особенности выветривания приводят к большему удержанию р.э. в элювии основных и ультраосновных пород.

**Литий** практически не выносятся из профилей выветривания габбро, слабо выносятся из профилей выветривания пироксенитов, накапливается в элювии серпентинитов и очень заметно — в элювии габбро-анортозитов. Здесь коэффициенты  $K_1$  и  $K_2$  соответственно равны 1,8 и 4,5. **Рубидий** накапливается в зоне дезинтеграции и выносятся из зоны глин. Такое поведение лития и рубидия хорошо согласуется с минеральной зональностью профилей. Литий удерживается в профилях каолинитом, а рубидий в зонах дезинтеграции — минералами группы монтмориллонита. Остается малопонятным значительное обогащение литием верхних частей элювия габбро-анортозитов. Коэффициент  $K_1$  равный 4,5, указывает на значительный привнос лития в зону, из которой он должен был выноситься.

**Бериллий и бор** слабо выносятся из профилей. Наиболее интенсивно бор выносился из элювия серпентинитов ( $K_2 = 0,48$ ), а бериллий — из элювия габбро ( $K_2 = 0,64$ ). Однако по сравнению с глинистым элювием кислых пород в глинистой зоне профилей выветривания по основным и ультраосновным породам бериллий заметно накапливается. Особенно четко это проявлено в профилях, развитых на пироксенитах, где его  $K_1$  и  $K_2$  соответственно равны 5 и 5,3. Объясняется это накопление широким развитием гидроокислов железа, способных сорбировать бериллий, неясен лишь его источник. Очень вероятно, что здесь мы видим результат наложенных процессов. Не исключено также неравномерное распределение бериллия и погрешности определения содержания в исходных породах, где его количество (0,2 г/т) находится на пределе обнаружения.

Профили выветривания метаморфических пород, представленных слюдястыми и амфиболовыми сланцами и слюдястыми гнейсами, характеризуются широким развитием в зоне дезинтеграции смешанно-слоистых минералов и значительной сохранностью светлой слюды. В зоне глин, как и в случае выветривания гранитов, доминирует каолинит. Все р.э., кроме бора, выносятся при выветривании сланцев. Вынос редких щелочных элементов достигает более 50% (табл. 3). В меньшем количестве выносятся бериллий, ниобий и тантал. Бор накапливается в значительной мере за счет сохраняющегося турмалина.

При выветривании гнейсов из профилей выносятся литий, рубидий, бериллий и бор. Цезий в них не был обнаружен, а цирконий, гафний, ниобий и тантал не определялись.

Резюмируя все сказанное, можно утверждать, что в процессе каолинового выветривания все редкие элементы подвижны. Степень подвижности их определяется формой нахождения в исходных породах, минеральным химическим составом выветривающихся пород, качественным составом и количественным соотношением новообразованных минералов, меняющимся вдоль профиля выветривания.

Более высокие концентрации р.э. в зоне дезинтеграции обычно связаны, с одной стороны, со значительной сохранностью их исходных минералов-носителей, с другой — с формированием здесь изоморфно-и сорбционно-новобразованных минералов. Повышенное значение коэффициентов концентрации р.э. в зоне глин имеет различное происхождение. Чаще всего это результат сорбции. Сорбция гидроокислами железа бериллия, бора и ниобия доказана и происходит не только в процессе формирования профиля, но и позже при взаимодействии

Таблица 3

Содержание редких элементов и их коэффициенты концентрации в профилях выветривания основных метаморфических пород

Зона профиля	Число проб	Элементы				
		Li	Rb	Cs	Be	B
Сланцы Кокчетавской глыбы, Предгорьев Алтай						
I	13	40	85,5	6,4	3,9	52
		0,1	0,23	0,016	0,009	0,13
II	27	36,8	91,7	4,8	2,5	76
		0,082	0,20	0,01	0,006	0,16
K <sub>1</sub>		0,82	0,86	0,62	0,66	1,2
III	27	24,6	56	3,7	3,9	83
		0,044	0,101	0,0066	0,007	0,151
K <sub>2</sub>		0,44	0,43	0,41	0,78	1,16
Гнейсы УКЩ, Предгорьев Алтай						
I	12	28,3	58	—	1,6	24
		0,081	0,155		0,0044	0,056
II	26	28,5	90	—	2,1	30
		0,06	0,18		0,0046	0,07
K <sub>1</sub>		0,74	1,16	—	1,04	1,25
III	19	42,7	21,9	—	1,9	24,5
		0,066	0,038		0,0032	0,042
K <sub>2</sub>		0,81	0,24	—	0,72	0,75

фильтрующихся сверху и по латерали растворов из перекрывающих пород, при подъеме грунтовых вод.

Из приведенного фактического материала и литературных данных по поведению р.э. в процессе формирования площадных каолиновых кор выветривания в породах с околочларковым их содержанием следует, что обычно промышленные концентрации в элювии не образуются. Это обусловлено значительным захватом и рассеянием в новообразованных минералах. Промышленные скопления р.э. в корях выветривания каолинового типа могут, вероятно, формироваться в локальных участках линейных кор выветривания разной природы. Рудный элювий, как правило, возникает лишь на коренных редкометалльных рудах, при этом гипергенные концентрации редких элементов обычно богаче их коренных источников.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 55—64.
2. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.
3. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
4. Пачаджанов Д.Н. Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе: Дониш, 1975. 241 с.
5. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1966. 392 с.
6. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
7. Полюнов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 751 с.
8. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А. Геохимия лития в осадочном цикле // Геохимия. 1970. № 2. С. 131—161.

9. Сухоруков Ф.В., Щербов Б.Л. Бор в корях выветривания каолинового типа // Methods of geochemical prospecting. Ostrava, 1979. Vol. 1, pt 11. P. 163–165.
10. Сухоруков Ф.В., Солотчина Э.П., Щербов Б.Л., Иванова Л.Д. Гипергенное минералообразование и геохимия редких элементов в корях выветривания гранитоидов // Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983. С. 116–129.
11. Харстман Э.Л. Распределение лития, рубидия, цезия в изверженных и осадочных породах // Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 9–68.
12. Цибульчик В.М., Пономарчук В.А., Трунов В.А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан) // Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 19–56.
13. Цибульчик В.М., Пономарчук В.А., Шипицын Ю.Г. Редкие элементы в корях выветривания юга Сибири // Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983. С. 129–137.
14. Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 77–84.
15. Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М.: Наука, 1980. 284 с.

УДК 551.311.231

*В.В. Бурков*

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Практическое значение кор выветривания как важнейшего сырьевого источника бокситов, никель-кобальтовых, хромитовых, железо-марганцевых руд, многих неметаллических полезных ископаемых (каолины, фосфаты, вермикулит и др.) хорошо известно. Однако их значение как одного из наиболее перспективных геолого-промышленных типов месторождений редких, а также некоторых цветных и благородных металлов до сих пор не оценено в достаточной степени, а в отечественной геологоразведочной практике поискам и изучению редкометальных кор выветривания уделяется незаслуженно малое внимание.

Между тем за рубежом значительная часть сырьевых ресурсов многих редких металлов связана именно с корами выветривания. Перспективность редкометальных кор выветривания для промышленного освоения в значительной степени определяется такими их особенностями, как значительные запасы руд, преимущественно пластовый характер рудоносных горизонтов, их близповерхностное залегание и, следовательно, малая мощность вскрышных работ, сокращение затрат на дробление, что позволяет вовлекать в разработку руды даже с более низкими, чем в эндогенных месторождениях, содержаниями полезных компонентов. На практике в корях выветривания известны месторождения с содержаниями редких элементов, значительно превышающими их количества в месторождениях других геолого-промышленных типов, а в некоторых случаях даже уникальными (до 2,5–3,0%  $Nb_2O_5$ , до 10% и более  $Ta_2O_5$  и др.). В то же время следует учитывать, что технология обогащения коровых редкометальных руд, которые, как правило, тонкодисперсные, во многих случаях является сложной методической задачей, требующей нетрадиционных подходов.

За рубежом коры выветривания карбонатитов являются доминирующим сырьевым источником ниобия. Лишь на долю месторождения Араша в Бразилии приходится более 60% добычи этого металла в капиталистических и развивающихся странах. В настоящее время ресурсы  $Nb_2O_5$  в элювиальных рудах этого месторождения оцениваются в 461,7 млн т при среднем содержании 2,5% [17]. Крупные ресурсы ниобиевых руд в Бразилии также связаны с корами выветривания карбонатитовых комплексов Тапира, Каталан-I и Каталан-II. Имеются сообщения об открытии на северо-западе шт. Амазонас карбонатитового комплекса Сез Лагос,

в пределах которого широко развита латеритная кора выветривания мощностью до 230 м, содержащая до 1,3—3,4%  $Nb_2O_5$  и 1,0—2,1%  $Se$  [14]. Месторождения аналогичного типа, но меньших масштабов известны также в Африке (Мрима, Луэш, Сукулу, Бингу и др.).

Крупные месторождения колумбитоносных кор выветривания щелочных гранитов имеются в Нигерии, Малайзии и других странах; из них наиболее известны длительное время эксплуатирующиеся коры выветривания гранитов плато Джос в Нигерии. Более 50% добычи тантала в капиталистических и развивающихся странах приходится на долю кор выветривания редкометалльных гранитных пегматитов, а также парагенетически тесно связанных с ними россыпей ближнего сноса, которые известны в Африке (Заир, Ангола и др.), Австралии (район Гринбушес), Бразилии (плато Борборема и др.) [5]. До 70% мировой добычи скандия приходится на долю элювиальных бокситов, из которых в зарубежных странах получают также не менее 20% суммарной добычи ванадия.

Роль кор выветривания в сырьевом балансе циркония относительно невелика, но именно в связи с этой рудной формацией известны уникальные по качеству руд залежи бадделеита на плато Посус-ди-Калдос в Бразилии.

Ресурсы цериевых редких земель в месторождениях кор выветривания за рубежом огромны, но промышленностью они пока не освоены. Большей частью эти месторождения связаны с корами карбонатитов и щелочных пород (Мрима Хилл в Кении, Морру-ду-Ферру в Бразилии и др.). Богатые редкоземельные руды установлены на севере центральной части карбонатитового массива Араша, ресурсы  $TR_2O_3$  в корях выветривания здесь составляют более 500 тыс т при средних содержаниях 6,28%  $SeO_2$ , 3,8%  $La_2O_3$  и 1,58%  $Nd_2O_3$  [14].

В последнее время появились краткие сообщения об открытии крупных месторождений иттриевых редких земель в корях выветривания в провинции Цзянси (КНР). В настоящее время эти месторождения уже интенсивно осваиваются.

Появляются материалы об открытиях в корях выветривания принципиально новых типов месторождений не только редких, но и некоторых цветных и благородных металлов. Так, сообщается о новом типе оловорудных латеритных кор выветривания, в которых гипергенный касситерит формировался при элювиальном процессе разложения и кислотного выщелачивания первичных непромышленных сульфидных руд или руд стратиформных несульфидных месторождений (оловоносные филлиты). Не исключено, что в этих элювиальных рудах олово присутствует также в виде гипергенного минерала типа варламовита. К этой рудной формации относятся крупные месторождения олова в провинции Юньнань (КНР), а также в провинции Кхаммуан в Лаосе [10].

Принципиальное значение имеет открытие нового типа золотоносных кор выветривания в Западной Австралии. В районе Боддингтона боксито- и небокситоносные латеритные коры выветривания, залегающие на зеленокаменных толщах, содержат в среднем 1,7 г/т золота (в отдельных случаях до 3—4 г/т). Аналогичное, но меньшее по масштабам месторождение выявлено у Маунт Гибсон. В процессе обсуждения материалов по этим объектам в отделении Института земных ресурсов в Перте австралийские геологи приводили убедительные доказательства образования концентраций золота в корях за счет ремобилизации и переотложения непосредственно в процессе выветривания.

Среди редкометалльных месторождений в корях выветривания можно выделить два типа. К первому относятся остаточные месторождения относительно устойчивых в процессе выветривания редкометалльных минералов (тантало-ниобаты, циркон, бадделеит и др.). Их накопление в коре происходит за счет выноса более легкоподвижных компонентов без существенного перераспределения главной массы редких элементов в толще коры. Типичным представителем этого типа являются, например, колумбитоносные коры выветривания плато Джос в Нигерии, коры выветривания редкометалльных пегматитов с танталитом и танталит-колум-

битом, часто в ассоциации с касситеритом (плато Борборема, Назарену в Бразилии, месторождения в долине р. Сев. Лугулу в Заире, Гринбушес в Австралии и др.). К остаточным месторождениям относятся бадделейтсодержащие коры выветривания нефелин-сиенитового массива Посус-ди-Калдос (Бразилия).

Ко второму типу относятся собственно гипергенные месторождения, образующиеся в итоге существенного изменения первичных минералов-носителей, интенсивного перераспределения редких элементов в толще коры и образования новых, гипергенных редкометалльных минералов. К месторождениям этого типа относится большая часть известных сейчас в корях выветривания концентраций редких земель. На месторождении Морру-ду-Ферру (Бразилия) большая часть редких земель связана с гипергенными церианитом, бастнезитом, торогумитом, а также с точно не диагностированным охристым редкоземельным минералом. В корях выветривания карбонатитов Мрима Хилл (Кения) редкоземельные минералы представлены гипергенным монацитом и горсейкситом. В корях карбонатитового массива Араша редкие земли, помимо монацита, входят в состав гипергенных гойяцита и горсейксита. Весьма характерным редкоземельным минералом кор выветривания разных карбонатитовых массивов является флоренсит. Новый тип редкоземельной минерализации в корях выветривания метаморфических пород представлен гипергенными черчитом, Nd-черчитом, Nd-бастнезитом, Y-рабдофанитом [11]. По составу редких земель руды этого типа являются существенно иттриевыми, и не исключено, что они могут быть схожи с упоминавшимися выше иттриносными рудами богатых месторождений в корях выветривания на юге Китая.

Анализ минерало-геохимических особенностей редкометалльных месторождений в корях выветривания — достаточно сложная задача. В данной статье мы рассмотрим лишь некоторые аспекты, имеющие значение для прогнозирования и поисков месторождений этого типа.

Крайняя неравномерность распределения редких элементов в породах субстрата [7] в сочетании с многообразием минеральных форм их нахождения определяет многовариантность поведения редких элементов по сравнению с породообразующими окислами даже в одних и тех же климатических, гидрологических, геоморфологических условиях и является причиной исключительного многообразия и сложности вещественного состава элювиальных редкометалльных руд.

Принципиальным отличием редкометалльного рудообразования в корях от образования бокситов, железных руд и руд других основных полезных ископаемых является то, что оно в значительно большей степени определено вещественным составом субстрата. Как правило, коровые редкометалльные руды, как остаточные, так и собственно гипергенные, формируются лишь при наличии обогащенного редкими элементами коренного источника и в значительной степени наследуют геохимическую специализацию субстрата. Понятно, что наиболее велико значение обогащенного субстрата при образовании остаточных месторождений, что показывают следующие примеры.

Известно, что такие минералы, как монацит, колумбит, циркон, традиционно считаются максимально стабильными в условиях выветривания. Полагают, что они практически не претерпевают каких-либо существенных изменений в корях и после их размыва переходят в россыпи. Однако выполненная нами оценка распределения колумбита и циркона в корях выветривания колумбитоносных гранитов Северного Казахстана привела к неожиданным результатам. Оценка проводилась на представительном материале (более 380 проб), при последующей обработке данных применялся изообъемный метод. Оказалось, что содержания колумбита и циркона в коре выветривания по сравнению с исходными породами уменьшаются соответственно на 35 и 40%. Аналогичная оценка по результатам анализа 366 проб из разведочных скважин выполнена Е.К. Подпориной [11] для коры выветривания гранитоидов Велико-Гадоминецкого месторождения первич-

ных каолинов на Украине. Установлено, что в каолининовой зоне сохраняется лишь 53% циркона и 40% монацита относительно их исходного количества в неизменных породах. При этом обнаружено уменьшение количества редких земель в монаците при выветривании, изменение состава лантаноидов и др.

Таким образом, использование статистически достоверных данных показало, что содержания даже таких устойчивых минералов, как колумбит, монацит и циркон, значительно уменьшаются в корях выветривания. Ясно, что для образования промышленных концентраций этих минералов в корях наличие обогащенного источника совершенно обязательно.

В связи с этим надо отметить, что имеющиеся в литературе эмпирические оценки степени устойчивости аксессуарных (особенно редкометальных) минералов весьма относительно и противоречивы [1]. Теоретические методы оценки степени устойчивости минералов (по данным о их растворимости, термодинамическим параметрам и др.) также в ряде случаев противоречивы и, главное, не отражают различий поведения минералов в разных условиях выветривания.

Характер гипергенных изменений минералов зависит от климатических, структурно-геоморфологических и других факторов, но в конечном счете он определяется составом исходных минералов и их взаимодействием с нисходящими корообразующими растворами. В результате этого взаимодействия изменяются в вертикальном разрезе коры физико-химические свойства раствора (в первую очередь их кислотно-основные характеристики, выражаемые через рН). Первичные минералы при этом сменяются новообразованными, равновесными с водным раствором в данной зоне коры. Очевидно, что при прочих равных условиях устойчивость минерала в значительной степени (хотя, естественно, и не полностью) должна определяться градиентом между кислотно-основными параметрами данного минерала и реагирующего с ним раствора. Поскольку давление и температуру при корообразовании можно считать практически постоянными, то ясно, что для оценки устойчивости минералов целесообразно выбрать параметры, характеризующие именно их кислотно-основные свойства.

В качестве таких параметров мной было предложено [3] использовать для силикатных минералов показатель относительной кислотности ( $A_m$ ), а для фосфатов, карбонатов и других кислородных солей — показатель относительной основности ( $B_m$ ). Впервые показатели относительной основности катионов и относительной кислотности пород были предложены Л.С. Бородиным [2] для сравнительной характеристики магматических серий и для других петрографических целей. Для анализа минеральных парагенезисов и гипергенных процессов они ранее не применялись.

Шкала относительной основности катионов была построена Л.С. Бородиным на основе значений ионного потенциала В.М. Гольдшмидта —  $I_w = I_p / w$  где  $I_p$  — потенциал ионизации,  $w$  — валентность катиона. Минимальная оценка основности ( $B_c = 1$ ) принята для Si, а максимальная [10] — для Cs, остальные катионы занимают промежуточное положение: Si(1)—Ti(1,5)—Fe<sup>3+</sup>, Ga(2)—Nb, Ta(2,5)—Al(3)—Be(3,5)—Zr, Hf(4)—Sc(4,5)—Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>(5,5)—Y<sup>3+</sup>, TR<sub>v</sub>(6)—TR<sub>cc</sub>(6,5)—La(7)—Sr, Li(8)—Na(8,5)—Ba(9)—K, Rb(9,5)—Cs(10).

По значениям  $B_c$  и результатам химического анализа может быть рассчитана суммарная относительная основность минерала (карбонаты, сульфиды и др.) —  $B_m = (\sum Me, B_c)$ , где Me — атомное количество элемента. Для силикатных минералов определяется значение их относительной кислотности  $A_m = 4Si / B_m$ .

Расчет значений  $A_m$  и  $B_m$  для ряда минералов проводился нами по результатам 10—40 анализов в каждом случае и позволил сгруппировать эти минералы по их кислотно-основным свойствам (табл. 1, 2). Приводимые значения  $A_m$  и  $B_m$ , естественно, не являются какими-либо мерами абсолютной устойчивости минералов, но позволяют ранжировать их по степени устойчивости относительно друг друга

Таблица 1

Группировка редкометалльных минералов по значениям показателя относительной кислотности ( $A_m$ )

Группа минералов ( $>0,1-0,5$ )*	Значение $A_m$	Группа минералов ( $>0,5-0,8$ )	Значение $A_m$	Группа минералов ( $>0,8$ )	Значение $A_m$
Кимлецит — Zr	0,110	Нордит — Sr, Ce	0,510	Цирфесит — Zr	0,830
Ломоносовит — Nb	0,200	Ортит — Ce	0,520	Гольмквистит — Li	0,850
Либерит — Li, Be	0,210	Эвдиалит — Zr	0,520	Тортвейтит — Sc	0,890
Бритолит — Ce	0,260	<u>Эпидот</u>	0,525	Эпидидимит — Be	0,950
Ринкит — Ce, Nb	0,300	<u>Пироп</u>	0,530	<u>Микроклин</u>	0,975
Розенбушит — Zr, Nb	0,300	Полилитионит — Li	0,575	Циркон — Zr	1,010
Велерит — Zr	0,330	Фенакит — Be	0,580	Эльпидит — Zr	1,070
Лампрофиллит — Sr	0,340	Эвклаз — Be	0,600	<u>Каолинит</u>	1,210
Ловенит — Zr	0,350	Берtrandит — Be	0,610	Миларит — Be	1,390
<u>Нефелин, оливин</u>	0,380	<u>Диопсид</u>	0,610	Петалит — Li	1,400
Чевкинит — Ce	0,380	Катапелит — Zr	0,680	Берилл — Be	1,450
<u>Флогопит</u>	0,390	<u>Мусковит</u>	0,700		
Стенструпин — Ce	0,410	Циртолит — Zr, Ce	0,730		
Протолитионит — Li	0,425	Сподумен — Li	0,750		
<u>Ставролит</u>	0,430	<u>Лабрадор</u>	0,770		
Циннвальдит — Li	0,450	Поллуцит — Cs	0,790		
<u>Биотит</u>	0,455				
Кукцит — Li	0,485				
Таленит — Y	0,490				
Гельвин — Be	0,495				
Гельберtrandит — Be	0,495				
Лепидолит — Li	0,500				

\*Пределы колебаний  $A_m$  в группе.

Примечание. Здесь и в табл. 2 устойчивость минералов в кислой среде возрастает слева направо и в столбцах — сверху вниз; в щелочной среде — наоборот. Здесь и в табл. 2 подчеркнуты породообразующие и некоторые распространенные акцессорные минералы.

и, главное, оценивать их возможное поведение в зависимости от кислотно-щелочных условий среды выветривания. Очевидно, что при воздействии растворов с низкими значениями pH наименее устойчивы минералы с низкими значениями  $A_m$  и высокими  $B_m$  (т.е. более "щелочные минералы"), а в щелочных растворах менее устойчивы минералы с высокими значениями  $A_m$  и низкими  $B_m$ . При этом чем значительнее градиент между кислотно-основными параметрами минерала и раствора, тем неустойчивее данный минерал. В целом предлагаемая группировка минералов достаточно хорошо согласуется с имеющимися материалами по их поведению в корах выветривания, а также дает возможность прогнозировать поведение минералов, для которых такие материалы отсутствуют. При воздействии растворов с низкими значениями pH новообразованные минералы всегда имеют более низкие значения  $B_m$  или более высокие  $A_m$ , чем первичные минералы.

Предложенный метод позволяет достаточно обоснованно судить о возможностях образования остаточных концентраций тех или иных минералов, о характере возникающих при этом минеральных ассоциаций, оценивать вероятные гипергенные изменения первичных минералов, объяснять некоторые минералого-геохимические особенности элювиальных редкометалльных руд.

