АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
Научный совет по рудообразованию

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3993

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983

Библиотека

УДК 553.068.368

В книге освещено современное состояние учения о корах выветривания и связанных с ними минеральных месторождений. Особое внимание уделено вопросам образования, размещения и сохранности рудоносных кор выветривания. Рассмотрены коры выветривания отдельных регионов Советского Союза, а также физико-химические условия формирования кор выветривания и результаты экспериментальных исследований этих процессов.

Редакционная коллегия

профессор Д.Г. САПОЖНИКОВ (ответственный редактор),
Д.А. ВЕНКОВ, И.В. ВИТОВСКАЯ, Ж.В. ДОМБРОВСКАЯ

У $\frac{1904020000-407}{042(02)-83}$ 203-83-III

©Издательство "Наука", 1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга, рекомендуемая вниманию читателей, включает материалы докладов, прочитанных на Всесоюзном совещании "Коры выветривания и бокситы", состоявшемся в июне 1981 г. в Кустанае.

Всестороннее исследование фанерозойских кор выветривания и связанных с ними месторождений, в первую очередь бокситов, становится в последнее время одним из актуальных направлений как в геологии, так и в учении об экзогенном рудообразовании. Постепенно становится все более очевидной чрезвычайная сложность изменений вещества материнских пород при образовании коры выветривания и гипергенных рудных месторождений. В последние годы все более отчетливо выявляется роль отдельных минералов, которые возникают в зоне гипергенеза на начальных стадиях выветривания, в формировании рудных концентраций.

Изучение кор выветривания и различных остаточных образований имеет существенное значение еще и потому, что с ними связаны различные типы осадочных месторождений. К ним относятся в первую очередь аллювиальные и другие россыпи, сформированные в результате механического переотложения продуктов разрушения кор выветривания и руд остаточных месторождений. С этим же источником связаны некоторые типы осадочных месторождений железных и марганцевых руд, а также других полезных ископаемых. Однако в этом случае минеральные вещества, вынесенные из коры выветривания, претерпевают ряд сложных превращений еще до начала отложения в области седиментации. Все эти вопросы общего характера и связанные с ними направления исследований нашли отражение в работах совещания. В настоящий сборник не включены статьи, посвященные бокситовым месторождениям и латеритным корам выветривания, которые составляют другую книгу (публикуется в КазИМС, Алма-Ата, под редакцией доктора геол.-минерал. наук Л.И Киселева).

Статьи, помещенные в настоящей книге, систематизированы по трем направлениям: 1) общие вопросы теории образования коры выветривания; 2) минералогия и геохимия коры выветривания; 3) геология и рудоносность кор выветривания отдельных регионов.

В первом разделе рассмотрены вопросы образования коры выветривания и связанных с ней полезных ископаемых. Высказаны важные представления о ее генезисе, в то же время наметились некоторые расхождения в трактовке этого вопроса. В основе их лежат различные

взгляды на происхождение зональности коры выветривания. Одни авторы считают, что кора развивается стадийно, причем все четыре зоны ее профиля последовательно сменяют друг друга; другие полагают, что при выветривании изначально и сразу формировались все четыре зоны полного профиля коры выветривания. Рассмотрена кинетика и динамика гипергенных процессов и предложена их типизация.

Большой и интересный материал содержится в статьях, посвященных полезным ископаемым, связанным с корами выветривания. Это месторождения бокситов, кобальт-железо-никелевых руд, элювиальные россыпи, залежи первичных каолинов и огнеупорных глин. Обобщен большой материал по различным видам полезных ископаемых и высказаны интересные предложения по методике и направлению их поисков.

Второй раздел книги посвящен минералогии и геохимии коры выветривания. В составе пород, слагающих кору выветривания, находятся нераскристаллизованные, гелеморфные образования, состав которых невозможно установить с помощью методов классической минералогии. В одной из статей подробно изложена разработанная в последние годы в ИГЕМ АН СССР новая методика, позволяющая вначале выделить, а затем детально исследовать такие тонкодисперсные образования.

В последние годы появляются все новые и новые работы посвященные корам выветривания, развитым на редкометальных месторождениях. Описываются профили, состав пород, слагающих кору, структурно-текстурные особенности руд, причины возникновения концентраций редких и рассеянных элементов. Подробное исследование таких кор выветривания даст новый и интересный материал для разработки общей теории формирования коры веветривания.