Например, фергюсонит, характеризующийся относительно низким значением  $B_m$ , равным 3,4, при выветривании гранитов весьма устойчив, накапливается в корах и образует связанные с ними россыпи ближнего сноса [5]. В то же время в более щелочных условиях выветривания линейных карбонатитов (Украина) он крайне неустойчив и в коре не сохраняется. На плато Джос колумбит ( $B_m=2,9$ )



Таблица 2

Группировка редкометельных минералов по значениям показателя относительной щелочности ( $B_M$ )

Группа минералов (10—6)	Значение $B_M$	Группа минералов (5—4)	Значение $B_M$	Группа минералов (4—3)	Значение $B_M$	Группа минералов (3—1)	Значение $B_M$
Флюорит	9,60	Глюцин — Ве	5,90	Паризит — Се	3,90	Сг-пирохлор — Nb, Sr	2,95
Литиофиллит — Li	7,55	Карбоцернаит — Sr, Ве	5,70	Магнетит	3,90	Монацит — Се	2,90
Трифиллин — Li	7,55	Пирохлор — Nb	5,65	Гойяцит — Сг	3,80	Бастнезит — Се	2,90
Апатит	7,50	Стронцианит — Сг	5,45	Сванбергит — Сг	3,70	Колумбит — Nb	2,80
Монтбразит — Li	7,30	Беловит — Sr, Се	5,40	Ферсмит — Се, Nb	3,70	Черчит — Y	2,70
Гагаринит — Y	7,10	Лопарит — Се, Nb	5,40	Микролит — Nb, Та	3,60	Церианит — Се	2,60
Амблигонит — Li	6,95	Уралолит — Ве	4,95	Самарскит — Y, Nb, Та	3,30	Рабдофанит — Се	2,55
Бербанкит — Sr, Се	6,90	Бабефит — Ве	4,90	Ксенотим — Y	3,25	Гематит	2,50
Лузит — Nb	6,90	Синхизит — Се	4,40	Фергюсонит — Y, Nb	3,20	Гатчеттолит — Та	2,45
Перовскит	6,80	Целестин — Сг	4,35	Эшинит — Се, Nb	3,10	Эвксенит — Y, Nb	2,45
		Сидерит	4,30	Кемлцит — Sr, Се	3,00	Пандаит — Nb	2,35
		Ильменит	4,00			Лантанит — Се	2,25
						Гетит	2,25
						Танталит — Та	2,10
						Стрюверит — Та, Nb	1,90
						Рутил	1,85

накапливается в корях выветривания гранитов, тогда как в корях выветривания богатых пирохлором рибекитовых гранитов долины Каффо пирохлор ( $B_M = 5,65$ ) не сохраняется. В корях выветривания карбонатитов с более щелочной средой выветривания наблюдается интенсивное обохривание и разложение колумбита (вплоть до образования рыхлых охристых продуктов) при одновременном накоплении пирохлора до промышленных концентраций или при переходе этого минерала в Sr- и Ва-пирохлор ( $B_M = 2,95—2,35$ ).

Хорошая растворимость циркона (высокие "кислотные" значения  $A_M = 1,01$ ) в щелочных средах установлена экспериментами. В связи с этим показательно, что в упоминавшихся выше корях гранитоидов Северного Казахстана и Украины минимальные значения коэффициента устойчивости циркона отмечались в низах разрезов кор, т.е. в условиях относительно повышенных значений рН корообразующих растворов. Следует также отметить, что в относительно щелочных условиях образования кор выветривания карбонатитов возникают такие гипергенные минералы с высокими значениями  $B_M$ , как стронцианит (5,45), штаффелит (7,50) и даже флюорит (9,6).

В последнее время появился ряд данных, указывающих на то, что процессы собственно гипергенного минералообразования играют значительно более существенную роль в формировании элювиальных редкометельных и других месторождений, чем считалось раньше.

Выше отмечался гипергенный характер некоторых оловорудных (КНР, Лаос) и золотоносных (Австралия) концентраций в корях выветривания. В связи с этим весьма интересно выявление Б.М. Михайловым [9] концентраций гипергенных оловоносных гетитов (до 7% SnO<sub>2</sub>) в корях выветривания гранитов Карнабского интрузива.

Пирохлорсодержащие коры выветривания карбонатитов длительное время считались классическим примером остаточных месторождений ниобия [8]. Однако, судя по новым данным [17], в коре выветривания крупнейшего месторождения Араша ниобий в действительности концентрируется в бариопирохлоре (пандаите), который является продуктом гипергенного изменения первичного пирохлора. Бариопирохлор является главным промышленным минералом кор выветривания карбонатитов Каталан (Бразилия), Мрима (Кения). Широкое распространение

стронциевых и бариевых пироксидов как главных рудных минералов ниобия установлено А.В. Лапиным [6] в корях выветривания некоторых отечественных карбонатитовых массивов.

Наконец, следует указать на несомненно большое влияние процессов выветривания на формирование вещественного состава бериллиевых руд месторождения Спор Маунтин (США). Эти руды, содержащие 0,5—3,0%  $\text{BeO}$ , приурочены к интенсивно выветрелой толще, представленной монтмориллонитовыми глинами, и содержат в качестве рудных минералов бехоит и гельбертрандит. Гипергенный характер бехоита представляется несомненным, а гельбертрандита — весьма вероятным.

Минеральный состав различных типов редкометалльных месторождений в корях выветривания многообразен, сложен и пока мало изучен. Одной из причин этого является тонкодисперсный характер коровых руд, что очень усложняет их минералогическое изучение. Однако специальные исследования указывают на чрезвычайное многообразие минералогии редких элементов в корях выветривания. Только за последние годы были установлены такие новые редкоземельные минералы или их разновидности, как Nd-черчит, Y-рабдофанит, La-рабдофанит, Nd-бастнезит, Nd-гидроксилбастнезит, Nd-гойяцит, Nd-синхизит и др.

Многие специфические особенности состава гипергенных редкометалльных руд являются следствием широко развитых в корях выветривания процессов дифференциации элементов, близких по кристаллохимическим свойствам, как редких, так и породообразующих.

Например, дифференциация лантаноидов при выветривании приводит к возникновению гипергенных редкоземельных минералов с необычными или очень редко встречающимися в других природных условиях составами лантаноидов — резко обогащенными Ce, La, Nd, дефицитным Eu либо тяжелыми иттриевыми лантаноидами и иттрием (см. статью Е.К. Подпориной в настоящем сборнике). Очевидно, что коры выветривания являются одним из немногих природных объектов, где возможно образование минеральных форм четырехвалентного церия (церинит).

Дифференциация геохимически близкой триады Li—Rb—Cs при выветривании служит причиной накопления лития в элювиальных бокситах [4], образования гипергенных литиофоритов, литийсодержащих смектитов (в том числе собственно литиевого глинистого минерала — свайнфордита).

Дифференциация Sr и Ca при выветривании объясняет то, что гипергенные кальциевые фосфаты и алюмофосфаты отличаются низкими содержаниями стронция по сравнению с эндогенными апатитами. Наряду с этим в корях выветривания совместно с кальциевыми вторичными фосфатами часто образуются собственные стронциевые и стронций-редкоземельные фосфаты (гойяцит, сванбергит, кемлецит и др.). В ряде случаев отмечается накопление значительных концентраций гипергенного барита.

Дифференциация Nb и Ta приводит к обогащению элювиальных бокситов ниобием, разделение Fe и Sc является причиной обогащения скандием лейкоксенизированных ильменитов в корях выветривания габброидов. Подобные факты должны учитываться при оценке возможностей комплексного использования элювиальных бокситов, железных руд и других полезных ископаемых в корях выветривания.

Важное значение для формирования вещественного состава редкометалльных руд имеет аккумуляция редких элементов тонкодисперсными глинистыми минералами, а также окислами и гидроокислами железа, марганца и алюминия [4]. С одной стороны, аккумуляция глинистыми минералами, в большинстве случаев, вероятно, именуемая сорбционной природой, является мощным рассеивающим фактором, препятствующим образованию гипергенных редкометалльных минералов. Не случайно в корях выветривания карбонатитов, где содержание глинистых

минералов относительно невелико по сравнению с корами силикатных пород, набор гипергенных редкометалльных минералов особенно велик. Такие элементы, как литий, рубидий и цезий, которым свойственны преимущественно рассеянная форма нахождения в легко изменяющихся минералах субстрата и катионные формы миграции, как правило, не образуют самостоятельных гипергенных концентраций в корях выветривания, поскольку они практически полностью рассеиваются в составе глинистых минералов.

С другой стороны, масштабы сорбции редких элементов, для которых более характерна миграция в виде комплексных соединений, в большой мере зависят от режима pH корообразующих растворов. Например, в щелочных условиях корообразования легкие лантаноиды сорбируются лучше, чем промежуточные и тяжелые, а в кислых условиях — наоборот. Это является одной из причин фракционирования лантаноидов по профилю коры выветривания и оказывает существенное влияние на возможность образования редкоземельных минералов в тех или иных зонах коры и на состав лантаноидов в этих минералах [11].

Во многих случаях в корях выветривания, особенно с латеритным профилем, наблюдаются высокие содержания редких и цветных металлов в гидроокисных минералах. Так, отмечалось до 3%  $TR_2O_3$  в вернадите, 0, 1%  $TR_2O_3$  в лимоните из коры щелочных пород [13], до 9%  $TR_2O_3$  в пиролюзите из коры биотитовых пироксенитов [12], до 7%  $SnO_2$  в гетите из коры выветривания гранитов [9]. Возможно, что концентрация редких и цветных металлов в гидроокислах железа и марганца объясняется не столько сорбционными процессами, сколько соосаждением с ними самостоятельных тонкодисперсных минеральных форм типа  $La_2O_3$ ,  $La(OH)_3$ ,  $(Nb, Ta)_2O_5 \cdot nH_2O$ , варламовита  $(Sn, Fe)(O, OH)_2$  и др.

Трудности диагностики тонкодисперсных минералов при рядовых минералогических анализах приводят, очевидно, к тому, что подобные минералы вообще не определяются при изучении кор выветривания. Однако использование специальных методов, без сомнения, подтвердит их более широкое распространение в корях выветривания, чем это считается сейчас. На такую возможность указывают хотя бы недавние находки таких новых гипергенных минералов, как зимбабвеит  $(Na, K)_2PbAs_4 \cdot (Ta, Nb)_4O_{18}$  [15] и кимробинсоит  $(Ta, Nb)(OH)_{5-2x}(O, CO_3)_x$  [16].

Не исключено, что в некоторых случаях повышенные концентрации редких и цветных металлов в окислах и гидроокислах железа, марганца и алюминия могут иметь практическое значение, особенно при использовании новых технологических приемов их переработки. В настоящее время австралийские геологи считают важной задачей оценку возможностей извлечения тонкодисперсного золота из элювиальных бокситов и железистых латеритов и проводят широкие работы по выявлению концентраций этого типа.

В заключение подчеркнем следующее.

1. Важнейшее практическое значение кор выветривания как одного из наиболее перспективных сырьевых источников редких элементов, связь с корами выветривания редкометалльных месторождений, не уступающих по запасам крупнейшим эндогенным месторождениям, а по содержаниям полезных компонентов часто превосходящих эти месторождения.

2. Необходимость обогащенного коренного источника для образования как остаточных, так и собственно гипергенных элювиальных редкометалльных руд.

3. Важное значение процессов гипергенного минералообразования для формирования месторождений редких элементов в корях выветривания.

4. Необходимость усиления работ по поискам, изучению и оценке практического значения не только уже известных типов месторождений, но и новых типов иттрие-, олово-, вольфрамо-, золотоносных кор выветривания.

5. Свообразие и сложность вещественного состава редкометалльных руд в корях выветривания, необходимость его более широкого минералогического и технологического изучения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1968. 227 с.
2. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.
3. Бурков В.В. Оценка устойчивости минералов в процессе выветривания // Редкометальные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М.: ИМГРЭ, 1985. С. 60—68.
4. Бурков В.В., Чеховских Е.Г. Редкие и малые элементы в корях выветривания и бокситах // Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976. С. 84—128.
5. Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. М.: Наука, 1972. 75 с.
6. Лапин А.В. К проблеме типизации месторождений в корях выветривания карбонатитов // Геология руд. месторождений. 1986. № 4. С. 84—96.
7. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1968. 448 с.
8. Месторождения литофильных редких металлов. М.: Недра, 1980. 559 с.
9. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 236 с.
10. Оловорудные коры выветривания // Экспресс-информ. ВИЭМС. 1985. Вып. 12. С. 1—5.
11. Подпорина Е.К. Редкоземельные элементы в корях выветривания. М.: Наука, 1985. 126 с.
12. Подпорина Е.К. Минералого-геохимические особенности редкоземельного оруденения в коре выветривания метаморфических пород // Редкометальные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М.: ИМГРЭ, 1985. С. 40—49.
13. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 412 с.
14. Berbert C. Carbonatites and associated mineral deposits in Brazil // Geol. Surv. Jap. 1984. N 263. P. 415—423.
15. Foord E., Taggart I., Gaines R. Zimbabweite a new alkalilead-arsenic tantalate from St Anns mine, Karoi District, Zimbabwe // Bull. Miner. 1986. Vol. 109, N 4. P. 333—336.
16. Nickel E., Robinson B. Kimbrobisonite, a new tantalum mineral from Western Australia, and its association with cesstibantite // Canada Miner. 1985. Vol. 23, N 4. P. 573—576.
17. Rodrigues C., Lima P. Carbonatitic complexes of Brazil geology. San Paulo: CBMM Dep. Geol. 1984. 44 p.

УДК [549:546.65]: 551. 311.231

Е.К. Подпорина

### ГИПЕРГЕННЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ В КОРЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Среди редких элементов редкие земли в корях выветривания образуют наибольшее число гипергенных минералов. Сейчас их известно около 20, причем лишь за последние несколько лет были обнаружены такие минералы или новые разновидности, как Nd-черчит, Y-рабдофанит, Nd-бастнезит [9—11], Nd-гидроксилабастнезит, Nd-гойциит [15, 16], Nd-синхизит [14] и др. Нет сомнения в том, что с широким внедрением в практику исследований прецизионных методов, таких, как микрозондовый анализ, количество новых гипергенных редкоземельных минералов еще более возрастет.

Наряду с минералами, формирующимися лишь в процессе выветривания, в корях выветривания распространены гипергенные разновидности редкоземельных минералов, более характерных для широкого диапазона эндогенных обстановок минералообразования (монацит, бастнезит, анкилит и др.).

Гипергенные редкоземельные минералы в корях выветривания большей частью редки, однако некоторые из них образуют концентрации промышленного значения. В частности, высокие концентрации редких земель в латеритных корях выветривания сиенит-фонолитовых пород редкоземельно-ториевого месторождения Морруду-Ферру в Бразилии характерны не только для бастнезита, ортита и торогумита, но в значительной степени и для гипергенного церианита [18]. Исключительно высокие (до 14—15%  $\Sigma TR_2O_3$ ) концентрации редких земель в корях выветривания карбонатитов Мрима Хилл в Кении связаны с гипергенным землистым "серым монацитом" [3].

Автором [9] охарактеризован новый тип промышленных концентраций редких

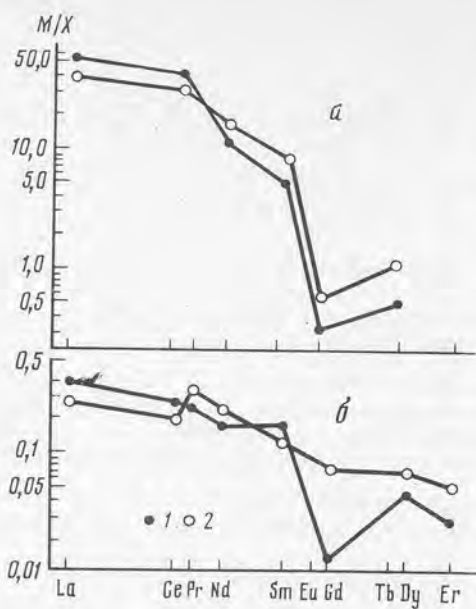


Рис. 1. Содержания лантаноидов в монацитах (а) и апатитах (б) из коры выветривания, нормированные по хондриту (M/X)

1 — неизмененный минерал; 2 — измененный минерал

земель существенно иттриевого состава в корях выветривания метаморфических пород. Редкоземельные минералы здесь представлены гипергенными черчитом, Nd-черчитом, Nd-бастнезитом, Y-рабдофанитом.

Становится ясным, что собственно гипергенные концентрации редких земель в корях выветривания, очевидно, имеют большое экономическое значение и более широко распространены в природе, но менее полно изучены, чем остаточные месторождения относительно устойчивых при выветривании редкометалльных минералов (моцанит, ксенотим).

В связи с этим, как нам кажется, определенный интерес представляет рассмотрение характерных особенностей гипергенных редкоземельных минералов. С известной степенью условности они могут быть разделены на две группы: псевдоморфные и перетолженные, или собственно гипергенные, новообразованные.

Псевдоморфные минералы являются продуктами гипергенного изменения первичных редкоземельных минералов. Они возникли в результате реакционного взаимодействия первичного минерала и инфильтрующегося корообразующего раствора при незначительном пространственном перемещении компонентов первичного минерала, которые наследуются вторичным, новообразованным минералом. Морфологические особенности минералов этой группы — корочки, налеты на поверхности первичного минерала, выделения по микротрещинам, иногда полные псевдомозозы и др.

Большая часть минералов этой группы образуется при выветривании щелочных пород, их пегматитов и гидротермалитов, пород щелочно-ультраосновных комплексов и карбонатитов. Многочисленные примеры гипергенного редкоземельного минералообразования приведены в работах [5, 12] и др. В частности, известно образование гипергенного рабдофанита по беловиту, ринкиту, карнасуртиту, бастнезиту, лантанита по цериту, ортиту, калькинсита по бербанкиту, церианита по бастнезиту и бритолиту (возможно, также по ортиту), Y-бастнезита и тенгерита по гагариниту, тенгерита по талениту, бастнезита по цериту, чевкиниту, ортиту, кордилиту, хуанхиту и паризиту, гидроцерита и рабдофанита по стенструпину. В ряде случаев отмечается стадийное гипергенное изменение первичных редкоземельных минералов: паризит → бастнезит → рабдофанит, ринкит → гидроринкит → вудьяврит → рабдофанит [12].

Гипергенные редкоземельные минералы первой группы чаще всего относятся к классам карбонатов, фосфатов, реже к окислам. При их образовании из первичных редкоземельных минералов обычно происходит вынос Ca, K, Na, Mg, часто также Sr, Ba, Si, окисление  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ , относительное накопление  $Fe^{3+}$ , Ti и зачастую таких элементов-примесей, как Nb, Ta, Zr, Hf. Очень характерна гидратация первичных минералов, уменьшение их удельной массы и твердости.

Содержание  $\Sigma TR_2O_3$  в гипергенных редкоземельных минералах, образующихся

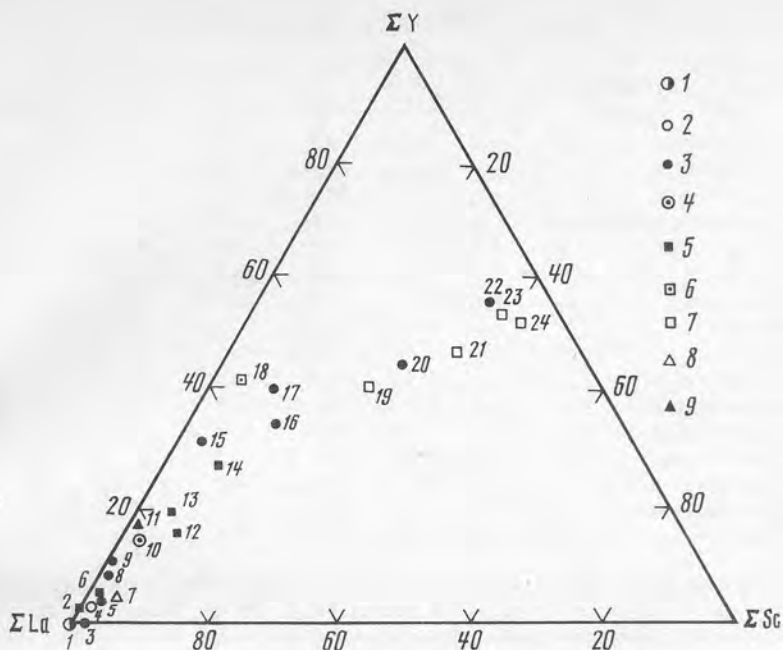


Рис. 2. Групповой состав лантаноидов в гипергенных редкоземельных минералах,  $\Sigma TR_2O_3 = 100\%$  (без Y)

Цифры на диаграмме: 1 — калкинсит по бербанкиту, Кольский п-ов; 2 — рабдофанит, Красноярский край; 3 — бастнезит по паризиту, Кольский п-ов; 4 — анкилит по нордиту, там же; 5 — бастнезит по хуанхиту, МНР; 6 — рабдофанит по бастнезиту, Кольский п-ов; 7 — голяцит (Nd), Югославия; 8 — бастнезит (La), там же; 9 — гидроксилбастнезит (Nd), там же; 10 — синхизит (Nd), там же; 11 — флоренсит (La), ЧССР; 12 — рабдофанит (Nd), США; 13 — рабдофанит (La), Казахстан; 14 — рабдофанит (Y), Северный Казахстан; 15 — бастнезит (Nd), там же; 16 — бастнезит (Ce—Y) по гадолиниту, Кольский п-ов; 17 — бастнезит (Ce—Y) по гадолиниту, МНР; 18 — брокит, США; 19 — черчит (Nd), Северный Казахстан; 20 — бастнезит (Y) по гадолиниту, Казахстан; 21 — черчит, Красноярский край; 22 — бастнезит (Gd), Северный Казахстан; 23 — черчит, там же; 24 — черчит, Приморье; 14, 15, 19, 22, 23 — материалы автора; 1—6, 16—18, 21 — по [12]; 7, 8 — по [16]; 9, 10 — по [15]; 11 — по [17]; 12 — по [13]; 13 — по [4]; 20 — по [8]; 24 — по [6]; 1 — калкинсит; 2 — анкилит; 3 — бастнезит; 4 — синхизит; 5 — рабдофанит; 6 — брокит; 7 — черчит; 8 — голяцит; 9 — флоренсит

при выветривании щелочных пород или карбонатитов, обычно несколько выше, чем в первичных минералах. В этом случае при выветривании первичных редкоземельных минералов лантаноиды в новообразованном минерале в целом наследуют состав первичного минерала при некотором незначительном относительном накоплении легких лантаноидов (особенно La и Ce) (рис. 1), что, вероятно, объясняется меньшей их подвижностью в щелочных условиях по сравнению с тяжелыми лантаноидами [1, 2].

Несколько иной характер имеет эволюция содержаний  $\Sigma TR_2O_3$  и состава лантаноидов при псевдоморфном изменении первичных редкоземельных минералов в корках выветривания гранитоидов, основных, метаморфических пород, имеющих каолиновый профиль выветривания. В кислых и околонеутральных условиях выветривания, характерных для образования каолиновой зоны, легкие лантаноиды более подвижны, чем тяжелые [1, 2]. Это приводит к тому, что при общем наследовании лантаноидами в новообразованных редкоземельных минералах состава первичных минералов они все же несколько обогащены лантаноидами иттриевой и скандиевой групп<sup>1</sup> [9].

<sup>1</sup> Принимается деление лантаноидов на три группы:  $\Sigma La(La-Nd)$ ,  $\Sigma Y(Sm-Ho)$  и  $\Sigma Sc(Er-Lu)$ , по Д.А. Минееву [7].

22

Состав лантаноидов в гипергенных редкоземельных минералах ( $\Sigma TR_2O_3=100\%$ , без Y)

№ п/п	Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
1	Nd-бастнезит	14,5	0,3	7,0	44,2	11,4	2,6
2	Gd-бастнезит	1,1	1,8	0,9	4,9	5,9	1,3
3	La-бастнезит	30,1	27,3	6,8	27,7	3,9	—
4	Nd-гидроксилбастнезит	36,3	0,4	11,46	42,3	5,9	1,8
5	Nd-синхизит	17,9	3,0	6,8	23,2	4,3	—
6	Nd-черчит	6,1	10,8	1,8	14,1	6,7	2,3
7	Dy-черчит	1,8	2,3	0,8	4,8	6,5	2,1
8	Черчит	—	—	—	5,4	6,6	2,7
9	"	2,4	6,8	1,1	4,5	3,9	0,6
10	La-рабдофанит	49,5	8,4	14,6	3,3	12,5	1,3
11	Nd-рабдофанит	31,3	0,8	0,8	44,2	7,5	1,5
12	Y-рабдофанит	14,5	28,5	5,8	15,7	8,7	1,5
13	Nd-гойяцит	17,5	24,6	6,3	32,5	6,3	—
14	Бастнезит	22,0	44,0	4,0	23,0	0,6	—
15	Ce-Y-бастнезит	7,5	23,4	3,4	16,4	8,4	—
16	Y-бастнезит	2,3	11,9	3,1	10,3	8,8	1,0

1, 2, 6, 7, 12 — кора выветривания метаморфических пород Северного Казахстана (материалы автора); 3—5 — бокситовые месторождения: 3 — Мармара, Греция [14], 4 — Назда, Югославия [15], 5 — Гребник, Югославия [14]; 8 — кора выветривания щелочных пород, Красноярский край [12]; 9 — Приморье [6];

Подобная эволюция состава лантаноидов характерна даже для такого, традиционно считающегося весьма устойчивым в условиях выветривания минерала, как монацит. Так, при изучении монацита из коры выветривания Велико-Гадоминецкого месторождения первичных каолинов на Украине нами на представительном материале (нейтронно-активационный анализ 82 монофракций монацита) установлено, что с увеличением интенсивности выветривания в монацитах незначительно (но статистически достоверно) уменьшаются содержания La и Ce при одновременном росте содержаний Nd и более тяжелых лантаноидов (см. рис. 1). В итоге не только изменяется состав лантаноидов, но и уменьшается суммарное содержание  $TR_2O_3$  в монацитах — от 53,5% в слабо измененных до 46,7% в измененных. Аналогичная тенденция к некоторому увеличению иттриевости составов лантаноидов характерна для монацитов и образующихся по ним рабдофанитов из кор выветривания гранитоидов в других районах. Некоторое обеднение Ce и La при росте доли Pr, Nd, Gd, Dy и Er происходит при изменении содержащего редкие земли апатита из коры выветривания биотитовых пироксенов в Северном Казахстане (см. рис. 1). Следует еще раз подчеркнуть, что при выветривании карбонатов, т.е. в условиях более высокой щелочности, состав лантаноидов в апатитах изменяется в сторону большей цериевости [5].

Ко второй группе гипергенных редкоземельных минералов в корях выветривания относятся переотложенные минералы. Как правило, они не обнаруживают пространственной связи с какими-либо конкретными первичными минералами. Минералы этой группы образуются в результате перехода редких земель в раствор при гипергенном изменении первичных минералов, их перераспределения в толще коры и кристаллизации из инфильтрующихся корообразующих растворов. Следует, однако, указать, что если непосредственная связь гипергенных и первичных минералов в этих случаях и не прослеживается, то масштабы гипергенной редкоземельной минерализации в значительной степени зависят от содержаний редких земель и их минералов (особенно неустойчивых) в породах субстрата. Иными словами, связь с обогащенным коренным источником является одним из главных

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	ΣLa	ΣY	ΣSc
12,0	0,8	3,6	0,7	1,9	0,3	0,6	0,1	66,0	31,1	2,9
19,9	2,5	18,3	7,0	14,5	2,2	16,0	3,7	8,7	54,9	36,5
3,2	—	1,0	—	—	—	—	—	91,9	8,1	—
1,9	—	—	—	—	—	—	—	90,5	9,5	—
3,8	—	1,4	—	—	—	—	—	84,1	15,9	—
12,5	2,2	14,5	3,8	11,5	1,8	10,6	1,3	32,8	42,0	25,2
18,6	2,6	19,8	5,4	14,5	2,8	14,9	3,0	9,8	55,0	35,2
16,2	4,2	20,5	6,6	15,8	3,6	16,6	2,6	5,4	55,7	38,9
12,8	2,0	23,8	5,7	16,8	3,0	13,9	2,3	14,8	48,9	36,3
4,2	0,4	2,2	0,2	1,3	0,2	1,7	0,2	75,8	20,8	3,4
7,3	0,7	1,0	0,5	1,8	0,4	1,5	0,4	77,1	18,5	4,4
4,5	1,4	6,1	1,0	3,1	0,7	3,0	0,5	64,5	28,2	7,3
7,1	0,8	14,8	—	—	—	—	—	80,9	19,1	—
0,5	—	0,1	—	—	—	—	—	98,8	1,2	—
10,4	1,6	14,0	1,4	6,1	1,4	6,1	—	50,7	31,8	13,6
11,4	2,6	18,3	4,3	12,6	1,8	8,8	2,8	27,7	46,4	26,0

10 — кора выветривания карбонатных пород, Казахстан [4]; 11 — лимонитовые залежи. Коннектикут, США [13]; 13 — бокситовое месторождение Назда, Югославия [16]; 14 — бастнезит по хуанхиту, МНР [12]; 15 — бастнезит по бритолиту, Кольский полуостров [12]; 16 — бастнезит по гагариниту, Казахстан [8].

факторов образования гипергенных концентраций редких земель в корях выветривания [9].

Формы выделений минералов этой группы: сфероидальные, ооидные агрегаты, землистые тонкодисперсные массы, выполнения пустот и микротрещин и др.

Составы лантаноидов в переотложенных гипергенных минералах отличаются следующими характерными особенностями.

В пределах минералов одной группы, например в бастнезитах, рабдофанитах, черчитах и др. (см. таблицу; рис. 2) состав лантаноидов весьма широко варьирует. Так, если состав лантаноидов в псевдоморфных рабдофанитах колеблется в весьма узких пределах (преимущественно в селективно-цериевой области), то для гипергенных переотложенных рабдофанитов характерны как селективно-цериевые (см. рис. 2, 2) составы, так и обогащенные лантаноидами иттриевой группы (см. рис. 2, 12, 13) составы вплоть до самостоятельного минерального вида — Y-рабдофанита (см. рис. 2, 14).

Еще более широкие вариации составов лантаноидов обнаруживают бастнезиты: от существенно цериевых La-бастнезита и Nd-гидроксилбастнезита (см. рис. 2, 8, 9) до обнаруженных нами Nd-бастнезита (см. рис. 2, 15) и Gd-бастнезита — наиболее иттриевого и известных бастнезитов (см. рис. 2, 22). Весьма существенны также вариации состава лантаноидов в черчитах (см. рис. 2, 19, 21, 23, 24).

Гипергенные переотложенные редкоземельные минералы в ряде случаев отличаются резко селективными составами лантаноидов с максимумами на Ce, La, Nd, Gd, Dy. Это, в частности, дало основание для выделения в качестве самостоятельных таких минеральных видов, как Nd-бастнезит, Gd-бастнезит, La-бастнезит, Nd-гидроксилбастнезит, La-рабдофанит, Y-рабдофанит, Nd-синхизит и др. (см. таблицу).

Интересна обогащенность минералов неодимом, относительное содержание которого в сумме лантаноидов достигает 44%, что отмечается чрезвычайно редко для редкоземельных минералов, образующихся в эндогенных условиях.

Относительное обогащение неодимом объясняется в большинстве случаев



большей подвижностью наиболее легких лантаноидов — лантана и церия — при образовании редкоземельных гипергенных минералов при кислых значениях рН в коре выветривания.

Обращает на себя внимание резкий дефицит церия в составе ряда гипергенных минералов (см. таблицу), что может быть объяснено окислением  $Ce^{3+}$  до  $Ce^{4+}$ . В то же время следует отметить, что переход  $Ce^{3+} \rightarrow Ce^{4+}$  с образованием резко обедненных церием минералов, вероятно, осуществляется далеко не всегда. Характерно, что изученные нами Nd-бастнезит и Gd-бастнезит возникают в участках коры выветривания, обогащенных окислами марганца и железа. Аномально обедненный церием Nd-рабдофанит из Коннектикута (США) найден в лимонитовых залежах зоны окисления.

Важной особенностью многих гипергенных переотложенных минералов редких земель является их аномальная относительная обогащенность европием (1—3%) (см. таблицу), что обычно совершенно не характерно для эндогенных редкоземельных минералов, в которых его относительное содержание обычно 0,01—0,03, чрезвычайно редко 0,1—0,3%.

Наконец, следует отметить, что сосуществующим в коре выветривания переотложенным редкоземельным минералам свойственны весьма широкие вариации состава лантаноидов. Например, нами в корях выветривания метаморфических пород Кундыбайского месторождения в Северном Казахстане обнаружены сосуществующие Nd-черчит, черчит обычного состава с максимумом на Dy, Nd-бастнезит, Gd-бастнезит, Y-рабдофанит, а также гипергенный рабдофанит обычного цериевого состава. Следовательно, в этой ассоциации минералов представлены самые различные составы лантаноидов — от существенно цериевых до существенно иттриевых.

В противоположность этому для сосуществующих в корях выветривания псевдоморфных минералов редких земель в целом характерны весьма близкие составы лантаноидов. Так, например, образующиеся при выветривании редкоземельных минералов из щелочных пород вторичные минеральные виды, как правило, близки по спектру лантаноидов и расположены в области селективно-цериевых составов.

Таким образом, при формировании переотложенных гипергенных минералов наиболее ярко проявляется дифференциация лантаноидов, возможно, максимальная по сравнению с минералообразованием в иных, в том числе эндогенных, обстановках. Это создает предпосылки для выявления в корях выветривания редкоземельных руд, обогащенных дефицитными лантаноидами, в частности европием и иттрием.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Редкие земли в корях выветривания гранитоидов // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 2. С. 691—694.
3. Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 323—358.
4. Думлер Ф. Л., Скорнякова К. П., Шульга Г. Г. Рабдофанит—La в коре выветривания известняков — новый тип редкоземельного оруденения // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1969. Ч. 98, вып. 5. С. 591—600.
5. Капустин Ю. Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра, 1973. 200 с.
6. Костерин А. В., Алехина К. Н., Кизюра В. Е. Черчит из Приморья // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Ч. 92, вып. 6. С. 720—722.
7. Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 182 с.
8. Минеев Д. А., Лаврищева Т. И., Быкова А. В. Иттриевый бастнезит — продукт изменения гагаринита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1970. Ч. 99, вып. 3. С. 320—332.
9. Подпорина Е. К. Редкоземельные элементы в корях выветривания. М.: Наука, 1985. 126 с.
10. Подпорина Е. К., Бурков В. В. Неодимовый бастнезит — новый минерал из коры выветривания метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 4. С. 959—961.
11. Подпорина Е. К., Бурков В. В., Данилова К. Н. Nd-черчиты из коры выветривания метаморфических пород Казахстана // Там же. 1982. Т. 268, № 1. С. 195—198.

12. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 412 с.
13. Hildebrand F., Carron M., Rose H. Re-examination of rhabdophane from Salisbury, Connecticut // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1957. Vol. 68, N 12. P. 1744—1745.
14. Maksimovic Z. Minerals of the rare elements in karstic bauxites: synchysite-(Nd), a new mineral from Grebrić deposit // *IV Intern. Congr. Study Bauxites, Alunites and Aluminium.* Athens, 1978. Vol. 2. P. 33—45.
15. Maksimovic Z., Panto G. Hydroxyl-bastnaesite-(Nd), a new mineral from Montenegro, Yugoslavia // *Miner. Mag.* 1985. Vol. 49, N 5. P. 717—720.
16. Maksimovic Z., Panto G. Neodimian goyazite in the bauxite deposit of Vlasenica, Yugoslavia // *Tschermaks miner. and petrogr. Mitt.* 1985. Vol. 34, N 2. P. 159—165.
17. Scharm B., Kühn P., Scharmova M., Novak L. Florencite-(La) in the uranium deposits in the cretaceous of northern Bohemia // *Čas. miner. a geol.* 1985. Vol. 30, N 2. P. 163—172.
18. Wedow H. The Morro do Ferro thorium and rare-earth ore deposit // *Geol. Surv. Amer. Bull.* D. 1967. N 1185. P. 285—303.

УДК 550.42

Н.А. Росляков

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РУДНОГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МАЛОРАСПРОСТРАНЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Среди рудных полезных ископаемых кор выветривания традиционны месторождения алюминия, железа, марганца, никеля, кобальта, титана, ванадия и урана. Все эти элементы, за исключением легко обнаруживаемого радиометрическими методами урана, характеризуются широкой распространенностью в земной коре. Их средние содержания (кларки) в главных типах исходных пород достигают почти 10 мас. % (Fe — до 9,43, Al — до 8,8 мас. % [24]). Эти рудоносные коры выветривания детально изучены.

Цель настоящего сообщения — охарактеризовать основные геохимические факторы, контролирующие формирование в процессах выветривания рудных концентраций малораспространенных элементов, имеющих низкие кларки в главных типах исходных пород, но важное экономическое значение. За верхний предел их кларкового содержания в исходных породах мы принимаем  $5 \cdot 10^{-4}\%$ , т.е. 5 г/т. Столь низкие кларки имеют почти все элементы, занимающие в таблице Д.И. Менделеева порядковые номера после 31. Из более легких элементов такими кларками во всех породах характеризуется лишь бериллий, в ультраосновных и карбонатных породах — литий, в песчаниках и известняках — скандий [24]. Таким образом, рассмотрим закономерности рудного концентрирования в корях выветривания следующих 44 элементов, ранжированных по увеличению их порядкового номера в Периодической системе: Li, Be, Sc, Ga, Ge, As, Se, Rb, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb.

Выявлению областей, степеней, причин и форм нахождения этих элементов в корях выветривания должного значения не придавалось, несмотря на то что иногда сообщалось об открытии крупных гипергенных рудных месторождений ниобия, тантала, бериллия, золота и других низкокларковых элементов. Такое состояние проблемы объясняется двумя причинами. Во-первых, как подчеркивал В.И. Смирнов, "по сравнению с другими геологическими образованиями кора выветривания слишком долго находилась в забвении, не привлекая к себе внимание исследо-

<sup>1</sup> Одной линией подчеркнуты элементы, достигающие рудных концентраций, волнистой — прогнозируемые, пунктирной — имеющие высокий кларк в глинах.

вателей" [14, с. 3]. Во-вторых, до недавнего времени отсутствовали высокочувствительные аналитические методы экспрессного определения в породах низкокларковых элементов. Их поведение в гипергенных условиях изучалось главным образом на примерах зон окисления, которые по Ф.Н. Шахову [18], представляют собой частный случай региональных кор выветривания и обладают только им свойственными чертами. Одна из основных специфических черт окисленных зон заключается в том, что они формируются за счет выветривания рудных концентраций, в которых содержания полезного компонента в десятки и сотни тысяч раз превышают кларковый уровень, и обычно сопровождаются сульфидами. Вследствие этого при изучении системы первичная руда—окисленная руда положительный эффект давали и менее чувствительные аналитические методы.

Так как гипергенные процессы создают благоприятные предпосылки для добычи руд (породы естественно деинтегрированы, первичные связи между рудообразующими минералами разрушены, удалены подвижные породообразующие элементы и др.), эксплуатация месторождений кор выветривания обходится дешевле по сравнению с разработкой эндогенных руд, например, по подсчетам В.В. Буркова и др. [3], для тантала в 5—6 раз. Приблизительно такие же величины понижения и кондиции промышленных содержаний. Так, элювиальные месторождения олова успешно обрабатываются гидравлическим способом при минимальных содержаниях касситерита  $300 \text{ г/см}^3$ , тогда как в промышленных сульфидно-касситеритовых рудах содержание олова должно быть около  $1000 \text{ г/м}^3$  [17]. Поэтому в разряд руд коры выветривания могут переходить гипергенные производные не первичных руд, а пород с более низкими, нерудными концентрациями полезного компонента. Такие рудоносные коры по геологическим и геохимическим признакам отличаются от месторождений зон окисления и во многом подобны региональным корам выветривания. Разработка критериев рудоносных кор на исходных породах с аномальным содержанием элемента представляется актуальной.

Изучение системы первичная порода—гипергенная руда возможно лишь с применением прецизионных методов анализа проб. Для большинства рассматриваемых элементов такие методы стали доступны главным образом с начала 80-х годов. Внедрение в поисковую практику атомно-абсорбционного анализа на благородные металлы, инструментального нейтронно-активационного — на лантаноиды, рентгенорадиометрического — на ниобий, молибден, вольфрам, олово, индий и другие малораспространенные элементы позволило за короткое время в корях выветривания многих регионов мира обнаружить перспективные и промышленно-ценные месторождения редких земель, редких и благородных металлов [8, 11, 15, 23 и др.]. В настоящее время в корях выветривания установлены рудные концентрации почти половины рассматриваемых элементов. А.Р. Ниязов [8] прогнозирует нахождение в Казахстане селеновых, рениевых и осмий-иридиевых кор выветривания.

Оказалось, что месторождения низкокларковых элементов нередко являются составной частью эксплуатируемых ныне традиционных месторождений кор выветривания. М.Г. Эдлин и др. [20, 21] в элювиальных бокситах обнаружили скопления  $\text{V}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Yb}$ , а М.А. Лисицина и др. [7] —  $\text{Nb}$ . В Тургайском прогибе хорошо известные Аркалыкское и Ашутское месторождения латеритных бокситов содержат повышенные концентрации серебра. На Салаире в Апрельском месторождении огнеупорных глин выявлены заслуживающие внимания концентрации золота [13]. Характерно, что в месторождениях и бокситов и огнеупорных глин рудные концентрации благородных металлов чаще всего тяготеют к продуктам выветривания, в различной степени обогащенным гидроокислами железа вплоть до бурых железняков. В аллохтонных отложениях они накапливаются совместно с углистым материалом (табл. 1).

Анализ результатов предыдущих исследований показывает, что вследствие

Таблица 1

Кларки концентрации благородных металлов в месторождениях огнеупорных глин и бокситов кор выветривания (по данным атомно-абсорбционного анализа, аналитик В.Г. Цимбалист)

Продукты выветривания	Золото						Серебро				
	I		II		III		II		III		
	<i>n</i>	<i>K</i>	<i>n</i>	<i>K</i>	<i>n</i>	<i>K</i>	<i>n</i>	<i>K</i>	<i>n</i>	<i>K</i>	
I. Зона дезинтрагации пород интенсивно осветленных	163	4,3									
пропитанных гидратами железа	39	11,3									
пиритизированных	9	25,4	1	4,0			1	40,0			
окварцованных	88	27,4			3	10,0			4	35,1	
II. Зона структурных глин											
каолиновые глины	37	2,1	6	1,0	2	0,8	6	28,9	2	42,0	
гетит-каолиновые глины	49	46,4	1	0,7	1	3,3	1	7,5	7	68,5	
III. Зона бесструктурных глин											
бокситы светлые, окаменелые и рыхлые	25	3,9			3	12,4			3	123,3	
бурые железняки	141	37,0	5	10,0	2	4,3	5	1280	2	95,0	
IV. Продукты местного переотложения											
каолиновые глины	115	2,9	3	0,9							
гетит-каолиновые глины	63	16,0	3	0,9	7	9,2	3	9,0	1	90,0	
гетит-каолиновые глины с обломками бурых железняков	38	27,0	4	3,6			4	131,2			

Примечание. *n* — число анализов; *K* (кларк концентрации) =

$\frac{\text{содержание элемента в породе месторождения}}{\text{содержание элемента в аналогичной породе региона}}$ ; месторождения: I — Апрельское; II — Аркалыкское; III — Ашутское.

различных физических, химических и геохимических свойств рассматриваемые элементы имеют разные тенденции перераспределения в профиле выветривания. Даже среди геохимически родственных элементов более центробежные, по классификации Ю.Г. Щербакова [19], обладают повышенной миграционной способностью по отношению к менее центробежным. В профиле выветривания наблюдается дифференциация геохимически родственных элементов с образованием зональности распределения горизонтов выноса и накопления. Например, по данным В.А. Фиша и др. [22], палладий мигрирует активнее платины. Оба элемента выносятся из верхней части профиля, но палладий более активно связывается с глинистой и органической фракциями, тогда как платина такой четкой связи не имеет и концентрируется в зоне дезинтеграции. Из данных В.В. Буркова и др. [3], Ф.В. Сухорукова и др. [16] следует, что подобное поведение можно распространить и на Li/Be, Li/Rb, Rb/Cs, Ta/Nb, Hf/Ta (в числителе — более центробежный элемент, по Ю.Г. Щербакову [19]). Такая же закономерность свойственна отношениям TR [11, 12], Bi/Sb, As/Sb, Se/Te, Ag/Au [13] и другим геохимически родственным элементам. Однако вырисовываются общие геохимические факторы, контролирующие образование горизонтов вторичного обогащения вплоть до рудного концентрирования. Наиболее важны среди них следующие: содержание элемента в исходных породах; устойчивость к выветриванию собственных минералов и минералов-концентраторов элемента формы нахождения

Таблица 2

Пределы средних коэффициентов концентрации ( $K$ ) малораспространенных элементов в коре выветривания

Элементы	$K$	Литературный источник	Элементы	$K$	Литературный источник
Be	1,1—4,0	[6]	Nb, Ta	1,1—1,9	[3]
Li, Sc	1,1—1,5	[3]	Nb, Ta, Hf	1,1—10,0	[16]
Li, Rb, Sc	1,1—1,7	[16]	La, Ce, Pr, Nd	1,1—7,9	[12]
Ga, Sn	1,1—6,8	[3]	Sm, Eu, Gd	1,1—6,0	[12]
Ga, Cd, Ag	4,0—5,0	[13]	Er, Yb, Dy	1,1—3,3	[12]
Ga, Sc, Yb, Bi	1,3—3,0	[21]	La, Ce, Pr, Nd	1,1—2,7	[11]
Se	2,2—9,3	[2]	Sm, Eu, Gd, Tb	1,2—3,5	[11]
Mo, Sb, Te, Hg	2,0—3,0	[13]	Dy, Ho, Er, Yb	1,1—6,0	[11]
As	1,5—2,0	[5]	Лантаноиды	1,1—1,9	[5]
Nb, Ta	1,6—5,6	[9]			

Примечание. Учтены только положительные значения  $K$ , свидетельствующие о накоплении элемента. Отрицательные величины  $K$ , характеризующие вынос элемента, для данного вопроса не имеют значения.

элемента в исходных минералах; состав поровых растворов, формирующих кору выветривания и переводящих элемент из подвижного состояния в неподвижное; физико-химические условия миграции элемента; геохимические барьеры на пути его миграции.

Рассмотрим влияние этих геохимических факторов на гипергенное рудное концентрирование малораспространенных элементов более подробно.

**Содержание элемента в исходных породах.** Рассматриваемые элементы охватывают широкий диапазон средних содержаний в исходных породах: в гранитоидах от  $2 \cdot 10^{-2}\%$  у Rb до  $6,7 \cdot 10^{-8}\%$  у Re [4]. Это в равной мере относится и к тем из интересующих нас элементам, рудоносность которых в коре выветривания уже достоверно установлена. На этой основе можно сформулировать следующий вывод: кларковое содержание элемента в исходной породе не является ограничением для возникновения его промышленных скоплений в коре выветривания.

Обращает на себя внимание способность некоторых элементов создавать рудные концентрации в коре выветривания и иметь относительно высокий кларк в глинах (Be, Sc, Rb и др.). Это геохимическое свойство позволяет думать, что и остальные рассматриваемые элементы, обладающие повышенным кларком в глинах (Li, As, In и др.), могут достигать рудных концентраций в зоне гипергенеза. Открытие в корях выветривания месторождений данных элементов представляется реальным. Так, повышенные содержания мышьяка в коре выветривания Барлакского гранитоидного массива зафиксированы В.М. Гавшиным и Б.Л. Щербовым [5].

Возникает естественный вопрос: если кларковые содержания элементов в исходных породах не служат барьером для образования в коре выветривания их рудных концентраций, то достаточно ли для этого кларкового уровня.

Обзор литературы показывает, что коэффициент концентрации (не выноса) малораспространенных элементов в профиле выветривания на породах с их кларковым содержанием варьирует главным образом в пределах первого порядка (табл. 2). Однако иногда в благоприятных условиях коэффициент может быть и более высоким. Так, в коре выветривания гранитов плато Джос в Нигерии содержание колумбита местами повышается до 0,2%, тогда как в исходных породах его не более 0,01% [17]. В ниобиеносной латеритной коре выветривания Среднего Тимана концентрация ниобия достигает 2000 г/т, а в исходных метасоматитах она не превышает 60 г/т [7]. Однако такие примеры являются скорее исключением, чем правилом.

Приведенный материал позволяет заключить, что в корях выветривания, раз-

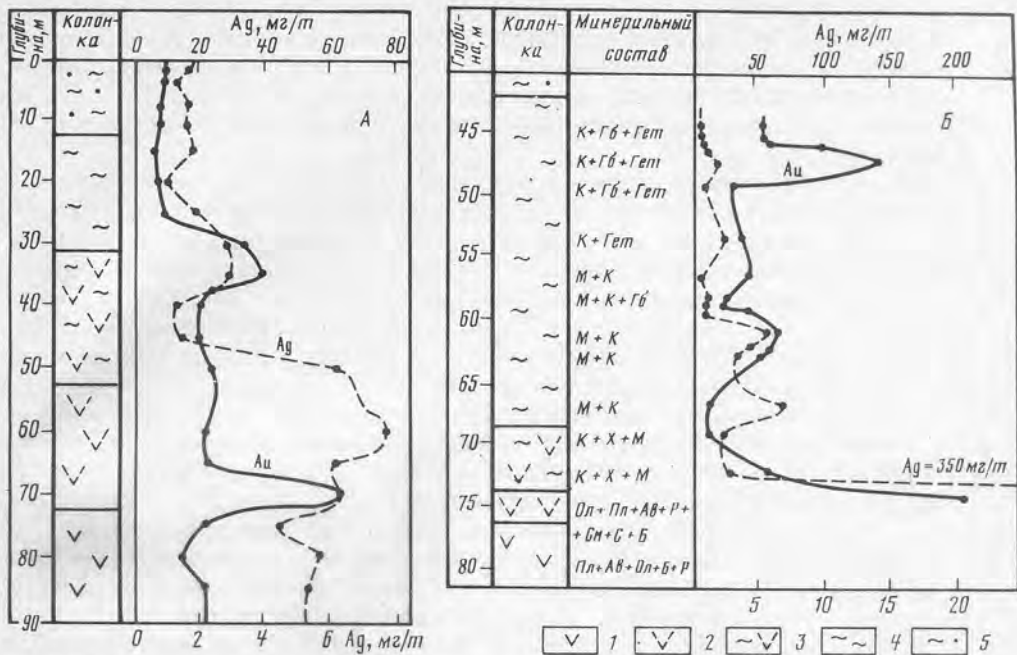


Рис. 1. Распределение золота и серебра в профиле латеритной коры выветривания габбро

А — на породах с кларковым содержанием золота и серебра; Б — на породах эндогенных ореолов с аномальной концентрацией золота и серебра; зоны: 1 — исходных пород; 2 — дезинтеграции; 3 — каолинит-хлорит-монтмориллонитовых глин; 4 — гетит-каолинитовых глин; 5 — продуктов местного перетолжения коры выветривания; К — каолинит, Гб — гиббсит, Гет — гетит, М — монтмориллонит, Х — железистые хлориты, Ол — оливин, Пл — плагиоклаз, Ав — авгит, См — смешанно-слоистые глинистые минералы, С — серицит, Б — биотит, Р — акцессории сульфидов

визуализирующихся на породах с малораспространенными элементами, их коэффициент концентрации обычно не превышает 10. Значения коэффициента практически не зависят от содержания элементов в исходном субстрате. Эти величины можно распространять на оценку рудоносности продуктов выветривания пород с околокларковым содержанием элемента, на гипергенные производные пород эндогенных ореолов и даже руд (рис. 1). Например, в горизонтах вторичного золотого обогащения жильных золото-сульфидных месторождений коэффициент концентрации колеблется в пределах 3,4—10,6, а штокерковых — 1,1—8,5 [13]. Элементарный подсчет показывает, что такая степень концентрирования недостаточна для образования гипергенных руд за счет пород с кларковым уровнем рассматриваемых элементов. Формирование рудных скоплений возможно лишь за счет выветривания пород с аномальным содержанием малораспространенных элементов. Нижний аномальный предел каждого элемента определяется его экономической значимостью. Гидрогенные руды благородных металлов могут возникать за счет исходных пород с содержанием этих металлов на 1—2 порядка выше кларка. Такие концентрации свойственны породам эндогенных ореолов рудных полей, нередко занимающим площади в сотни квадратных километров. Н.А. Григорьевым [6] установлено, что продуктивные бериллоносные коры выветривания, как и золотоносные, чаще всего развиваются на породах первичных ореолов. По данным Ф.В. Сухорукова и др. [16], рудный элювий Li, Be, Rb, Cs, Ta, Nb, Hf обычно возникает лишь при выветривании коренных редкометалльных руд.

Таким образом, при оценке перспектив рудоносности кор выветривания нижний предел аномальных содержаний малораспространенных элементов в исходных

породах, необходимый для образования гипергенных руд, следует принимать исходя из кондиций и наиболее вероятных коэффициентов концентрации конкретного элемента с учетом возможной комплексности использования минерального сырья. Величина коэффициента концентрации обычно не более 3—5. Таким содержаниям соответствуют эндогенные ореолы рудных полей, месторождений и зон минерализации.

**Устойчивость к выветриванию собственных минералов и минералов—концентраторов элемента.** Известно, что эндогенные ореолы представлены не только собственными минералами малораспространенных элементов, но и так называемыми минералами-концентраторами, где элемент находится в виде примеси. Нередко минералами-концентраторами сложены даже руды, в частности Au, Pt, особенно Re, Se, Cd, Ga, Tl, In, Sc. Установлено, что чем более содержание элемента приближается к кларковому уровню, тем меньшую роль играют его собственные минералы. Из всех рассматриваемых элементов наполовину обеспечивают кларковый уровень лишь собственные минералы La, Se, Os, Ir, Pt. Кларк остальных элементов состоит из суммарного их содержания в минералах-концентраторах и широко рассеянных концентраций во всех породообразующих минералах. В связи с этим особое значение приобретает оценка устойчивости к химическому выветриванию не только собственных минералов малораспространенных элементов, но и их минералов-концентраторов, которые, в свою очередь, могут быть лишь аксессуориями в породообразующих минералах. Ярким примером является распределение селена в минералах изверженных пород. По данным Т.Ф. Бойко и др. [2], минералы—концентраторы селена в этих породах представлены сульфидами, которые в виде тонких включений находятся в породообразующих минералах.

В табл. 3 приведены наиболее распространенные минералы—концентраторы описываемых элементов. К группе устойчивых отнесены минералы, способные давать россыпи, кристаллическая решетка которых прочнее, чем у слюд и главных породообразующих минералов. К наиболее неустойчивым минералам относятся сульфиды, арсениды, теллуриды и антимониды.

Соотношение устойчивых и неустойчивых собственных минералов и минералов-концентраторов, в том числе аксессуаров, предопределяет поведение данного элемента в гипергенном процессе. В одном случае он может давать остаточные, в другом — хемогенные, в третьем — остаточные и хемогенные рудные концентрации. Например, в эндогенных ореолах танталоносных пегматитов литий и цезий связаны главным образом со слюдами, рубидий — еще и с микроклином, а олово — с касситеритом. Бериллий в ореолах концентрируется в берилле, но главным образом в полевых шпатах и слюдах [1]. Названные минералы-концентраторы по убывающей устойчивости образуют ряд: касситерит—берилл—слюды—полевые шпаты. При выветривании с устойчивыми касситеритом и бериллом частично будут накапливаться олово и бериллий, но основное их количество начнет мигрировать, сначала при разрушении полевых шпатов, затем слюд. Также дифференцированно ведет себя и рубидий. Сначала он мигрирует одновременно с бериллием, затем — с литием и цезием. В итоге возникают остаточные и хемогенные концентрации.

Устойчивость минералов-концентраторов к выветриванию во многом определяет судьбу в гипергенном процессе даже таких "инертных", типично россыпеобразующих элементов, как золото, палладий и платина. Они формируют россыпи при нахождении в исходном субстрате в форме самородных частиц. Однако при выветривании их неустойчивых минералов-концентраторов, в частности темноцветных и сульфидов, эти элементы становятся активными мигрантами [13, 22] и формируют отчетливо выраженные горизонты вторичного обогащения в основании профиля выветривания (см. рис. 1).

Таким образом, если поведение в зоне гипергенеза широко распространенных элементов контролируется устойчивостью к химическому воздействию их

Таблица 3

Устойчивость к химическому выветриванию главных первичных минералов-концентраторов рассматриваемых элементов

Элементы	Минералы-концентраторы	
	устойчивые	неустойчивые
Li(17)*	Берилл, вад, кордиерит	Мусковит, диопсид, эгирин, флюорит, криолит, <u>дурантит</u>
Be(13)	Вольфрамит, кордиерит	Нефелин, эпидот, энстатит, везувин, флюорит
Sc(28)	Титаномагнетит, магнетит, касситерит, вольфрамит, пирохлор, берилл	Диопсид, энстатит, оливин, гиперстен, роговая обманка, браннерит, <u>гельвин</u> , бронзит
Ga(18)	Касситерит, хризоберилл, магнетит шпинель, берилл, сподумен	Нефелин, альбит, серицит, хлорит, диаспор, <u>сфалерит</u> , гиперстен
Ge(8)	Магнетит, гематит	Лептохлорит, сидерит, гиперстен, флюорит, уголь
As(19)	Апатит, пиросмалиит	Галит, пирит, халькопирит, пирротин
Se(16)	Барит	<u>Галенит</u> , <u>висмутин</u> , самородная сера, <u>киноварь</u> , халькопирит, <u>антимонит</u> , <u>пирротин</u> , пирит, пироксены, биотит, родонит
Rb(12)	Берилл, поллуцит, сподумен, кордиерит	Сандин, ортоклаз, микроклин, мусковит, циннвальдит, диопсид, эвдиалит
Nb, Ta(27)	Ильменит, рутил, гранаты, сфен, касситерит, циркон, анатаз	Пироксены, слюды, эвдиалит, перовскит, турмалин, рамазит, эгирин
Mo(6)	Шеелит, магнетит	
Ag(14)	Кварц, барит	<u>Галенит</u> , <u>тетраэдрит</u> , пирит, халькостибит, халькопирит, <u>сфалерит</u> , серицит
Cd(16)		<u>Сфалерит</u> , галенит, халькопирит, флюорит
In(9)	Касситерит, вольфрамит, гематит, магнетит	<u>Сфалерит</u> , <u>халькопирит</u> , <u>галенит</u>
Sn(16)	Хризоберилл, гроссуляр, рутил, анатаз, колумбит, берилл, сподумен	Слюды, эгирин, <u>галенит</u> , <u>тетраэдрит</u>
Sb(10)	Электрум, барит	<u>Висмутин</u> , <u>аурипигмент</u>
Te(8)	Барит	<u>Галенит</u> , пирит, халькопирит, пирротин
Cs(14)	Берилл, сподумен, кордиерит	Биотит, циннвальдит, диопсид, энстатит, геденбергит
TR(42)	Апатит, колумбит, циркон, барит, пирохлор, ксенотим	Перовскит, энстатит, браннерит, гиперстен, миларит, кальцит, арагонит, флюорит, уранинит, рамазит, эвдиалит
Hf(7)	Бадделеит, циркон, вад	Эвдиалит, эгирин
Ta(11)	Пирохлор, рутил, касситерит, вольфрамит, гранаты	Турмалин, слюды, эгирин, рамазит, эвдиалит
W(18)	Колумбит, танталит, фергусонит	Самарскит, молибденит
Re	Платиноиды	<u>Молибденит</u> , <u>халькопирит</u> , <u>пирит</u> , <u>борнит</u> , халькозин, <u>пирротин</u> , костный детрит
Платиноиды (16)	Магнетит, ильменит, шпинель, хромит	<u>Пирит</u> , <u>галенит</u> , <u>халькопирит</u> , <u>пентландит</u> , <u>борнит</u> , <u>теннантит</u> , оливин, пироксены
Au(25)	Платиноиды, магнетит, кварц, гранаты, барит	<u>Пирит</u> , <u>арсенопирит</u> , <u>галенит</u> , <u>блеклые руды</u> , пироксены, хлориты, амфиболы, биотит, мусковит, оливин, турмалин
Hg(5)		<u>Сфалерит</u> , <u>теннантит</u> , <u>тетраэдрит</u> , <u>рамазит</u>
Tl(12)	Пеиломелан, манганит, поллуцит	<u>Галенит</u> , <u>сфалерит</u> , <u>марказит</u> , <u>киноварь</u> , <u>пирит</u> , халькопирит, галит, <u>циннвальдит</u> , <u>лепидолит</u> , серицит, хлорит, микроклин
Bi(6)	Стибиоколумбит	Галенит, энаргит

\* В скобках — число минералов, в которых элемент образует значительные примеси, подсчитано по минералогическим справочникам и литературным источникам.

Примечание. Подчеркнуты наиболее неустойчивые минералы.



собственных минералов, то поведение малораспространенных элементов — еще и в значительной мере устойчивостью минералов-концентраторов, которые, в свою очередь, могут представлять акцессории в исходных породообразующих минералах.

**Формы нахождения элемента в исходных минералах.** В собственных минералах и минералах-концентраторах элементы могут находиться в нескольких формах, по-разному влияющих на гипергенное концентрирование. Показательным примером служат благородные металлы. В случае нахождения в виде самородного состояния их поведение в гипергенном процессе определяется размерностью самородных частиц и составом контактирующих с ними минеральных ассоциаций. Частицы размером более 0,1 мм, особенно в инертных минералах, таких как кварц, барит, магнетит, хромит, будут источником для остаточного гипергенного концентрирования. Частицы менее 0,1 мм, свойственные включениям в сульфиды и других неустойчивых минералах, служат источником для формирования хемогенных горизонтов вторичного обогащения. О подвижности таких форм свидетельствуют следующие данные: в дистиллированной воде, профильтрованной через пирит, нами установлено 0,256 мг/л золота, а через более золотоносный галенит — 0,502 мг/л. На контакте с пиритом растворимость золота повышается в 9 раз, а с кварцем — в 4 раза. При вхождении благородных элементов в состав минералов-концентраторов в виде изоморфной примеси они вступают в миграцию совместно с основными минералообразующими элементами.

Важно присутствие в исходных минералах элемента разных валентных состояний. Низковалентные формы в окислительных процессах стремятся перейти в высоковалентные или самородные формы, накапливающиеся в элювии.

**Состав поровых растворов.** Равновесие в системе раствор—минералы определяется константой растворимости минерала в конкретных геохимических средах. В литературе имеется много сведений о взаимодействии этой системы в различных ландшафтных условиях. Применительно к ландшафтам рудных полей материал обобщен А.И. Перельманом и др. [10]. Отметим, что в качестве растворителя следует рассматривать не грунтовые воды, а поровые растворы выветривающихся пород. В поровых растворах окисленных руд и гипергенно преобразованных пород золоторудных полей нами установлены:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}$ ,  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ .

В ландшафтах со слабо развитыми аллохтонными отложениями состав поровых растворов кор выветривания в общем одинаков и определяется современной климатической зональностью. В ландшафтах с кислым окислительным классом миграции в поровых растворах выветрелых пород доминируют  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , а с кислым восстановительным — еще и  $\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-$ . Вблизи окисленных рудных выходов среди подвижных компонентов обнаруживаются  $\text{Au}$  (до 10 мкг/л) и  $\text{SO}_4^{2-}$  (до 66 мг/л). В растворах окисленных руд появляются цветные металлы (десятки мг/л),  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  ( $\text{л} \cdot 10^{-6}$  моль/л). Общая минерализация поровых растворов варьирует от 162,8 до 894,6 мг/л.

В разрезе рыхлой толщи ландшафтов с щелочным окислительным классом миграции более высокие концентрации в поровых растворах вблизи поверхности имеют  $\text{Na}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ , в средней части разреза —  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Cl}^-$ , в его основании —  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Зональное распределение макрокомпонентов поровых растворов оказывает существенное влияние на избирательное растворение минералов и последующее формирование зональности гипергенных руд малораспространенных элементов по латерали и вертикальному профилю коры выветривания.

**Физико-химические условия миграции элементов.** Как известно, миграция элемента в поровых растворах и грунтовых водах определяется внутренними свойствами элемента и составом раствора, зависящим от геологических и ландшафтных условий. Не останавливаясь подробно на рассмотрении роли этих внут-

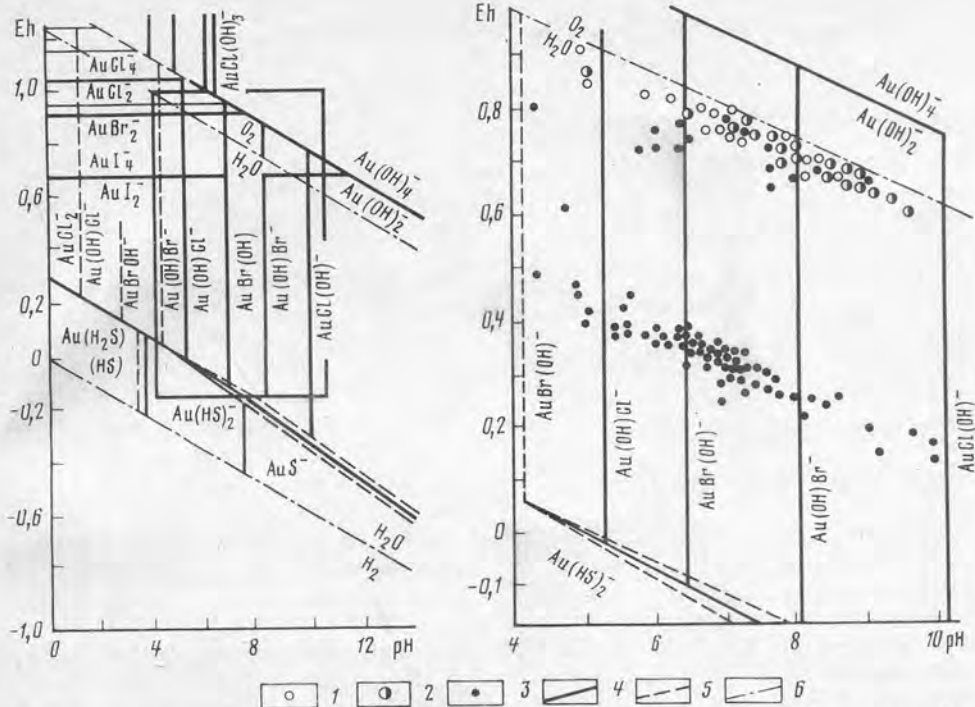


Рис. 2. Диаграммы полей преобладания различных комплексов золота при нормальных условиях (*a* — общий вид, *b* — увеличенная деталь)

1—3 — поровые растворы и водные вытяжки: 1 — окисленных руд, 2 — алохтонных отложений, 3 — почв; 4 — концентрации  $Au = 10^{-6}$  моль/л; 5 —  $Au = 10^{-12}$  моль/л; 6 — поле устойчивости воды

ренних и внешних факторов, заметим, что при прочих равных условиях в зависимости от pH среды один и тот же элемент может занимать различные, порой противоположные места в миграционном ряду. По миграционной способности в окислительных условиях выделяются три группы элементов: 1) понижается с увеличением pH (As, Sb и др.); 2) минимальная в околонеutralных средах и повышается с увеличением и понижением кислотности (Au, Ag и др.); 3) слабо зависит от изменения pH среды (Mo, TR и др.).

Для элементов с переменной валентностью важным фактором гипергенного рудообразования является Eh среды.

С изменением Eh и pH условий миграции часто меняется не только подвижность элементов, но и формы нахождения в растворе. Термодинамические расчеты и экспериментальные исследования показывают возможное сосуществование многообразных форм миграции элемента, которые чутко и по-разному реагируют на изменение физико-химических условий среды. На рис. 2 для примера показаны поля преобладания наиболее вероятных форм миграции золота в системе координат Eh—pH. Подобные диаграммы составлены для Pt, Pd, Ag, Se, Re и многих других рассматриваемых элементов [22]. Различие заключается в составе подвижных компонентов и их количественных соотношениях. Каждая форма миграции по-своему реагирует на геохимические барьеры, обуславливающие образование рудных концентраций в профиле выветривания. Немаловажное значение в миграции имеют также и органокомплексные соединения. Например, золото в форме фульво- и гидросокомплексов мигрирует за пределы профиля выветривания, тогда как тиосульфатные и сульфидные комплексы способствуют

Таблица 4

Концентрирование малораспространенных элементов на геохимических барьерах

Геохимический барьер	Тип вод, поступающих к геохимическому барьеру				
	кислородные				глеевые
	pH<3	pH=3—6,5	pH=6,5—8,5	pH>8,5	pH<3
Кислородный					
Сульфидный	Hg, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, Tl	Cd, Hg, Sn, Mo, Tl	Mo, Se, Re, Tl	Ag, Mo, As	Tl, Cd, Bi, Sn
Глеевый	Mo	Mo	Mo, Re, Se	Ag, Mo, Re	Mo
Щелочной	Cd, Hg, Be, Ga, TR, As	Cd, Hg, Bi			Cd, Hg, Be, TR, As
Кислый			Mo	Ag, Be, Ga, Sc, TR, Mo	
Испарительный	Cd, Mo, Rb, Tl		Li, Rb, Tl, Mo, Se	Li, Rb, Tl, Mo, Se	Rb, Tl, Cd, Mo
Сорбционный	Sc, Ga, Ge, As, Au	Cd, Mo, As, Au	Li, Rb, Cs, Tl, Mo, As, Au	Li, Rb, Cs, Tl, Mo, As, Au	Sc, Ga, Ge, As

его концентрации. Большая роль органических кислот в рассеянии редкоземельных элементов при выветривании отмечается Е.К. Подпориной [11].

**Геохимические барьеры.** Рассматриваемые элементы избирательно концентрируются на различных геохимических барьерах, детально охарактеризованных А.И. Перельманом и др. [10]. В табл. 4, составленной по данным этих исследователей, демонстрируются типы возможных рудных концентраций на геохимических барьерах, проявляющихся при формировании коры выветривания и ее эпигенетическом преобразовании.

Концентрирование в коре выветривания большинства элементов контролируется сульфидным, щелочным и сорбционным геохимическими барьерами. Щелочной барьер более действен в кислых средах, тогда как сульфидный и сорбционный барьеры в равной мере проявляются при широком диапазоне pH. На осаждение Li, Rb, Tl, Au в околонейтральных и щелочных условиях существенное влияние оказывает испарительный, а на осаждение Ag, Be, Sc, TR кислый геохимические барьеры.

Геохимические барьеры еще более дифференцируют поведение родственных элементов в гипергенных процессах. По степени их разобщенности можно составить представление не только об интенсивности прошедшего процесса выветривания, но и об уровне эрозионного среза сохранившейся до наших дней коры выветривания. Если, например, закартированная кора выветривания представлена лишь зоной дезинтеграции исходных пород, но в ней наблюдается существенная дифференциация Ag/Au, Li/Rb, Ta/Nb и других геохимически родственных элементов, то есть основание считать, что зона дезинтеграции представляет собой нижнюю часть эродированной коры выветривания с бывшим интенсивно проработанным профилем.

Нами рассмотрены лишь главные тенденции рудного концентрирования малораспространенных элементов в коре выветривания. Некоторые положения носят фрагментарный характер и требуют дальнейшего исследования. Однако очевидно, что независимо от принадлежности малораспространенных элементов к той или иной геохимической группе концентрирование их в коре выветривания определяется общими факторами, в равной мере влияющими на любой элемент. Благо-

Тип вод, поступающих к геохимическому барьеру

глевые			сероводородные			
pH=3—6,5	pH=6,5—8,5	pH>8,5	pH<3	pH=3—6,5	pH=6,5—8,5	pH>8,5
			Se	Se	Se	Se
Tl, Hg, Cd	Tl, Cd, Hg, Mo	Tl, Cd, Hg				
Mo	Mo	Mo				
Cd, Hg, Be, Ga, TR, As	Cd		Cd, Be, Ga, TR, As			
		Be, Ga, Sc, TR, Mo			Ge	Be, Ga, Sc, TR, Ge
	Li, Rb, Ti, Au	Li, Rb, Ti, Au	Li, Rb		Li, Rb	Li, Rb
Cd, Au	Li, Rb, Cs, Ti	Li, Rb, Cs, Ti	Ga, Ge, As, Au		Li, Rb, Cs	Li, Rb, Cs

приятное сочетание этих факторов предопределяет формирование в профиле выветривания остаточных и хемогенных концентраций. При наложении хемогенных концентраций на остаточные образуются наиболее богатые руды коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А., Беренгилова В.В., Грабовская Л.И. и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. М.: Недра, 1968. 264 с.
2. Бойко Т.Ф., Назаренко И.И., Кислова И.В. Распределение селена в профилях выветривания изверженных пород // Геохимия. 1981. № 3. С. 399—406.
3. Бурков В.В., Бойко Т.Ф., Пятнов В.И., и др. Коры выветривания и россыпи — перспективный сырьевой источник тантала // Коры выветривания Урала. Саратов, 1969. С. 211—215.
4. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
5. Гавшин В.М., Щербов Б.Л. Перераспределение и миграция химических элементов в профиле выветривания гранитоидов // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. Челябинск, 1986. С. 30—32.
6. Григорьев Н.А. Бериллий в экзогенном цикле. М.: Наука, 1978. 163 с.
7. Лисицина Н.А., Руднева А.Д., Шишлов В.А. О ниобии в бокситоносной коре выветривания Среднего Тимана. Челябинск, 1986. С. 102—103.
8. Ниязов А.Р. Металлоносные коры выветривания Северного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 13—20.
9. Пачаджанов Д.Н. Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе: Дониш, 1975. 203 с.
10. Перельман А.И., Борисенко Е.Н., Касимов Н.С. и др. Геохимия ландшафтов рудных провинций. М.: Наука, 1982. 262 с.
11. Подпорина Е.К. Редкоземельные элементы в корях выветривания. М.: Наука, 1985. 126 с.
12. Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. 1967. № 1. С. 3—19.
13. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
14. Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974. 358 с.
15. Середенко Г.А. Гипергенная зональность кор выветривания в Енисейском кряже // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1984. С. 69—73.
16. Сухоруков Ф.В., Цибульчик В.М., Щербов Б.Л. Преобразование первичных ореолов рассеяния редких элементов при выветривании // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1983. С. 147—152.

17. Требования промышленности к качеству минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1959. Вып. 49: Ниобий и тантал. 51 с.; 1961. Вып. 39: Олово. 52 с.
18. Шахов Ф.Н. Морфологические черты зон окисления // Тр. ИГиГ Со АН СССР. 1960. Вып. 4. С. 3—42.
19. Щербаков Ю.Г. Основные идеи Ф.Н. Шахова в геологии // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976. С. 6—32.
20. Эдлин М.Г., Теняков В.А. О распределении висмута и иттрия в бокситах и латеритах // Кора выветривания и бокситы. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 178—179.
21. Эдлин М.Г., Пасов Ф.Г., Сазонов И.В. К геохимии бокситов и кор выветривания некоторых месторождений и рудопоявлений Целиноградского района // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. Челябинск, 1986. С. 61—62.
22. Fuchs W.A., Rose A.W. The geochemical behavior of platinum and palladium in the weathering cycle in the Stillwater Complex, Montana // Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 3. P. 332—346.
23. Magdziarz A. Złoto w strefie wietrzenia masywu ultrazasadowego Gogofow-Jordanowna Dolmyn Slastu // Prz. geol. 1972. Wol. 20, N 6. P. 289—292.
24. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earths crust // Bull. Geol. Doc. Amer. 1961. Vol. 72, N 2. P. 175—192.

УДК 540.4.02:540.426.6

*В.М. Кадошников, С.А. Козак, М.А. Пластина*

### ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ АДСОРБЦИИ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КАОЛИНИТОВ В РАСТВОРЕ УГОЛЬНОЙ КИСЛОТЫ

При рассмотрении взаимодействия силикатов и алюмосиликатов с водными растворами почвенных органических кислот обычно отмечается [4, 15, 18, 26] факт ускорения преобразования минералов, который связывают с изменением кислотности среды и реакциями комплексообразования между свободными поливалентными катионами дисперсионной среды и органическими лигандами. Немаловажный вклад в процесс преобразования слоистых силикатов в условиях гипергенеза вносят адсорбционные явления, которые могут изменить не только скорости реакций, но и их направление, что особенно важно применительно к высокодисперсным минералам коры выветривания [11, 12].

Необходимость учета адсорбции вытекает из следующего. Вызываемое адсорбцией уменьшение удельной поверхностной энергии описывается условием Гиббса—Кюри  $\sum F\sigma_i - \min$  при  $P, T - \text{const}$ , которое при наличии примеси принимает вид:

$$\sum (\sigma_i^0 - \Delta\sigma_i) F_i = \min,$$

где  $\sigma_i^0$  — поверхностная энергия  $i$ -й грани;  $F_i$  — площадь грани;  $\Delta\sigma_i$  — понижение поверхностной энергии той же грани вследствие адсорбции.

Нами при изучении образования гидроксидов алюминия из каолинита в зоне гипергенеза проведены исследования влияния адсорбции гуминовых кислот на преобразование каолинитов различной дисперсности и структурной упорядоченности из месторождений УССР в условиях, подавляющих комплексообразование в дисперсионной среде. Мономинеральность образцов контролировали по данным фазового рентгеноструктурного анализа, термографии, электронной микроскопии и результатам силикатного анализа.

Для получения образцов каолинитов с адсорбированной гуминовой кислотой (ГК) 1 кг образца диспергировали в 50 мл кипящей дистиллированной воды до образования однородной суспензии, в которую добавляли 50 мл аммиачного раствора гуминовой кислоты торфа (из расчета 0,1 г ГК на 1 г воздушно-сухого каолинита). Для лучшей адсорбции ГК на носителе в дисперсию добавляли (по каплям) 0,01 н. раствор серной кислоты до достижения значений  $pH = 2,0—2,2$ .

После гетерокоагуляции дисперсную фазу отделяли от дисперсионной среды, а остаток многократно промывали дистиллированной водой до  $pH = 4,5—5,0$ . При этом часть ГК, слабо связанной с каолинитом, диффундировала в промыв-

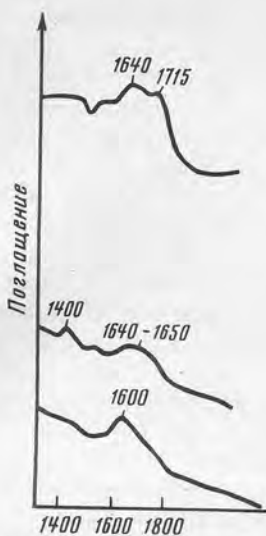


Рис. 1. Фрагмент ИК-спектра в области поглощения 1300—1800  $\text{см}^{-1}$

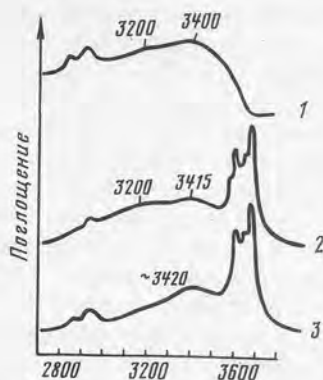


Рис. 2. Фрагмент ИК-спектра в области поглощения 2800—4000  $\text{см}^{-1}$

1 — гуминовая кислота; 2 — каолинит с адсорбированной гуминовой кислотой; 3 — каолинит с адсорбированной гуминовой кислотой и обработанный раствором угольной кислоты

ную жидкость. Полученный органо-каолинитовый комплекс в тефлоновой посуде подвергали обработке насыщенным раствором угольной кислоты ( $\text{pH} \approx 4,1$ ) в течение 20 дней при интенсивном перемешивании (по 4 ч в день на механическом встряхивателе), температуре 18—20°C и атмосферном давлении ( $P \approx 10^5$  Па). Для предотвращения развития микроорганизмов растворы стерилизовали добавлением 1—5 мг двуиодистой ртути.

Затем растворы центрифугировали в течение 30 мин при 8000 об/мин, осадки обрабатывали 5—10 мин 0,01 н. раствором гидроксида калия ( $\text{pH} \approx 11,7$ ) и несколько раз промывали водой (до достижения  $\text{pH}$  не более 7,0).

Обработка каолинитов раствором едкого калия проводилась для разрушения и частичного выноса в дисперсионную среду компонентов поверхностной фазы, которые образовались в результате адсорбции ГК и реакций гидролиза поверхности в растворе угольной кислоты.

Поглощение почвенных кислот глинистыми минералами осуществляется вследствие физико-химической и физической адсорбции. Под последней понимается взаимодействие почвенных кислот с минералами силами Ван-дер-Ваальса. Механизм физико-химической адсорбции, являющейся основной в общем балансе сорбции, значительно сложнее, чем физической, и до сих пор нет единой точки зрения по этому вопросу. Одни авторы [3, 10, 28] полагают, что единственными формами взаимодействия являются: а) водородные связи, образующиеся между ОН-группами минерала и соответствующими группами органических кислот; б) взаимодействие с обменными катионами минерала. Другие [6, 23] дополнительно допускают возможность образования прочной ковалентной связи между органической и минеральной составляющими в органо-минеральном ассоциате. Это допущение подтверждается, в частности, установленной [9] зависимостью количества прочно закрепленных гуминовых кислот от дисперсности и упорядоченности каолинита.

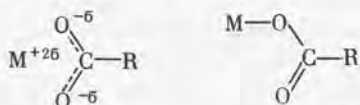
Результаты выполненных нами ИК-спектроскопических исследований приведены на рис. 1. В ИК-спектре гуминовой кислоты, которой обрабатывался глуховский каолинит, рассматривается прежде всего область поглощения функ-

циональных групп ГК, так как именно через их поведение можно определить характер взаимодействия с поверхностью каолинита. Область ниже  $1300\text{ см}^{-1}$  перекрывается значительно более интенсивным поглощением самого каолинита.

Исследуемая гуминовая кислота характеризуется полосой поглощения  $1715\text{ см}^{-1}$ , ответственной за валентные колебания группы  $>C=O$ ; полосами поглощения при  $2850$  и  $2920\text{ см}^{-1}$  (метиловые и метиленовые группы алифатических цепочек); широкой, слабо структурированной полосой поглощения в области  $3000\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ , на которой можно выделить два максимума при  $3400$  и  $3250\text{ см}^{-1}$ , связанные соответственно с колебаниями групп  $-OH$  и  $-NH$  (рис. 2).

Характерной особенностью ИК-спектра гуминовой кислоты, адсорбированной на поверхности каолинита, является почти полное исчезновение полосы  $1715\text{ см}^{-1}$ , сопровождаемое уширением полосы с максимумом в области  $1650\text{ см}^{-1}$ , появление новой полосы поглощения при  $1400\text{ см}^{-1}$ .

Уширение полосы с максимумом при  $\sim 1650\text{ см}^{-1}$  обусловлено появлением в этой области дополнительного поглощения, что может быть следствием таких причин: 1) смещением полосы  $1715\text{ см}^{-1}$  в низкочастотную область за счет образования более прочных водородных связей с гидроксильными группами поверхности каолинита; 2) исчезновением полосы карбонильного поглощения с соответствующим появлением симметричных — полоса  $1400\text{ см}^{-1}$  — и антисимметричных — область перекрывающихся полос поглощения при  $\sim 1650\text{ см}^{-1}$  — колебаний  $-COO^-$  в результате взаимодействия аниона гуминовой кислоты с катионами на поверхности каолинита. Взаимодействие с катионом через карбоксильную группу может происходить по одному из следующих возможных способов:



В области валентных колебаний  $OH$ -группы гуминовой кислоты при адсорбции на поверхности каолинита происходит небольшое ( $\Delta\nu = 15\text{ см}^{-1}$ , от  $3400$  до  $3415\text{ см}^{-1}$ ) увеличение частоты максимума. При этом относительная интенсивность полосы поглощения сохраняется, а не увеличивается, что можно было бы ожидать при наложении на нее полосы поглощения  $OH$ -групп молекул воды, адсорбированных на поверхности каолинита. Полученные результаты связываются со следующими процессами.

1. Степень вовлечения  $OH$ -групп в водородные связи в гуминовых кислотах при адсорбции на поверхности каолинита ослабляется (предположительно за счет диссоциации конденсированной части гуминовых кислот и образования поверхностных ассоциатов с каолинитом).

2. Происходит значительная десорбция молекул воды с поверхности каолинита (ГК как более активный адсорбат вытесняет адсорбированные молекулы воды).

При последующем воздействии угольной кислоты часть гуминовой кислоты с поверхности каолинита удаляется с одновременной реадсорбцией молекул воды.

Полученные нами данные, а также анализ литературных источников [13, 16, 19] позволили сделать вывод, что при адсорбции из раствора ведущая роль в фиксации ГК каолинитами принадлежит активным центрам, взаимодействующим по кислотно-основному механизму. Не исключено, что кислотные центры являются одновременно электронно-акцепторными. Уменьшение упорядоченности кристаллов каолинитов, оцененное по изменению величины области когерентного рассеяния и значений микронапряжений [20, 25], отражается в усилении связи ГК с активными центрами низкосовременных каолинитов (табл. 1).

Полученные выводы принципиально могут быть применены к адсорбции не только гуминовых кислот, но и иных соединений с аналогичными свойствами.

Изменение химического состава раствора угольной кислоты в результате раз-

Таблица 1

Адсорбционные свойства и структурные особенности каолинитов

№ п/п	Месторождение	S, м <sup>2</sup> /г	К, отн. ед.	ОКР, нм	E · 10 <sup>3</sup> , отн. ед.	Адсорбция ГК, мг	Необратимо адсорбировано ГК		
							мг/г	мг/м <sup>2</sup>	%
1	Просяновское	17	1,2	52	2,1	32,1	8,4	0,47	26
2	Высокопольское	29	1,2	43	1,7	39,2	16,6	0,55	42
3	Владимирское	18	0,8	27	1,4	37,8	32	1,78	84
4	Глуховское	68	0,7	19	5,6	84,6	81,1	1,122*	96

\* Уменьшение концентрации ГК на поверхности каолинита Глуховского месторождения обусловлено дефицитом кислоты в дисперсионной среде в результате адсорбции.

Примечание. S — удельная поверхность, определенная методом тепловой десорбции аргона; К — структурная упорядоченность, определенная методом Хинкли; ОКР — область когерентного рассеяния вдоль нормали к плоскости 001, определенная по рефлексу 002; E — относительная концентрация микродеформации; % — количество гуминовой кислоты необратимо адсорбированной по отношению к сорбированной, выраженной в %.

ложения каолинитов и изучение состава щелочных растворов свидетельствуют о том, что основные видообразующие элементы мигрируют в водный раствор не в эквимолекулярных отношениях (табл. 2). Отношение SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в растворах кислот выше, чем в исходных минералах из-за обогащения дисперсионной среды кремнеземом вследствие опережающего выноса в нее кремния относительно алюминия. Отмеченный интенсивный вынос обменных катионов элементов-примесей, например натрия, калия, кальция и магния, хорошо согласуется с полученными ранее данными [8].

Адсорбция гуминовой кислоты на поверхности каолинита, не нарушая принципиального характера инконгруэнтного растворения каолинита, повышает растворимость минерала, усиливает вынос кремнезема в раствор и способствует фиксации соединений алюминия в поверхностном слое. При этом вынос обменных катионов кальция и магния уменьшается, что связано с их высоким сродством к адсорбированным почвенным кислотам, приводящим к образованию трудно-растворимых соединений.

Для получения данных о поверхностном слое каолинитов был проведен специально разработанный оптический спектральный анализ каолинитов, основанный на следующем. Для реальных кристаллов отношение температуры фазового перехода вещества поверхностного слоя к аналогичной величине вещества объема кристалла превышает единицу, что обусловлено ослаблением взаимодействия атомов граничной фазы между собой и с матрицей [1, 7, 22, 24]. Это позволяет считать, что поверхностный слой толщиной  $l_0$  должен испаряться при более низкой температуре, чем минерал. При адсорбции, как мы полагаем, приводящей к ослаблению связей атомов кремния и алюминия граничной фазы с матрицей, доля "низкотемпературного" вещества должна увеличиваться.

Для экспериментальной проверки этого предположения и получения данных о поверхностном слое был проведен спектральный анализ каолинитов в условиях, обеспечивающих усиление фракционной дистилляции вещества в дугу переменного тока. Оказалось, что вещество поступает в зону возбуждения спектра в два этапа с постоянной для каждого этапа скоростью. Это объясняется нами возгонкой поверхностного слоя на первом этапе и испарением объема основной массы



Таблица 2

Состав выязжек и промывных растворов

№ п/п	Месторождение	Вынесено в р-р угольной кислоты (в моль), $\times 10^6$ /г			Вынесено в р-р КОН (адсорб.) (в моль), $\times 10^6$ /г			Вынесено из минерала, $\times 10^6$ /г					
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O*
1	Просьяновское	2,2	0,55	4,0	1,45	0,16	9,1	0,22	0,07	0,63	0,23	0,60	0,21
2	Просьяновское + ГК	4,6	0,48	9,6	1,8	0,56	3,2	0,38	0,11	0,42	0,08	0,34	0,63
3	Высокопольское	2,8	0,59	4,7	1,8	0,2	9,0	0,27	0,08	1,07	0,24	0,50	0,36
4	Высокопольское + ГК	5,0	0,41	12,2	2,8	0,60	4,7	0,42	0,10	0,38	0,07	0,66	0,62
5	Владимирское	2,8	0,56	4,5	1,6	0,21	7,6	0,26	0,08	7,35	0,49	0,72	0,52
6	Владимирское + ГК	2,8	0,40	13,5	2,3	0,58	3,9	0,47	0,10	9,6	0,18	0,69	0,66
7	Глуховское	13,9	0,99	14,0	3,7	0,21	17,6	1,06	0,12	2,9	0,32	0,68	0,80
8	Глуховское + ГК	13,9	0,83	16,7	5,4	0,45	12	1,16	0,13	1,4	0,23	0,62	1,0

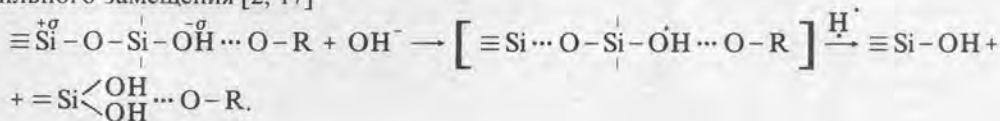
\*Количество K<sub>2</sub>O, вынесенного из минерала, приводится без учета его содержания в адсорбционных слоях.

вещества на втором этапе. Экспериментально установлено, что при сжигании образцов, поверхностный слой которых предварительно был частично растворен, длительность первого этапа заметно уменьшается, и в случае обработки каолинитов раствором гуминовых кислот существенно возрастает длительность возгонки (удаление поверхностного слоя). Измерение величины аналитического сигнала по спектральным линиям алюминия и кремния выявило перераспределение содержания этих элементов в поверхностном слое в результате адсорбции в пользу алюминия, что особенно заметно в первые секунды сгорания образца. Такой характер мы связываем с ослаблением связи матрицы (каолинита) с алюминием и кремнием поверхностной фазы, так как адсорбция молекул гуминовых кислот каолинитом сопровождается образованием связи между активной ОН-группой каолинита и кислородсодержащей или аминогруппой гуминовой кислоты. При этом наблюдается снижение энергии и электронной плотности в соседних  $\equiv\text{Si}-\text{O}-\text{Si}\equiv$  связях каолинита [5]. Возникающая дополнительная поляризация ОН-связи создает избыток отрицательного заряда у атома кислорода, связанного с кремнием, соседние силоксановые связи ослабляются вследствие смещения делокализованных  $\pi$ -электронов к  $\equiv\text{Si}-\text{OH}$  группе [14], что облегчает нуклеофильную атаку гидроксильными ионами атомов кремния.

В нашем случае гидролиз силоксановых связей в каолините можно представить следующим образом. При адсорбции гуминовой кислоты на активных ОН-группах каолинита образуются поверхностные соединения по схеме



где  $\text{O}-\text{R}$  — кислородсодержащая группа гуминовой кислоты. Дальнейший гидролиз силоксановых связей протекает по типу реакций бимолекулярного нуклеофильного замещения [2, 17]



Освобождающиеся ионы кремниевой кислоты (или, по [21], комплексные соединения кремневой и гуминовых кислот) мигрируют в дисперсную среду, а алюминий, потерявший связь с кремнекислородными тетраэдрами, частично выносятся из реакционного объема, частично накапливается в поверхностной фазе разрушающегося минерала.

Таким образом, эксперименты, проведенные в условиях, когда комплексообразование в дисперсионной среде затруднено, показали, что адсорбировавшиеся гуминовые кислоты, взаимодействуя с поверхностью каолинита, ослабляют связь атомов алюминия и кремния друг с другом и матрицей, способствуют разложению каолинита раствором угольной кислоты и накоплению алюминия в поверхностной фазе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамсон А. Физическая химия поверхностей. М.: Мир, 1979. 568 с.
2. Айлер Р. Химия кремнезема. М.: Мир, 1982. Т. 1. 416 с.
3. Александрова Л.Н., Фомин Ю.И. О механизме взаимодействия глинистых минералов с гуминовыми кислотами и продуктами разложения растительных остатков // Зап. Ленингр. с.-х. ин-та, 1972. Т. 165, № 2. С. 7—11.
4. Бгатов В.И., Лизалек Н.А., Резанова Н.М. Экспериментальные исследования по разложению пород в переменнo-влажнoй обстановке // Тр. СНИИГГиМС, 1972. Т. 148. С. 104—108.
5. Бокий Г.Б. Кристаллохимические соображения о поведении воды в мерзлых глинистых грунтах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1961. Т. 15, № 1. С. 15—22.
6. Горбунова Н.И., Ерохина Г.Л., Щурина Г.Н. Связь минеральной части почв с гуминовыми веществами // Почвоведение. 1971. Т. 7. С. 117—127.
7. Джейкок М., Порфит Дж. Химия поверхностей раздела фаз. М.: Мир, 1984. 269 с.

8. Кадошиников В.М. Изучение влияния органических кислот на преобразование каолинитов // Минерал. журн. 1981. № 4. С. 69—75.
9. Кадошиников В.М., Куковский Е.Г. Взаимодействие гуминовых кислот с каолинитами различной степени кристалличности // Укр. хим. журн. 1973. Т. 39, № 2. С. 168—171.
10. Кононова М.М. Органическое вещество целинных и освоённых почв. М.: Наука, 1972. 317 с.
11. Куковский Е.Г. Роль поверхностных явлений в структурных преобразованиях минералов // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 9. С. 26—29.
12. Куковский Е.Г., Мовчан Н.П., Островская А.Б. и др. Структурные превращения минералов. Киев: Наук. думка, 1984. 118 с.
13. Кульчитский Л.И. О применении метода красителей в минералогическом анализе и пути практического использования цветных реакций глин с органическими красителями // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 2. С. 90—111.
14. Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. Вып. 14. С. 227—239.
15. Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская В.С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975. 168 с.
16. Мдивнишвили О.М., Уридия Л.Я. Спектроскопическое исследование центров различной природы в глинистых минералах // Тр. КИМС. Сер. геол. 1969. Вып. 7(10). С. 49—62.
17. Мицюк Б.М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наук. думка, 1974. 86 с.
18. Соколова Е.И., Нужденковская Т.С. О процессах разложения минералов и выносе алюминия гуминовыми кислотами // Кора выветривания. М.: Наука, 1973. Вып. 12. С. 233—247.
19. Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наук. думка, 1975. 351 с.
20. Федоренко Ю.Г., Куковский Е.Г., Кадошиников В.М. Рентгеновское изучение особенностей тонкой структуры кристаллов природных и модифицированных каолинитов // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 71—75.
21. Фотиев А.В. О природе водного гумуса // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 1. С. 198—201.
22. Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. М.: Химия, 1972. 400 с.
23. Хан Д.В. Органоминеральные соединения и структура почв. М.: Наука, 1969. 217 с.
24. Чернов А.А., Гиваризов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. Современная кристаллография. М.: Наука, 1980. Т. 3. 403 с.
25. Шаркина Э.В., Федоренко Ю.Г., Куковский Е.Г. О субмикроскопической структуре минералов // Минерал. журн. 1980. № 5. С. 44—52.
26. Huang W.H., Keller W.D. Dissolution of clay minerals in dilute organic acids at room temperature // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 5. P. 1081—1096.
27. Kleber W. Zur topochemischen Adsorptionstheorie der Einkristallotrung // Ztschr. Elektrochem. 1958. Bd. 62, N 5. S. 587—594.
28. Rashid M.A., Buckley D.E., Robertson K.R. Interfection of a marine humic acid with clay minerals and nature sediment // Geoderma. 1972. Vol. 6, N 1. P. 11—27.

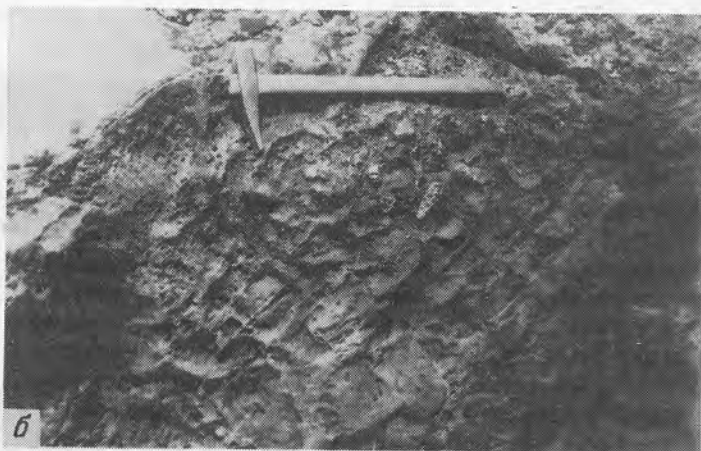
УДК 551.311.231:551.72

*Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина*

## О НЕКОТОРЫХ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРИЕМАХ РЕКОНСТРУКЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выявление и изучение докембрийских метаморфизованных пород коры выветривания (МПКВ) является сложной задачей, так как метаморфические и последующие наложенные метасоматические процессы (окварцевание, карбонатизация и др.) в значительной степени изменили первичные породы коры выветривания (ПКВ). Все наложенные на ПКВ процессы необходимо учитывать для правильной интерпретации эволюционного преобразования вещества в истории докембрия, что, в свою очередь, предполагает комплексный подход к изучению и реконструкции метаморфизованных и метасоматически-измененных ПКВ, поскольку для последних использование петрохимических методов ограничено.

На примере изучения докембрийских МПКВ Курской магнитной аномалии, Украинского и Балтийского щитов предложена схема реконструкции их вещественного состава, включающая комплексное применение историко-геологического,



*Рис. 1.* Реликты форм трещинной отдельности в метаморфизованных породах коры выветривания  
*а* — гранитов — прямоугольной; *б* — метавулканитов — ромбоидальной; *в* — метавулканитов — овалoidalной и эллипсоидальной

сравнительного структурно-текстурного, минералого-петрографического, стадияльно-парагенетического, геохимического, литологического и экспериментального анализов.

Историко-геологический анализ предусматривает изучение последовательности геологических процессов (тектонических, магматических, метаморфических, осадочных и др.) во времени на данной конкретной территории, где на первый план выступает анализ тектонической обстановки, имеющей решающее значение как для установления континентального перерыва и образования ПКВ, так и для их сохранности, а также проявления последующих процессов эндогенного или экзогенного порядка.

Сравнительный структурно-текстурный анализ предполагает выявление образующихся при выветривании и сохраняющихся при метаморфизме форм трещинной отдельности, характерных для каждого типа магматических и метаморфических пород. Суть его заключается в том, что в профилях МПКВ, как правило, сохраняются структуры и текстуры первичных пород, что служит одним из доказательств принадлежности их к ПКВ и, следовательно, может использоваться при изучении их метаморфизованных аналогов. Однако на практике при исследовании метаморфизованных докембрийских образований учитываются в основном структурные особенности пород, реже текстурные и почти совсем не уделяется внимания формам трещинной отдельности.

Отдельности пород наиболее контрастно проявляются при выветривании и прослеживаются в нижних и средних частях профилей МПКВ в виде ячеек (блоков) различной формы, присущей той или иной исходной породе: в гранитах чаще всего прямоугольной, матрацевидной, параллелепipedальной, в амфиболитах — трапезие- и ромбоидальной, в основных эффузивах и некоторых габброидных породах (габбро-диабазы) — ромбоидальной, шаровидной, скорлуповатой, эллипсоидальной и др.

Гипергенное изменение минерального состава исходных пород происходит вдоль трещин отдельности и от них в глубь ячеек (блоков) таким образом, что в центре ячеек оказывается слабо измененная порода (ядро). Кверху профиля в ПКВ размер ядер уменьшается до их исчезновения и полного преобразования исходного субстрата в глинистую породу, т.е. наиболее информативными для структурно-текстурного анализа являются нижние и средние части профилей, которым чаще всего и соответствуют докембрийские ПКВ. В оглиненных ПКВ система первичных трещин отдельности хорошо выражена вследствие выполнения их опалом, халцедоном, кварцем, кальцитом, магнетитом, гидроксидами трехвалентного железа и другими минералами. Здесь же сохраняется и форма зерен первичных минералов, замещенных глинистыми, что в целом обуславливает сохранность структурно-текстурных признаков исходного субстрата в профиле ПКВ. При последующем изменении ПКВ в процессе метатенеза, а затем и регионального метаморфизма первичные структурно-текстурные признаки в нижних и средних частях профиля ПКВ, как правило, наследуются и могут быть выявлены (рис. 1). В случае интенсивного динамометаморфизма происходит искажение (сплющивание) формы ячеек, образованных трещинами отдельности, однако характер изменения пород при выветривании сохраняется и также может быть выявлен. Использование при сравнительном структурно-текстурном анализе крупных текстурных признаков пород как формы отдельности способствует распознаванию ПКВ среди метаморфизованных докембрийских образований.

Минералого-петрографический и стадияльно-парагенетический анализы применяются для определения равновесных аутигенных минеральных ассоциаций, возникающих при различных процессах: выветривании, эпигенезе, метатенезе, региональном метаморфизме, метасоматозе, а также для установления последовательности минеральных стадийных преобразований при выветривании и метаморфизме и выявления кристаллоструктурной унаследованности в минералах.

Так, в позднепротерозойских породах коры выветривания гранитоидов и габброидов юго-западной части УКЩ, несущей следы начального метаморфизма, выделены аутигенные минеральные ассоциации, характерные для процесса выветривания (каолинит—монтмориллонит—смешанно-слоистые—гидрослюда; гетит—каолинит—смешанно-слоистые—гидрослюда; гетит—каолинит, каолинит—гидрослюда) и матагенеза (гидрослюда 1М, почти не содержащая разбухающих монтмориллонитовых слоев—серицит 1М—диккит—гематит). В позднеархейских—раннепротерозойских ПКВ гранитоидов и метаботитов центральной части УКЩ выявлены аутигенные минеральные ассоциации, свойственные процессам: гипергенеза (реконструированная: хлорит—монтмориллонит—кварц I—кальцит I; гидрослюда—кварц I); регионального метаморфизма фации зеленых сланцев (серицит 1М, 2М<sub>1</sub>—мелкоагрегатный кварц II—биотит II—альбит; кварц II—мусковит 2М<sub>1</sub>); кальциево-углекислого и кремнистого метасоматоза с сопутствующими сульфидами (кальцит II—(сидерит)—пирит; кварц III—пирит) и т.д. для каждого конкретного взятого района развития МПКВ [1, 2].

Выявление полиморфных модификаций гидрослюда, серицита, мусковита позволяет проследить ряд кристаллоструктурных унаследованных преобразований от различной степени упорядоченности структуры гидрослюд, содержащих разбухающие слои полиморфной модификации 1Md, к неразбухающим слюдам 1М (иллиту), слабо гидратированному или негидратированному серициту II и далее к серициту I полиморфной модификации 1М, 2М<sub>1</sub> и мусковиту 2М<sub>1</sub>, обладающему высокой степенью упорядоченности структуры. Присутствие серицитов определенной полиморфной модификации в различных частях профиля МПКВ (в случае регионального метаморфизма зеленосланцевой фации) свидетельствует об унаследованности исходных структур смешанно-слоистых минералов, монтмориллонита и гидрослюд, образовавшихся при выветривании различных минералов, а также структур остаточных, неполностью выветрелых слюд.

Выделение аутигенных равновесных минеральных ассоциаций и выяснение кристаллоструктурных унаследованных особенностей минералов подчеркивает стадийный характер преобразования вещества в процессе как гипергенеза, так и метаморфизма, позволяет расшифровывать наложенные на ПКВ процессы и восстанавливать их первичный состав.

Применение геохимического анализа обязательно при изучении МПКВ, но встречает большие трудности, поскольку данные о характере, направленности и интенсивности наложенных метасоматических и других процессов как в целом, так и для разных частей профилей разновозрастных ПКВ при существующем уровне исследований практически отсутствуют. Тем не менее различные методы пересчетов химических анализов довольно широко используются, хотя часто приводят к ошибочным построениям и выводам о геохимическом типе выветривания. В настоящее время геохимическое изучение МПКВ требует дифференцированного подхода к каждому конкретному району их развития с учетом характера наложенных изо- и аллохимических процессов, доказательства равновесности парагенезисов минералов в МПКВ и соответственно применения либо прямого расчета химических анализов по выбранной наиболее информативной из известных петрохимических методик (расчет коэффициентов выветривания, диаграммы А.А. Предовского, А.Н. Неелова и др.), либо сначала расчета количественно-минерального состава МПКВ (нормативный метод) с петрографическим контролем и последующей корреляцией данных химических анализов. Введение в химические анализы при петрохимических пересчетах метасоматически-измененных МПКВ гранитов и метаботитов центральной части УКЩ, поправок на содержание кремнезема, СаО, FeO, СО<sub>2</sub> и серы показали существенное смещение фигуративных точек МПКВ из области песчаных пород в глинистую (монтмориллонит-гидрослюдистую), что, в свою очередь, позволило по-иному оценить интенсивность и характер выветривания (рис. 2).

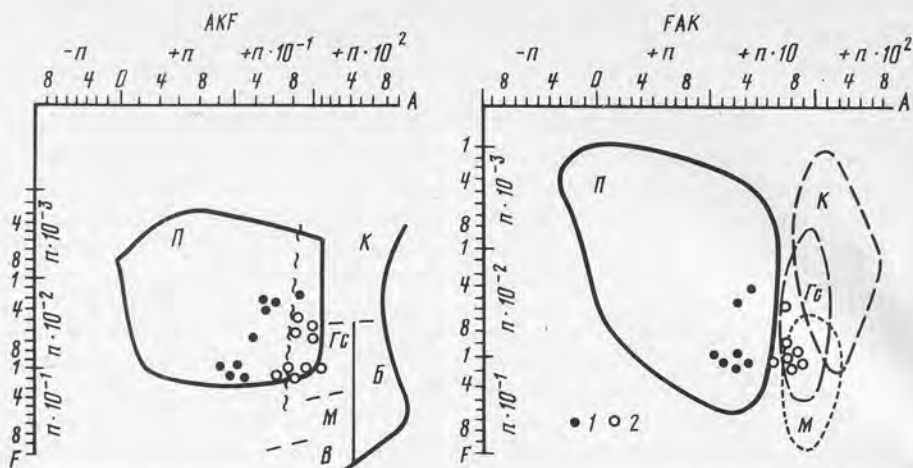


Рис. 2. Положение фигуративных точек метаморфизованных пород коры выветривания гранитов на диаграммах *AKF* и *FAK*

1 — без введения поправок; 2 — с поправками на содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}_2$ ,  $\text{S}$ ; П — кварциты, песчаники, граувакки, полимикты; глины: Гс — гидрослюдистые, М — монтмориллонитовые, В — вермикулитовые, К — каолиновые, Б — бокситовые

Для геохимической характеристики процесса выветривания от позднего архея к позднему протерозою (в количественном аспекте) достоверные результаты дают расчеты абсолютных коэффициентов выветривания (отношение определенных компонентов в ПКВ к подобному отношению в исходной породе), введенных И.И. Гинзбургом в 1946 г., а затем дополненных им в 1963 г., а К.К. Никитиным и А.А. Глазковским в 1970 г., в частности коэффициент разложения  $K_p$  (сумма  $R_2O_3/[RO + RO_2]$ ), окисления  $K_o$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ), аллитизации  $K_a$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ). В докембрийском гипергенезе от позднего архея к позднему протерозою при выветривании кислых и основных пород  $K_p$  менялся соответственно от 1,2 до 2,6 и от 1,5 до 4 (увеличивался в 2—2,5 раза),  $K_o$  — от 0,8 до 7,0 и от 0,8 до 15,0 (увеличивался в 8—18 раз),  $K_a$  — от 1,2 до 1,7 в обоих случаях (увеличивался в 1,4 раза) (рис. 3), т.е. хотя интенсивность химического выветривания была относительно невысокой, процесс выветривания изменялся количественно и качественно. В позднем архее — раннем протерозое преобладал щелочной сиаллитный (хлоритовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый) геохимический тип выветривания, в позднем протерозое — переходный от щелочного сиаллитного к кислому сиаллитному (каолиновому), получившему широкое развитие в фанерозое.

Кроме того, расчет других коэффициентов, в частности коэффициента концентрации оксида калия  $K_k$  (отношение содержания его в ПКВ к таковому в исходной породе), количество которого довольно высоко в МПКВ, может служить определенным критерием при оценке геохимических условий гипергенеза в докембрии.  $K_k$  оксида калия в нижних и средних частях профилей ПКВ различного возраста постепенно снижается от 2,5 в позднеархейских — раннепротерозойских до 0,72 в кайнозойских, что подтверждает сделанные выше выводы о геохимическом типе выветривания в  $AR-PR_1$  и свидетельствует о том, что роль оксида калия в составе терригенного материала, поступавшего в бассейны седиментации, падала от архея к кайнозою, особенно ощутимо после позднего протерозоя, и соответственно возрастала его биогенная роль, ионная миграция и химическая фиксация при солеобразовании.

Литологический анализ включает изучение генетически связанных с ПКВ их переотложенных продуктов. Как известно, природа глинистых минералов в оса-

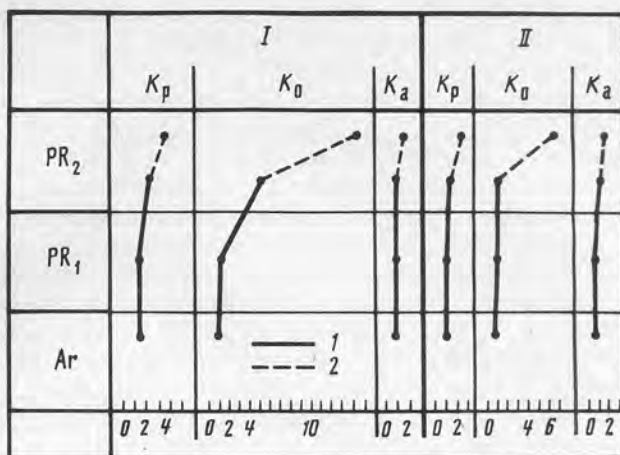


Рис. 3. График изменения коэффициентов выветривания ( $K_p$  — разложения,  $K_o$  — окисления,  $K_a$  — аллитизации) в докембрийских корах выветривания основных (I) и кислых (II) пород нижней (1) и верхней (2) зон

дочных породах контролируется двумя основными факторами: 1) сопоставлением минерального состава сносимого с континента аллотигенного материала с составом пород питающих провинций; 2) характером осадконакопления, в результате чего может изменяться поступивший аллотигенный материал. Анализ системы: исходный состав пород континента (степень выветривания)—состав осадочных пород—выявление изменений первичного осадка (диагенез, эпигенез, матагенез). очевидно, справедлив не только для изучения фанерозойских неметаморфизованных осадочных терригенных пород, но и для реконструкции докембрийских парапор и соответственно метаморфизованных продуктов выветривания.

Проведенные исследования позднеархейских—раннепротерозойских МПКВ метавулканитов архея и парапор од кейвской серии раннего протерозоя Кольского полуострова показали несоответствие состава и строения ПКВ составу и строению залегающих выше парапор. Анализ упомянутой системы позволил выявить контрастность положения высокоглиноземистых (кианитовых) конкреционных пород среди подстилающих и перекрывающих их слюдястых сланцев и тесную связь с углеродистым веществом [3], что, в свою очередь, позволило реконструировать условия их образования и рассматривать как результат диагенетических преобразований в бассейнах седиментации поступающего с континента глинистого (не каолинитового, как считалось ранее, а хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого), а также слабо выветрелого полевошпатового и слюдястого материала при участии органического вещества. В отсутствие последнего (Кольский полуостров, районы Луостари, Кумпула, Рижгубы и др.) состав осадочных пород (метаконгломераты, метапесчаники, сланцы) наиболее полно соответствовал составу поступающего с континента аллотигенного материала. Выявление в сильно метаморфизованных докембрийских комплексах признаков диагенеза дает возможность не только реконструировать условия осадконакопления, но и коррелировать минеральный состав ПКВ, развитых на прилегающих участках суши.

В связи с тем, что объектом исследования являются МПКВ и реконструкция их без объективных данных затруднена, для понимания стадийных преобразований минерального состава при метаморфизме ПКВ необходимо проведение экспериментального анализа, который предусматривает моделирование метаморфизма полиминеральных (многокомпонентных) естественных систем ПКВ и последующее сопоставление результатов эксперимента с природными объектами. Такая работа была проведена в лаборатории экспериментальных исследований метамор-



Преобразование слоистых силикатов и других минералов при экспериментальном моделировании метаморфизма пород коры выветривания гранитов и амфиболитов

Исходный материал	Минеральный состав экспериментально метаморфизованных пород коры выветривания		
	зеленсланцевая фация ( $T = 400-500^{\circ}\text{C}$ )	амфиболитовая фация ( $T = 500-600^{\circ}\text{C}$ )	
<b>Граниты</b>			
Каолинит	Пирофиллит Силлиманит (сл.)	} + $\alpha$ -кристобалит, кварц II	Силлиманит + $\alpha$ -кристобалит, кварц II
Кварц I			Кварц I
Монтмориллонит Гидрослюда	Мусковит + олигоклаз, $\alpha$ -кристобалит		Мусковит + олигоклаз, $\alpha$ -кристобалит
Каолинит (сл.)	Пирофиллит (сл.)		
Кварц I	Кварц I		Кварц I
Микроклин	Микроклин		Микроклин
<b>Амфиболиты</b>			
Каолинит	Пирофиллит Гематит-магнетит	} + $\alpha$ -кристобалит, хлорит, кварц II	Силлиманит
Гетит			Магнетит
Кварц I	Кварц I		} + $\alpha$ -кристобалит, кварц II
Монтмориллонит	Fe-хлорит	} + $\alpha$ -кристобалит, магнетит, кварц II	Fe-кордиерит
Хлорит	Биотит		Fe-хлорит (сл.)
Гидрослюда	Серицит	} + магнетит, кварц II	Биотит
Кварц I	Кварц I		Серицит
			Кварц I

физма ИЛСАН СССР В.К. Булатовым. В качестве исходного материала брались образцы из средних частей профилей фанерозойских неметаморфизованных ПКВ амфиболитов (кварц-гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовая остаточная порода) и гранитов (микроклин-кварц-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая остаточная порода), а также из верхних частей этих профилей соответственно: кварц-гетит-каолинитовая и кварц-каолинитовая остаточные породы. Была прослежена направленность преобразования слоистых силикатов в условиях зеленсланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма области низких давлений ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$  кбар,  $T = 400, 500, 550, 600^{\circ}\text{C}$ , без добавления и с избытком воды, в течении 30 дней в каждом температурном интервале).

Полученные экспериментальные данные, приведенные в таблице, показывают, что: 1) метаморфизованные аналоги естественных ПКВ, содержащих каолинит даже в небольших количествах, имеют в своем составе пирофиллит либо силлиманит; 2) гидрослюда превращается в серицит и мусковит; 3) монтмориллониты в зависимости от состава преобразуются в мусковит или Fe-хлорит, который с повышением температуры сменяется Fe-кордиеритом; 4) остаточные минералы исходных пород — кварц и микроклин — сохраняются при данных термодинамических параметрах эксперимента; 5) за счет многокомпонентных систем ПКВ из нижних частей профилей, помимо метаморфизованных аналогов глинистых минералов, появляются новообразованные плаггиоклазы. Метаморфизм глинистых минералов сопровождался выделением избыточного кремнезема в составе  $\alpha$ -кристобалита и кварца, что может объяснить наличие многочисленных кварцевых жил в профилях МПКВ и их переотложенных продуктах.

Повышение давления до 2—3 кбар в тех же температурных интервалах, по литературным данным, не приводит к существенным качественным преобразованиям возникших минералов. На их равновесные ассоциации большое влияние оказывают температура, насыщенность пород водой и исходный состав, т.е. химизм среды.

В целом экспериментально метаморфизованные породы коры выветривания гранитов отвечают кварц-пиррофиллитовым (силлиманитовым) и кварц-полевошпат-мусковитовым породам, а амфиболитов — кварц-гематит(магнетит)-пиррофиллитовым (силлиманитовым) и кварц-полевошпат-магнетит-хлорит(кордиерит)-слюдистым (биотитовым, серицитовым) породам. Проведенные экспериментальные исследования подтверждают вывод о преобладании хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых остаточных пород коры выветривания и отсутствии каолинита в профилях ПКВ позднего архея—раннего протерозоя, так как ни в самих МПКВ, ни в их переотложенных продуктах, лишенных органического вещества, метаморфизованные аналоги каолинита не найдены.

Таким образом, применение комплекса анализов в изучении МПКВ докембрия позволяет решать вопросы не только реконструкции их вещественного состава, но и рудоносности. В изученных породах коры выветривания позднего архея—раннего протерозоя остаточная концентрация оксидов и гидроксидов металлов (алюминия, железа и др.) не осуществлялась.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита // *Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ.* М.: Наука, 1985. С. 84—103.
2. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования // Там же. С. 132—149.
3. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. К проблеме кор выветривания и диагенетических преобразований в архее—раннем протерозое // *Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока.* Владивосток, 1985. С. 45—51.

УДК 550.84:551.311.231

С.А. Князев

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ЭВМ ПРОЦЕССА ВЫВЕТРИВАНИЯ МИКРОКЛИНА В ОТКРЫТОЙ ПО ОТНОШЕНИЮ К АТМОСФЕРЕ СИСТЕМЕ

При физико-химическом моделировании на ЭВМ природных явлений, прежде всего процессов метасоматоза, используются законы равновесной термодинамики [9]. Правомерность такого подхода аргументируется принципом частичного равновесия, который реализуется в многофазных долгоэволюционирующих системах.

Вероятнее всего, инфильтрационно-метасоматический характер имеют и процессы выветривания [9,14]. При подобном гипергенном метасоматозе осуществляется так называемый инконгруэнтный гидролиз. Основной характеристической чертой этого процесса следует считать возникновение в результате взаимодействия раствора с исходными минералами новообразованных твердых фаз, более устойчивых в конкретной геохимической обстановке, чем исходные минеральные фазы. Это положение доказывается рядом экспериментальных исследований по выявлению кинетических закономерностей растворения полевых шпатов [17—19].

Не вызывает сомнения, что инконгруэнтный гидролиз — процесс необратимый и, следовательно, неравновесный. Однако предполагая формирование промежуточных фаз при инконгруэнтном растворении исходных минеральных парагенезисов, можно прийти к принципу частичного равновесия [16]. Если в целом неравновесная система (раствор—горная порода) находится в равновесии в отношении хотя бы одного из процессов, последовательно сменяющих друг друга до тех пор, пока исходная система не придет в состояние покоя (например,

в отношении одной из реакций промежуточного минералообразования при формировании элювиального профиля), то подобное явление в системе можно определить как состояние частичного равновесия.

Принцип частичного равновесия позволяет утверждать, что в любой фиксированный во времени и пространстве этап неравновесного в целом процесса, каковым является выветривание, для определенного состава геохимической системы выполняется условие частичного равновесия. Следовательно, описание состояния системы может быть получено путем использования законов равновесной термодинамики.

Природные наблюдения, эксперименты, а также результаты моделирования необратимых природных процессов [4,5,7,19 и др.] позволяют сделать вывод о корреляции последовательности минералообразования при гидротермальном метасоматозе с соотношением скоростей растворения исходных минералов. Поэтому, описывая методами равновесной термодинамики выветривание, исследователь сталкивается с проблемой фиксации скорости растворения исходных минералов — временной координаты процесса, не рассматриваемой термодинамикой. Наиболее существенная трудность, связанная с использованием таких данных при физико-химическом моделировании выветривания на ЭВМ, заключается в ограниченной эмпирической информации по абсолютным скоростям растворения минералов. Однако эта трудность исчезает при использовании в моделировании относительных скоростей растворения минералов, выраженных через отношения величин пространственно-временной условной характеристики процесса — степени полноты протекания реакции [7].

При моделировании выветривания степень протекания реакции характеризует степень изменения массы вещества (минеральной фазы либо совокупности фаз), взятого в фиксированный момент времени, при взаимодействии этого количества вещества с раствором. Если обозначить  $\nu_\alpha$  степень протекания реакции растворения фазы  $\alpha$  в  $\alpha$ -реакцию во времени ( $\alpha$  — временной показатель реакции, указывающий на то, что на пути к конечному равновесному состоянию в системе раствор—горная порода раствор в данный момент взаимодействует с фазой  $\alpha$  из конечного множества первоначально заданных минеральных фаз исходной породы), то для определения конкретного значения относительной скорости растворения фазы  $\alpha$  можно воспользоваться отношением степени протекания  $\alpha$ -й реакции к первой:  $\psi_\alpha = \nu_\alpha / \nu_1$  [3].

Теоретически обоснованные выше величины степени протекания реакции и относительной скорости растворения минеральных фаз занимают важное место в построении алгоритма для численной реализации посредством применения ЭВМ моделей эволюции открытых и закрытых систем, в том числе и системы выветривания. При этом задача моделирования необратимых процессов минералообразования ставится как задача численной минимизации функции свободной энергии (изобарно-изотермического потенциала) мультисистемы<sup>1</sup> методами математического программирования.

Автор поставил своей целью показать, как "работают" приведенные выше теоретические положения метода при построении модели процесса, приводящего к возникновению низкотемпературной метасоматической зональности в коре выветривания. Решение этой задачи осуществлялось путем реализации модели выветривания калиевого полевого шпата в системе, открытой к атмосфере. Начальные условия моделирования были следующие: в качестве исходного минерального вещества взят 1 моль микроклина, с которым взаимодействовала вода в количестве 1 кг в присутствии 100 кг воздуха в виде смеси кислорода,

<sup>1</sup>Под термодинамической мультисистемой понимается конечная совокупность фаз и составляющих их компонентов, которые априори могут находиться в равновесии друг с другом в данной, ограниченной сверху и снизу, области изменения температуры, давления и общего химического состава системы [3].

углекислого газа и азота. Предполагалось, что выветривание осуществляется в обстановке, соответствующей условиям влажной тропической зоны, при  $t = 25^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{общ}} = 1$  атм.

Мультисистема, моделирующая выветривание калиевого полевого шпата, состояла из семи фаз (раствор, газовая фаза и пять твердых фаз), восьми независимых ( $K, Al, Si, C, N, H, O, \bar{e}^2$ ) и 35 зависимых компонентов. При функционировании модели, кроме исходной минеральной фазы — микроклина  $KAlSi_3O_8$ , предполагалось возникновение кремнезема  $SiO_2$ , калиевого бейделлита  $K_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ , каолинита  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$  и гиббсита  $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ . Термодинамические константы для зависимых компонентов системы (относительный изобарно-изотермический потенциал  $\Delta G_{T,298,15}^0$ ) взяты из справочников [11,15], а также из работ И.К. Карпова с соавторами [6,7].

В таблице приводится входная информация для модели, отображающей выветривание калиевого полевого шпата. Подробно ознакомиться с основными элементами этой таблицы, а также с последовательностью формирования исходных параметров модели для ее расчета на ЭВМ позволяет работа [6]. Здесь упомянем лишь те разделы таблицы, которые, на наш взгляд, требуют дополнительных пояснений.

Массив параметров  $D$  применительно к раствору представляет собой массив эффективных ионных радиусов в уравнении Дебая—Хюккеля и вводится для вычисления коэффициентов активности компонентов раствора.

Важное значение при решении задач эволюции природных систем на основе принципа частичного равновесия имеет массив процессов  $C$ , состоящий из трех векторов. При помощи этого массива можно задавать различные вариации химического состава термодинамической мультисистемы.

Результаты моделирования формирования зональной коры выветривания на калиевом полевым шпате представлены в виде двух диаграмм: изменения суммарных концентраций элементов в водном растворе (рис. 1), количества и последовательности образования гипергенных минералов при взаимодействии дождевой воды с микроклином (рис. 2). При этом по оси абсцисс откладывались значения обратного логарифма степени протекания процесса ( $\lg \nu$ ), по оси ординат — значения логарифма молярности компонентов системы.

Изменение суммарных концентраций элементов в растворе достаточно четко отражает инконгруэнтный характер гидролитического взаимодействия атмосферной воды с калиевым полевым шпатом. Сопоставляя диаграммы на рис. 1 и 2, легко заметить, что именно на границах новообразованных минеральных зон концентрации элементов в растворе претерпевают заметные изменения. В частности, на границе гиббситовой и гиббсит-каолинитовой зон ( $\nu = 10^{-5,4}$ ) отмечается уменьшение концентрации алюминия и некоторое выполаживание кривой роста концентрации кремния, связанные с началом формирования из раствора каолинита. Еще более резкое падение концентрации алюминия имеет место при  $\nu = 10^{-5,3}$ , когда гиббсит-каолинитовая зона сменяется зоной каолинита. Кремний достигает предельной концентрации в растворе при  $\nu = 10^{-4}$ , и в дальнейшем его содержание в водной фазе системы остается постоянным. Именно при  $\nu = 10^{-4}$  начинает формироваться каолинит-кремнеземная зона. Суммарные концентрации алюминия и калия в растворе выходят на порог предельных значений  $\nu = 10^{-3}$  и далее остаются неизменными. Это позволяет предположить, что при данной величине  $\nu$  достигается состояние равновесия между раствором и минеральной фазой, подвергающейся выветриванию; выветривание микроклина при тех условиях, которые заданы выходными параметрами модели, прекращается.

Таким образом, реализация принципа частичного равновесия при моделировании выветривания калиевого полевого шпата позволяет выделить сово-

<sup>2</sup> Величина  $\bar{e}$  характеризует баланс мультисистемы по электронейтральности.

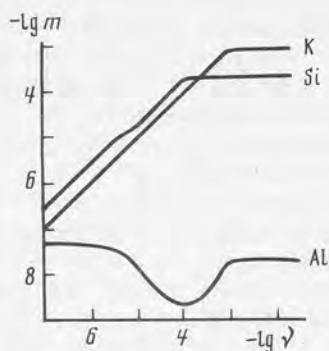


Рис. 1. Изменение суммарных концентраций элементов в водном растворе в процессе выветривания микроклина в системе, открытой по отношению к атмосфере, в стандартных условиях ( $T=25^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=1$  атм)

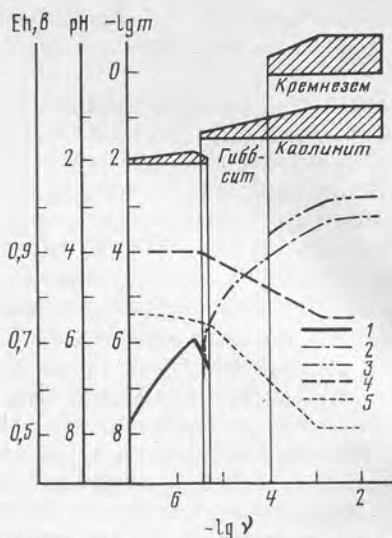


Рис. 2. Последовательность формирования и количества вторичных минералов при выветривании микроклина в системе, открытой по отношению к атмосфере, в стандартных условиях ( $T=25^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=1$  атм)

1 — гиббсит; 2 — каолинит; 3 — кремнезем; 4 — pH; 5 — Eh

купность новообразованных минеральных зон, являющихся продуктами промежуточных реакций гипергенного минералообразования. Соотнося каждый из этих горизонтов элювиального профиля с интервалом пространственно-временной координаты, отметим следующие минеральные зоны: гиббситовую ( $\nu$  до  $10^{-5,4}$ ), гиббсит-каолинитовую ( $\nu=10^{-5,4}-10^{-5,3}$ ), каолинитовую ( $\nu=10^{-5,3}-10^{-4}$ ), каолинит-кремнеземную ( $\nu>10^{-4}$ ). Сопоставляя число минералов ( $M$ ) и число новообразованных минеральных зон ( $Z$ ), мы имеем возможность подтвердить вывод Д.С. Коржинского о том, что максимальное общее число зон инфильтрационной метасоматической колонки на единицу превышает число минералов в ней:  $Z = M+1$  (при постоянной температуре протекания процесса и неизменном объеме замещаемой твердой фазы) [9].

Изменения таких важнейших характеристик водного раствора, как потенциалы Eh и pH (см. рис. 2), отражают прежде всего исходные условия моделирования, т.е. выветривание в открытой к атмосфере системе. Соответственно в анализируемом интервале степени протекания процесса ( $\nu = 10^{-7}-1$ ) окислительно-восстановительный потенциал варьирует от 0,9 до 0,76 В, а показатель кислотности—щелочности раствора изменяется от 5,4 до 7,8. Иными словами, система выветривания характеризуется окислительной обстановкой и слабокислой-нейтрально-слабощелочным типом водного раствора. Подобного рода выводы достаточно четко соответствуют экспериментальным данным по величинам потенциалов Eh и pH природных систем, открытых для воздуха (при  $t=25^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{общ}}=1$  атм) [1].

После построения зонального профиля выветривания на микроклине моделировались процессы взаимодействия новых порций атмосферных вод с зонами вторичных минералов. При этом принималось допущение о том, что в результате значительной пористости самой верхней части разреза коры выветривания — зоны

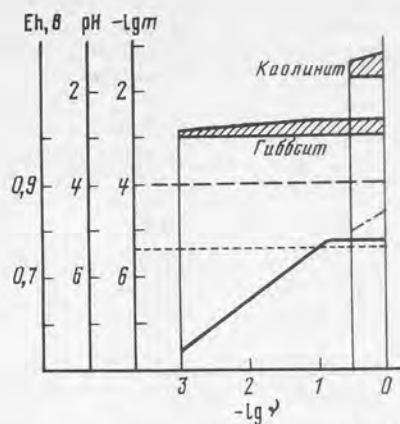
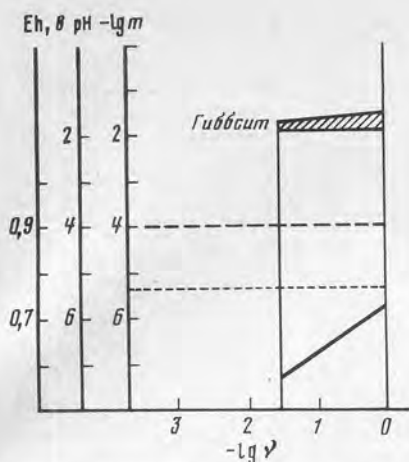


Рис. 3. Последовательность формирования и количества новообразованных минеральных фаз при воздействии дождевой воды на гипбсит-каолинитовую зону профиля коры выветривания микроклина

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

Рис. 4. Последовательность формирования и количества новообразованных минеральных фаз при воздействии дождевой воды на каолинитовую зону профиля коры выветривания микроклина

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

гипбсита — дождевые воды способны транзитом проходить через нее, воздействуя в дальнейшем непосредственно на гипбсит-каолинитовую зону.

Результаты моделирования отображены в диаграмме, построенной в координатах  $-\lg \nu - \lg m$  (рис. 3). Гипбсит-каолининовый интервал элювиального профиля при воздействии на него дождевой воды полностью трансформируется в зону гипбсита. Следовательно, очередная порция воды, проходя транзитом через увеличившуюся по мощности зону гипбсита, будет иметь возможность взаимодействовать уже с зоной каолинита, в результате чего каолининовая область разреза коры выветривания распадается на две зоны — гипбситовую и гипбсит-каолинитовую (рис. 4).

Таким образом, при воздействии дождевых вод на зоны гипергенных минералов проявляется тенденция к разрастанию верхних частей профиля выветривания (гипбситовой зоны) за счет нижележащих зон. Очевидно, что при нарастающем количестве последовательных циклов дренажа гипбсит будет занимать все больший объем относительно остальных гипергенных минералов, образующихся при выветривании калиевого полевого шпата. Так как стремление к мономинеральности является одним из основных направлений в развитии метасоматических колонок, мы имеем возможность еще раз подтвердить положение о конвергентности процессов выветривания и метасоматоза.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Качественный состав новообразованных минеральных фаз, характер изменения суммарных концентраций элементов в водном растворе, выявленные в результате физико-химического моделирования на ЭВМ процесса выветривания микроклина в открытой к атмосфере системе, обосновывают тезис о том, что гипергенный метасоматоз представляет собой инконгруэнтный гидролиз исходного минерального вещества.

2. Законы равновесной термодинамики, применяемые на основе принципа частичного равновесия, при вводе дополнительно пространственно-временной характеристики процесса — степени полноты протекания реакции — позволяют получить модель природного явления (выветривания), основные параметры

Входная информация для реализации на ЭВМ в программном комплексе „Селектор” модели выветривания микроклина в открытой по отношению к атмосфере системе ( $P_{\text{общ}} = \text{атм}$ ,  $t = 25^\circ\text{C}$ )

Соединение	№ п/п	Зависимые компоненты мультисистемы	Фазы		Независимые компоненты мультисистемы (матрица A)			
			№	название	K	Al	Si	C
Al	1	$\text{Al}^{3+}$				1		
	2	$\text{Al}(\text{OH})^{2+}$	1			1		
	3	$\text{Al}(\text{OH})_2^+$				1		
	4	$\text{Al}(\text{OH})_3^0$				1		
	5	$\text{Al}(\text{OH})_4^-$				1		
C	6	$\text{H}_2\text{CO}_3^0$						1
	7	$\text{HCO}_3^-$						1
	8	$\text{CO}_3^{2-}$						1
N	9	$\text{HNO}_3^0$						
	10	$\text{NO}_3^-$						
	11	$\text{NH}_4^+$						
Si	12	$\text{H}_3\text{SiO}_3^+$						1
	13	$\text{H}_4\text{SiO}_4^0$						1
	14	$\text{H}_3\text{SiO}_4^-$						1
	15	$\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$		Раствор				1
K	16	$\text{K}^+$			1			
	17	$\text{N}_2^0$						
Газы (p-p)	18	$\text{CH}_4^0$						1
	19	$\text{CO}_2^0$						1
	20	$\text{H}_2^0$						
	21	$\text{O}_2^0$						
$\text{H}_2\text{O}$	22	$\text{OH}^-$						
	23	$\text{H}^+$						
	24	$\text{H}_2\text{O}$						
Газы	25	$\text{H}_2$						
	26	$\text{O}_2$	2					
	27	CO						1
	28	$\text{CO}_2$						1
	29	$\text{N}_2$						
	30	$\text{CH}_4$		Газы				1
Гиббсит	31	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	3			2		
Каолинит	32	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	4			2	2	
К-бейделлит	33	$\text{K}_{0,33}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	5		0,33	2,33	3,67	
Кремнезем (аморф.)	34	$\text{SiO}_2$	6				1	
Микроклин	35	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	7		1	1	3	

Примечание. В характеризуемой модели выбор начальных приближений осуществляется автоматически, специальной подпрограммой п/к „Селектор”.

Независимые компоненты мультисистемы (матрица А)				Массив параметров $D, a^0$	Массив процессов (массив $U$ )			Массив начальных приближений $Y_1$	Массив $Z, \Delta G_{i,t}^0 = g_i$ (при $t=25^\circ\text{C}$ ) 298,15 К, кал/моль
N	H	O	$\bar{e}$		$U_1$	$U_2$	$U_3$		
			3	9				-117188	
	1	1	2	5				-166900	
	2	2	1	4				-215953	
	3	3	0	0				-265120	
	4	4	-1	4				-313540	
	2	3	0	0				-148969	
	1	3	-1	4				-140295	
		3	-2	4,5				-125220	
1	1	3	0	0				-9050	
1		3	-1	3				-11000	
1	4		1	2,5				-18992	
	3	3	1	4,5				-258315	
	4	4	0	0				-313040	
	3	4	-1	4				-299740	
	2	4	-2	5				-282553	
			1	3				-67466	
2			0	0				4449	
	4		0	0				-4621	
		2	0	0				-28660	
	2		0	0				4249	
		2	0	0				3909	
	1	1	-1	3,5				-37595	
	1		1	9				0	
	2	1	0	0	55,51	0	-1	-56690	
	2		0	0	0	0	0	0	
		2	0	0	731,45	0	-1	0	
		1	0	0	0	0	0	-32781	
		2	0	0	3,14931	0	-1	-94257	
2			0	0	2732,5	0	-1	0	
	4		0	0	0	0	0	-12127	
	6	6	0	0	0	0	0	-552098	
	4	9	0	0	0	0	0	-908293	
	2	12	0	0	0	0	0	-1285672	
		2	0	0	0	0	0	-203298	
		8	0	0	1	0	1	-896194	



которого (фазовый состав зон метасоматической колонки, Eh и pH раствора, изменения концентраций элементов в растворе) совпадают с таковыми, выявленными как в результате наблюдений выветривания в природных условиях, так и в ходе экспериментальных исследований этого процесса [8,10,12,13 и др.].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррелс Р.М. Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
2. Казьмин Л.А., Карпов И.К. Программный комплекс "Селектор": Инструкция и краткое руководство. Иркутск, 1978. 26 с.
3. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
4. Карпов И.К., Казьмин Л.А., Расчет сложных химических равновесий в поликомпонентных гетерогенных системах в геохимии // Геохимия. 1972. №4. С. 402—415.
5. Карпов И.К., Кашик С.А., Казьмин Л.А. Расчет на ЭВМ метода оптимального программирования типичной модели инфильтрационного метасоматоза — образования зональной коры выветривания на гранитах // Докл. АН СССР., 1974. Т.214, №4. С. 913—916.
6. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1971. 385 с.
7. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.
8. Келлер У.Д. Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иност. лит., 1963. С. 85—195.
9. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
10. Куковский Е.Г. Превращения слоистых силикатов. Киев: Наука. думка, 1973. 103 с.
11. Наумов Г.Б., Рыженко В.Н. Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
12. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллохимических пород. М: Мир, 1971. 252 с.
13. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
14. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
15. Термические константы веществ. М.: Наука, 1965. Вып. 1; 1968. Вып. 3; 1970. Вып. 4; 1971. Вып. 5; 1981. Вып. 10.
16. Barton P.V. Bethke P.M., Toulmin P. Equilibrium in ore deposits // Miner. Sos. Amer. Spes. Pap. 1963. Vol. I. P. 171 — 185.
17. Busenberg E., Clemency C.V. Dissolution kinetics of feldspar at 25° C and 1 atm P<sub>CO<sub>2</sub></sub> // Proc. Inter. Symp. on Water — Rock Interaction. Praha, 1974. P. 35—36.
18. Deju R.A. A model of chemical weathering of silicate minerals // Bull. Amer. Geol. Soc. 1971. Vol. 82, N 4. P. 1055—1062.
19. Helgeson H.C. Kinetics of mass transfer silicates and aqueous solutions // Geochim. et cosmochim. acta. 1971. Vol. 35, N 5. P. 421—470.

УДК 549.521.41:551.311.231:552.331.6 (729.1)

В.И. Финько

### СВОБОДНЫЙ ГЛИНОЗЕМ В НИКЕЛЕНОСНЫХ ЛАТЕРИТНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ КУБЫ

В процессе детального изучения минерального состава и условий образования никеленосных латеритов Кубы были получены новые данные о миграции алюминия и железа при формировании профиля коры выветривания ультраосновных пород. При выветривании серпентинитов железо и алюминий интенсивно мигрируют, причем алюминий обладает несколько меньшей подвижностью по сравнению с железом [5]. В результате интенсивного перераспределения железа и алюминия в корах выветривания даже бедных глиноземом ультраосновных пород возникают элювиальные образования, концентрация свободного глинозема в которых настолько велика, что они могут рассматриваться в качестве железистых

бокситов. Масштабы развития таких пород, обогащенных минералами свободного глинозема, в никеленосных корах выветривания Кубы весьма значительны и могут представлять практический интерес.

Проявления никеленосных латеритов известны почти на всей территории Кубы, но наиболее крупные их площади находятся в северной части провинции Ольгин, где они приурочены к крупнейшему на Кубе и, возможно, в мире массиву ультраосновных пород Маяри-Баракоа (2200 км<sup>2</sup>). Покровы латеритов занимают 357 км<sup>2</sup>, т.е. 16% его площади. В пределах этого массива, на северном, обращенном к Атлантическому океану склоне, сосредоточены почти все промышленные месторождения никеленосных латеритов Кубы. В современном рельефе месторождения занимают различное гипсометрическое положение — от уровня моря (часть месторождений прослеживается и под уровнем моря) до водораздельной части массива (~1000 м). Площади, покрытые латеритами, маркируют остатки некогда единой поверхности выравнивания, деформированной в результате интенсивных плиоцен-четвертичных блоковых тектонических движений [2].

Возраст пород ультраосновного комплекса Кубы датируется ранним мелом, а время формирования мощной продуктивной никеленосной коры выветривания относится к верхнему мелу—олигоцену [6].

Месторождения никеленосных латеритов, расположенные на северном склоне массива Маяри-Баракоа, объединяются в три группы: Пинарес де Маяри — крайняя западная часть; район Никаро (Соль Либано, Марти, Окухаль, Рамона и др.) — западная часть; район Моа (Моа, Атлантик, Плая ла Вака, Пунта Горда и др.) — восточная часть.

В массиве Маяри-Баракоа выделяются три петрографических комплекса ультраосновных пород: дунит-гарцбургитовый, гарцбургитовый и габбро-троктолитовый [3]. Породы габбро-троктолитового комплекса развиты в прикровлевых горизонтах интрузивного тела преимущественно на востоке массива, гарцбургиты слагают основную часть массива, а дунит-гарцбургитовый комплекс преимущественно локализован в его западной части.

Количество глинозема в породах массива Маяри-Баракоа составляет (в мас.%): в дунитах — 0,43—0,50, в гарцбургитах — 1,28—1,64, в плагиоклазовых дунитах — 3,73, в плагиоклазовых лерцолитах — 5,98, в габбро — 11,86—16,46, в троктолитах — 21,73 (Ю.Л. Семенов и др., 1968 г.). Среднее из 17 анализов содержания глинозема в ультрабазитах этого массива составляет 1,25% [4].

Большая часть латеритов плато Пинарес де Маяри образовалась в результате выветривания апогарцбургитовых хризотиловых серпентинитов с невысокой степенью серпентинизации (50—60%) и частично за счет серпентинизированных пород дунит-перидотитового комплекса (юго-восточная и центральная части плато Пинарес де Маяри). Латериты месторождений группы Никаро возникли за счет апогарцбургитовых хризотиловых серпентинитов. На месторождениях группы Моа преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, но местами широко развиты породы габбро-троктолитового комплекса (месторождения Плая ла Вака и Пунта Горда).

На месторождении Моа роль последних более значительна, чем на месторождениях групп Пинарес де Маяри и Никаро. Вероятно, этим объясняется и более высокое содержание глинозема в латеритах месторождения Моа.

Таким образом, различие в составе исходных для латеритов пород отразилось и на сформировавшихся за их счет латеритах, в первую очередь на различном содержании в них глинозема.

На главных эксплуатируемых месторождениях Кубы (Моа, Пинарес де Маяри и Соль Либано) были изучены разрезы латеритов мощностью от 5—6 до 40 м. По всему разрезу отбирались образцы с ненарушенной структурой, что дало возможность изучить миграцию элементов при формировании коры выветривания.

Таблица 1

Изменение содержаний  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  в разрезе латеритной коры выветривания месторождений Моа

Породы	№ образца	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Порис- тость, %	$Al_2O_3$		$SiO_2$	
				мас. %	кг/м <sup>3</sup>	мас. %	кг/м <sup>3</sup>
Бесструктурные красно-бурые охры	104	1,82	48,92	15,98	290,8	1,02	18,6
	105	2,16	39,41	14,47	312,5	1,17	25,3
	102	2,93	10,06	21,27	623,2	1,41	41,3
	106	1,95	45,79	17,87	348,5	0,84	15,4
Структурные желтые охры	107	1,17	69,49	9,66	113,0	1,42	16,6
	108	1,07	71,31	9,14	97,0	1,37	14,7
	109	1,06	72,19	8,55	90,6	2,17	28,0
	110	1,21	67,80	7,59	91,8	2,27	27,5
	111	1,02	73,07	8,59	87,6	2,70	27,5
	112	0,96	74,35	7,60	73,0	2,79	26,8
	113	0,99	73,50	5,20	51,5	3,72	36,8
"Выщелоченные" серпентиниты	205	1,49	42,16	0,75	11,2	39,50	588,6
Свежие серпентиниты	114	2,51	2,49	0,26	6,5	38,6	955,3

Примечание. Общая мощность вертикального непрерывного разреза 40 м. Мощность зоны бесструктурных охр — 8 м, структурных — 25 м. Обр. 102 взят из горизонта плиты (кирасы).

Разрезы коры выветривания на всех месторождениях практически одинаковы. Различия заключаются лишь в мощностях отдельных горизонтов и общей их мощности, а также в степени развития нонтронитовой зоны, которая может быть четко выражена и иметь мощность до нескольких метров (обычно 1,0 м) или почти отсутствовать, вернее, сокращаться до нескольких сантиметров или даже долей сантиметра.

В верхней части разреза никеленосных кор выветривания непосредственно под почвенным (обогаченным гумусом) слоем залегают бесструктурные рыхлые охры коричнево-красного цвета, с малиновым оттенком во влажном состоянии. В них беспорядочно распределено большое количество мелких (0,5—1,3 см) округлых железистых конкреций. Содержание конкреций и их размер увеличиваются книзу, максимальное их количество (60—70%) отмечается в 2—6 м от поверхности. Иногда эти конкреции сцементированы в так называемую плиту (кирасу — по терминологии французских авторов). Мощность плиты составляет 1—2 м, но может достигать 3—4 м. В нижних частях плиты степень цементации всегда меньше, чем в верхних. Ниже плиты количество конкреций резко сокращается и появляется большое число неправильных ветвящихся прожилков железистых минералов. Здесь можно наблюдать все стадии перехода от конкреций к неправильным железистым инфильтрационным образованиям.

Максимальная мощность горизонта красно-бурых бесструктурных пизолитовых охр отмечена на месторождении Моа, где она достигает 8 м.

Ниже горизонта красно-бурых бесструктурных охр с железистыми конкрециями расположен горизонт желтых охр, полностью сохраняющих структуру исходных серпентинитов. Переход между этими горизонтами постепенный. В верхней части желтых структурных охр наблюдается небольшое количество инфильтрационных железистых прожилков, книзу их количество резко сокращается.

Мощность этого горизонта в отдельных разрезах сильно колеблется: от 40—50 м и более до нескольких метров. Характерными особенностями горизонта являются желтый цвет, полная сохранность структуры материнских пород и слабое развитие видимых инфильтрационных выделений (прожилков, жилок) железистых минералов.

Ниже горизонта структурных охр находится горизонт нонtronитизированных серпентинитов. Они или нацело нонtronитизированы, или представлены "выщелоченными" серпентинитами, в которых при детальном исследовании отмечается нонtronит в смеси с керолитом.

Мощность этого горизонта не превышает 2—3 м, а иногда 1—2 см.

Ниже структурных охр в разрезах латеритных кор выветривания Кубы часто расположены свежие, почти не затронутые выветриванием серпентиниты.

Рассмотрим поведение глинозема и кремнезема при формировании латеритной коры выветривания на ультраосновных породах (серпентинитизированных гарцбургитах) на примере месторождения Моа. Эдесь был изучен непрерывный вертикальный разрез коры выветривания мощностью 40 м (табл. 1).

Химический анализ обр. 114 этих пород из основания разреза коры выветривания, выполненный в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, дал следующие результаты (в мас. %):  $\text{SiO}_2$  — 38,06,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,26,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,58,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 6,41,  $\text{FeO}$  — 1,49,  $\text{MnO}$  — 0,17,  $\text{MgO}$  — 37,81,  $\text{CaO}$  — 0,30,  $\text{NiO}$  — 0,24,  $\text{CoO}$  — 0,055,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,02,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,02,  $\text{CO}_2$  — 0,29,  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 13,73,  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,96, сумма — 100,31. Невысокие концентрации  $\text{NiO}$  и  $\text{CoO}$  свидетельствуют о том, что эти породы почти не затронуты выветриванием. Обращает на себя внимание также низкое содержание глинозема.

При переходе к "выщелоченным" серпентинитам, по данным химических анализов, содержание кремнезема несколько возрастает (с 38,06% в свежих серпентинитах до 39,50% в "выщелоченных"). Количество глинозема увеличивается в 3 раза (с 0,26 до 0,75%). Однако с учетом резкого изменения объемных весов пород коры выветривания и исходной породы концентрация кремнезема резко уменьшается с 955,3 до 588  $\text{кг/м}^3$ , а глинозема — увеличивается с 6,5 до 11,2  $\text{кг/м}^3$  (см. табл. 1). Переход к зоне охр характеризуется еще более резким возрастанием содержания глинозема (в 4,6 раза по сравнению с "выщелоченными" серпентинитами и почти в 8 раз по сравнению с исходными серпентинитами). Одновременно происходит почти полный вынос кремнезема из породы. Таким образом, уже в самой нижней части зоны охр появляется свободный глинозем.

Далее вверх по разрезу зоны структурных охр наблюдается постепенное закономерное плавное возрастание содержания глинозема более чем в 2 раза. Одновременно также закономерно и плавно количество кремнезема уменьшается в 2 раза. В верхней части структурных охр отмечено минимальное во всем разрезе коры выветривания содержание кремнезема (14,7—16,6  $\text{кг/м}^3$ ) (см. табл. 1).

Следует также обратить внимание на то, что максимальную пористость (73—74%) и минимальный объемный вес (0,90—1,00  $\text{г/см}^3$ ) имеют охры самой нижней части этой зоны.

Переход к зоне бесструктурных охр сопровождается резким увеличением содержания глинозема. В нижней части этой зоны содержание глинозема возрастает в 3 раза по сравнению с верхней частью зоны структурных охр и составляет 348,5  $\text{кг/м}^3$ . В горизонте железистой плиты количество глинозема достигает максимальных значений во всем профиле выветривания (623,2  $\text{кг/м}^3$ ), что объясняется инфильтрационным привнесом глинозема из вышележащих бесструктурных охр и приводит к резкому уменьшению пористости.

Выше железистой плиты содержание глинозема в бесструктурных пизолитовых охрах несколько снижается, но остается на уровне 300  $\text{кг/м}^3$ .

Содержание кремнезема в бесструктурных охрах в отличие от глинозема возрастает незначительно. Максимальное его количество (41,3  $\text{кг/м}^3$ ) отмечается в горизонте железистой плиты.

Следует отметить, что в структурных и в особенности в бесструктурных охрах обнаруживается большой избыток глинозема по отношению к кремнезему. Среднее содержание глинозема в зоне структурных охр, по семи анализам, распре-

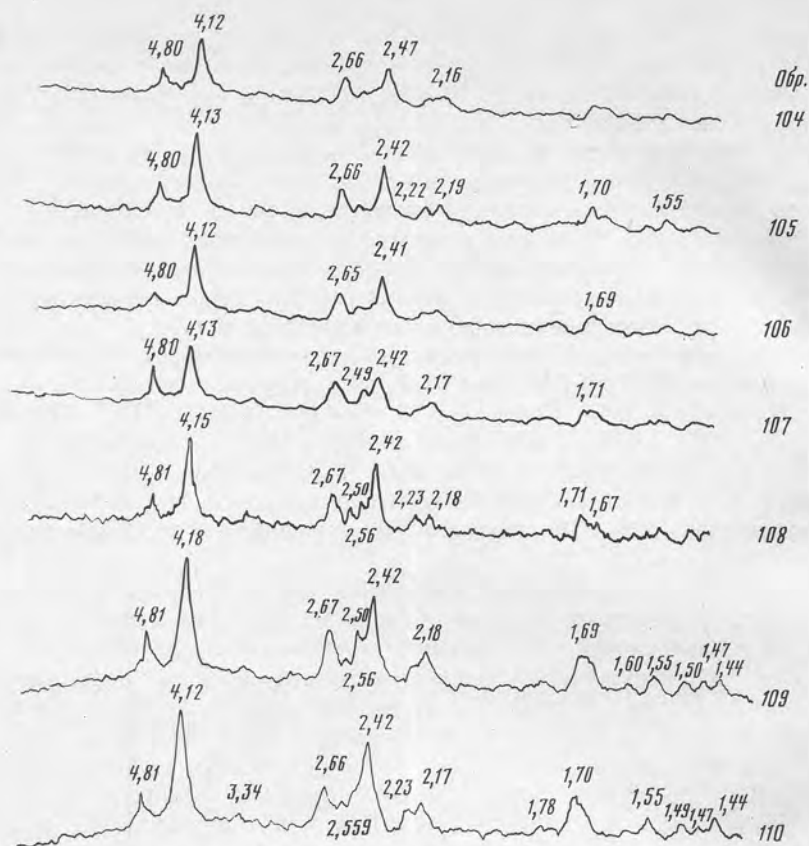


Рис. 1. Рентгеновские дифрактограммы бесструктурных (обр. 104—106) и структурных (обр. 107—110) охр из разреза коры выветривания серпентинитов месторождения Моа

деленным по всей ее мощности (25 м), составляет  $86,4 \text{ кг/м}^3$ , а кремнезема —  $24,7 \text{ кг/м}^3$ . Еще больший избыток глинозема над кремнеземом характерен для бесструктурных охр. Среднее содержание глинозема по всей зоне бесструктурных охр (мощностью 8 м) включая железистую плиту равно  $393,7 \text{ кг/м}^3$ , без учета плиты —  $317,3 \text{ кг/м}^3$ . Среднее содержание кремнезема составляет соответственно 25,1 и  $19,7 \text{ кг/м}^3$ . Столь значительное повышение содержаний глинозема над кремнеземом свидетельствует о постоянном присутствии во всей зоне охр (как структурных, так и бесструктурных) значительных количеств свободного глинозема.

Среднее содержание в структурных охрах глинозема — 8,05%, кремнезема — 2,02%, окиси железа — 69,35%, в бесструктурных охрах соответственно — 17,40, 1,11 и 54,35%.

Кремнезем, присутствующий в охрах, представлен преимущественно минералами свободного кремнезема — кварцем, маршалитом, халцедоном, и только очень небольшая его часть связана с силикатными минералами — хризотилом, галлуазитом, каолинитом.

Рентгеновским методом установлено, что весь свободный глинозем, присутствующий в структурных и бесструктурных охрах месторождения Моа, представлен гиббситом. На рентгеновских дифрактограммах охр (рис. 1) гиббсит четко фиксируется по диагностическим рефлексам 4,80—4,81 А.

Гиббсит был выделен из охр методом отмучивания. Он представлен пластинчатыми, часто хорошо образованными прозрачными псевдогексагональными

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) структурных и бесструктурных охр месторождения Моа и выделенного из них гиббсита

Компоненты	М-1	М-1г	М-2	М-2г	65203г
SiO <sub>2</sub>	1,19	Не обн.	0,74	Не обн.	Не обн.
TiO <sub>2</sub>	0,05	"	Не обн.	"	"
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,60	56,34	23,31	61,71	63,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	Не опр.	0,30	Не опр.	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	73,89	10,54	54,36	3,95	1,81
FeO	0,10	Не опр.	0,20	Не опр.	Не опр.
MnO	Не обн.	"	0,37	"	"
MgO	"	"	Не обн.	"	"
CaO	"	"	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,89	}32,87	2,39	}34,07	}34,79
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,83		18,13		
Сумма	99,40	99,75	99,80	99,73	99,35

Обр. М-1 и М-2 — соответственно структурная и бесструктурная охры; М-1г и М-2г — гиббсит из этих охр; 65203г — гиббсит из железистой плиты в зоне бесструктурных охр.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.А. Арапова.

кристаллами размером до 0,2—0,3 мм. Химический состав этих кристаллов приведен в табл. 2. В анализированных образцах гиббсита присутствует небольшое количество окислов железа, что вызвано примесями тонкоигольчатых кристаллов гетита.

На термограммах (ДТА, ДТГ) этих образцов гиббсита (рис. 2) наблюдается интенсивный эндотермический пик с максимумом при 350°C, характерный для гиббсита. Кроме того, на кривых ДТГ проявляется небольшой эндотермический пик с максимумом при 285—290°C, вызванный примесью небольшого количества гетита, установленной химическим анализом.

На кривых ДТА обр. 107—111 структурных охр (рис. 3), содержащих незначительное количество (в среднем 8,05%) свободного глинозема и около 70% окиси железа, проявляется только один эндотермический пик с максимумом при 310—320°C. Присутствие небольшого количества гиббсита здесь можно предполагать на основании асимметричности этого эндотермического пика, выражающейся в более пологом наклоне его низкотемпературного крыла. На кривых ДТА обр. 104—106 бесструктурных охр, содержащих в среднем 17,40% свободного глинозема и 54,35% оксидов железа, присутствуют два эндотермических пика с максимумами при 310 и 360—370°C. Эндотермический пик при 310°C вызван дегидратацией гетита, а при 360—370°C — гиббсита.

Максимальные содержания (30—36%) гиббсита в коре выветривания Моа приурочены к горизонту плиты в бесструктурных охрах.

Следует отметить, что на месторождении Моа И.С. Бурдюгов [1] в 1960 г. обнаружил в верхней части коры выветривания серпентинитов коренные выходы и крупные глыбы плотных железистых пород, повнешнему виду похожих на железистые бокситы. Приведенные им результаты химических анализов двух случайных образцов показали, что в этих породах присутствует значительное количество свободного глинозема. В них были обнаружены следующие содержания основных компонентов (в мас.%): SiO<sub>2</sub> — 2,68 и 0,70, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 25,50 и 25,00, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 64,48 и 51,98, п.п.п. — 15,03 и 16,80. Он рассматривал эти породы как железистые бокситы и рекомендовал обратить самое серьезное внимание на детальное изучение коры выветривания серпентинитов с целью выявления более высококачественных бокситов. Содержание гиббсита в этих двух образцах около 40%.

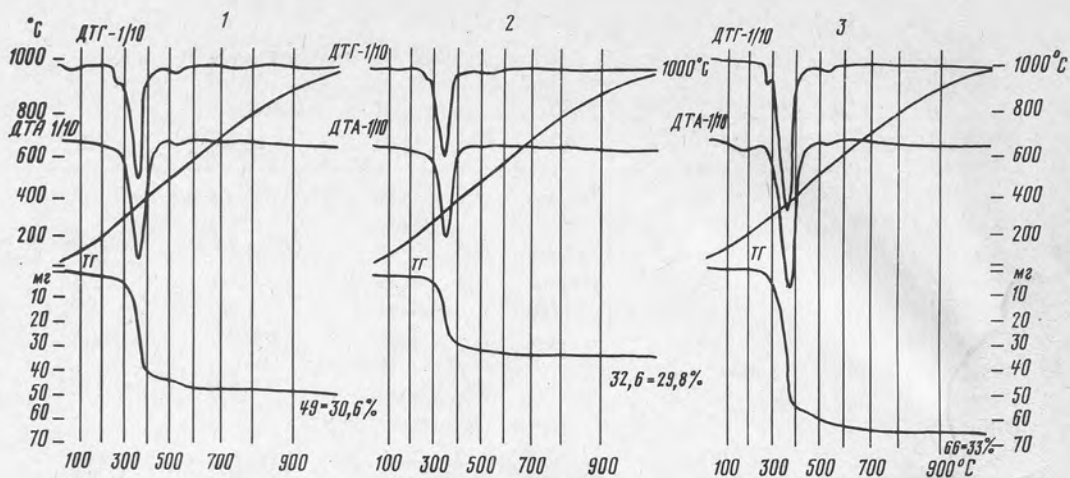


Рис. 2. Термограммы (ДТГ, ДТА, ТГ) гиббсита из структурных охр месторождения Моа

1 — из бесструктурных охр (обр. М-2г); 2 — из структурных охр (обр. М-1г); 3 — из бесструктурных охр (обр. 65203г); химический состав гиббсита и охр приведен в табл. 2; цифры на кривых ТГ — навеска (в мг) и потери при прокаливании

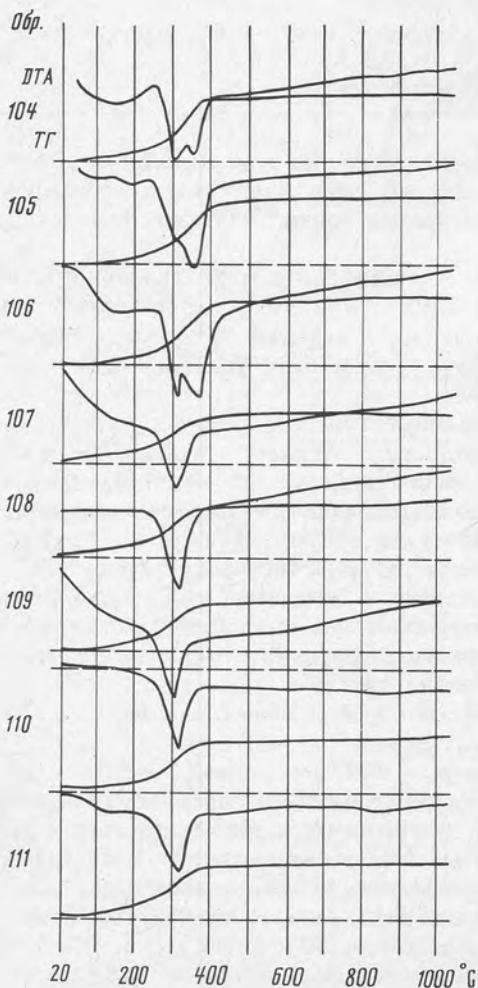


Рис. 3. Термограммы (ДТА, ТГ) бесструктурных (обр. 104—106) и структурных (обр. 107—111) охр месторождения Моа. Положение образцов в разрезе коры выветривания серпентинитов показано в табл. 1

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют рассматривать породы горизонта железистой плиты (кирасы) как комплексные железо-алюминий-никель-кобальтовые руды. Наличие довольно высоких содержаний глинозема не только в бесструктурных, но и в структурных охрах следует учитывать при гидрометаллургическом извлечении никеля и кобальта из охристых руд, представляющих собой структурные охры.

Гиббсит появляется уже в самых нижних частях зоны структурных охр, в непосредственной близости к зоне перехода от "выщелоченных" или нонtronитизированных серпентинитов к структурным охрам, и содержание его в структурных охрах составляет 10—16%.

Изучение латеритных кор выветривания серпентитов показало, что, несмотря на очень низкое (0,40—1,64%) содержание глинозема в исходных аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах, в их коре выветривания могут возникать значительные скопления свободного глинозема в виде гиббсита, содержание которого в зоне бесструктурных охр и особенно в зоне железистой плиты составляет 30—40%.

Вопреки распространенным в литературе представлениям об инертности железа и алюминия при выветривании показана их высокая подвижность и способность к интенсивной миграции по профилю коры выветривания. При этом глинозем обладает несколько меньшей подвижностью по сравнению с окислами железа. В результате постоянного опережающего выноса железа из верхних горизонтов коры выветривания (верхней части зоны бесструктурных охр) в зоне бесструктурных охр создаются повышенные концентрации свободного глинозема в виде гиббсита. Содержание глинозема в верхних горизонтах коры выветривания может возрастать по сравнению с исходными ультраосновными породами в 10—12 раз и более.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бурдюгов И.С. Минеральные богатства Кубы // Разведка и охрана недр. 1960. № 11. С. 57—61.
2. Корин И.З., Финько В.И., Коутин Д.П. Никелевые месторождения в коре выветривания Кубы // Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973. С. 66—117.
3. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Муньес Урбино М. Хромитоноситель ультрабазитов Кубы // Там же. С. 179—225.
4. Родригес П.Х. Физико-геологическая характеристика ультрабазитов Восточной Кубы // Зап. ЛГИ. 1982. Т. 92. С. 111—116.
5. Финько В.И. Геохимические особенности формирования латеритных кор выветривания на ультраосновных породах // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Челябинск: АН СССР; Мингео СССР, 1986. С. 49—50.
6. Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортин Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 114—134.



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
<i>Михайлов Б.М.</i> Минерагеническая специализация основных эпох гипергенного рудообразования на территории СССР .....	5
<i>Бобров Е.Т.</i> К вопросу эволюции пород коры выветривания в истории Земли .....	15
<i>Родин Р.С.</i> Роль тектонического фактора в формировании кор выветривания платформ .....	24
<i>Сигов А.П.</i> Геоморфологическая позиция и условия образования древних кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых .....	32
<i>Кашик С.А., Карпов И.К., Мазилев В.Н.</i> Влияние режима гипергенных процессов на формирование основных типов минеральной зональности в профилях коры выветривания .....	37
<i>Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слукин А.Д., Новиков В.М.</i> Рудные формации латеритных кор выветривания .....	47
<i>Богатырев Б.А.</i> Выветривание (бокситизация) алюмосиликатного материала на рифогенных известняках геосинклинальных областей .....	54
<i>Шуб В.С.</i> Эволюция процессов выветривания в геологической истории Урала и их металлогеническая специализация .....	62
<i>Зинякина И.К., Кисарев Ю.Л., Рождественский А.П.</i> Геоморфогенез и корообразование на Южном Урале в мезозое и кайнозое .....	74
<i>Гипп С.К., Антоненко Л.А., Ершова Е.В.</i> Геохимические особенности девонских бокситов Урала .....	79
<i>Федоров М.В.</i> Новые данные об источнике глинозема в Карпинском бокситоносном районе Северного Урала .....	83
<i>Виничук Б.Г., Кулешов Ю.В., Череватенко Е.Ф.</i> Перспективы комплексного использования нонtronитовых глин месторождения Красный Яр .....	86
<i>Киселев Л.И., Габитов Р.К., Пономаренко З.К.</i> Палеоландшафты мел-палеогеновой эпохи формирования кор выветривания и бокситов в Казахстане .....	88
<i>Чеха В.П.</i> Коры выветривания и бокситоносная формация севера Сибирской платформы .....	97
<i>Лизалек Н.А., Ивлев Н.Ф., Мадарас А.И.</i> Факторы образования и критерии прогноза алюмосульфатов на Сибирской платформе .....	102
<i>Акульшина Е.П.</i> Уровни корообразования и зрелого глинистого вещества в верхнем палеозое Тунгусской синеклизы .....	108
<i>Эдельштейн И.И.</i> Закономерности размещения никеленосных кор выветривания в пределах древних щитов Земли .....	112
<i>Вершинин А.С.</i> Рудные субформации гипергенных никелевых и железо-кобальт-никелевых месторождений .....	115
<i>Кудерина Л.Д.</i> Новая точка зрения на генезис нижней части коры выветривания месторождений Атасуйского района (Центральный Казахстан) .....	121
<i>Сухоруков Ф.В., Цибульчик В.М., Шербов Б.Л.</i> Подвижность и условия концентрации редких элементов в корях выветривания .....	127
<i>Бурков В.В.</i> Минералого-геохимические особенности редкометальных месторождений в корях выветривания .....	137
<i>Подпорина Е.К.</i> Гипергенные редкоземельные минералы в корях выветривания .....	145
<i>Росляков Н.А.</i> Геохимические факторы рудного концентрирования малораспространенных элементов в корях выветривания .....	151

<i>Кадошников В.М. Козак С.А., Пластинина М.А.</i> Изучение влияния адсорбции гуминовых кислот на преобразование каолинитов в растворе угольной кислоты .....	162
<i>Бобров Е.Т., Щипакина И.Г.</i> О некоторых методических приемах реконструкции докембрийских метаморфизованных пород коры выветривания .....	168
<i>Князев С.А.</i> Физико-химическое моделирование на ЭВМ процесса выветривания микроклина в открытой по отношению к атмосфере системе .....	175
<i>Финько В.И.</i> Свободный глинозем в никеленосных латеритных корках выветривания ультрабазитов Кубы .....	182

Научное издание

**КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ  
КАК ИСТОЧНИК  
КОМПЛЕКСНОГО  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

*Утверждено к печати  
Научным советом по рудообразованию  
при ОГГГГН АН СССР*

Художник *Н.И. Казаков*  
Художественный редактор *В.В. Алексеев*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*  
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37608

Подписано к печати 18.11.88 Т — 20745  
Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага книжно-журнальная  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 15,6 + 0,4 вкл.  
Усл. кр.-отт. 16,3. Уч.-изд. л. 18,7  
Тираж 500 экз. Тип. зак. 798  
Цена 3 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12