Третий раздел книги посвящен описанию кор выветривания различных районов нашей страны. Авторы приводят сведения главным образом о рудоносных корах выветривания, дают их перспективную оценку в конкретных районах и на месторождениях. В статьях приводится описание структурно-тектонических и литологических факторов, обусловливающих возможность образования богатых железных руд, бокситов и других полезных ископаемых, дается представление о геологии и минералогии кор выветривания, о их связи с элементами палеорельефа, в частности с конкретными поверхностями выравнивания. Изложены результаты работ по прогнозу распространения кор выветривания на территории Прибайкалья и дано первое обобщение материала по корам выветривания Дальнего Востока.

Таким образом, наблюдается определенное смещение геологических работ по изучению кор выветривания к Востоку. Параллельно с этим стоит задача все большего повышения качества работ, более углубленного изучения кор, исследования их состава, других особенностей и генезиса, а также экзогенных рудных месторождений, связанных с корами выветривания.

Д.Г. Сапожников

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЭКЗОГЕННОГО РУДОГЕНЕЗА

УДК 551.311.231:553.492.1

Д.Г. Сапожников

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ

В нашем кратком сообщении рассматриваются направления исследований кор выветривания и бокситов только фанерозойского возраста. Более древние – протерозойские и архейские – коры, равно как и бокситовые месторождения, синхронные им, требуют использования особой методики и здесь не рассматриваются. Однако, несмотря на такие ограничения, имеется широкий круг проблем и более частных вопросов, из которых можно выделить наиболее актуальные, заслуживающие глубокой разработки в первую очередь.

В последние десятилетия накоплен огромный новый материал по корам выветривания. Расширены ареалы их распространения на территории СССР главным образом за счет выявления кор в районах Севера Сибири и Крайнего Севера, где возможность существования их долгое время была под сомнением. Уточнены эпохи корообразования: их достоверность, возраст, число, длительность, а также оптимальные условия выветривания, геологические, геоморфологические данные, роль климата при выветривании. Изучение вещества проводится на новом уровне с помощью современных минералогических методов. Физико-химические исследования процессов разрушения пород и образования новых минералов в зоне гипергенеза дали новые интересные результаты.

Этот огромный новый материал требует обобщения с тем, чтобы использовать его для уточнения прежних и разработки новых теоретических построений. В связи с этим одним из важнейших направлений исследования следует считать дальнейшую разработку теории формирования кор выветривания. Имеется в виду создание общей теории, в которой нашли бы гармоничное сочетание положения о характере и особенностях процессов выветривания, о разложении материнских пород в зоне гипергенеза, об условиях формирования истинных и коллоидных растворов в природных водах, о гипергенном минералообразовании, протекающем в определенной палеогеографической обстановке, и т.д.

Одним из более частных, но весьма актуальных направлений теоретического исследования является развитие и уточнение представления о геохимической зональности коры выветривания. Известно, что геохимическая зональность позволяет сопоставить между собой профили кор выветривания, развитых на породах разного состава. В этом отличие геохимической

зональности от минералогической, не дающей возможности сопоставить между собой минеральные зоны, например, бокситоносной и никеленосной кор выветривания. Так, в частности, породы зоны латеритных бокситов в профиле латеритной коры выветривания по минеральному составу резко отличаются от пород, слагающих зону охр никеленосной коры. Казалось бы, между ними нет ничего общего. Однако они относятся к одной общей геохимической зоне – зоне полного гидролиза. Это роднит их и дает основание для сопоставления их между собой, исходя из условий и стадии их образования. Настало время конкретизировать геохимическую зональность коры выветривания, разработать химические и физико-химические критерии для сопоставления зон и установления их объема.

Повышенное внимание к дальнейшей разработке теории коры выветривания совершенно не означает, что следует уделять меньшее внимание изучению конкретных природных объектов. Наоборот, необходимо прежде всего использовать современные точные методы изучения минералогии коры выветривания и ее геохимии. В частности, необходимо проводить исследование гелеморфной неокристаллизованной фазы в составе кор выветривания разного типа, чему до сих пор не уделялось должного внимания.

Следует привести убедительные примеры и доказательства того, каким образом происходило и происходит в настоящее время формирование коры выветривания: при одновременном преобразовании материанских пород в пределах всего профиля, что приведет к синхронному формированию всех зон ее профиля; путем развития коры выветривания стадиально, при последовательном замещении одними минеральными зонами других, т.е. при формировании ассоциаций, сложенных более зрелыми минералами, за счет зон, сложенных менее зрелыми минеральными комплексами, например при постепенном преобразовании каолинитовой минеральной зоны в гиббситовую в латеритном профиле выветривания.

Обращает на себя внимание неравномерная степень изученности кор выветривания. В течение десятилетий подробно исследуются никеленосные коры выветривания, развитые на серпентинитах. В значительно меньшей степени уделяется внимание минералогии и геохимии других кор – латеритной, редкометальной, золотоносной и пр. Крайне желательно усилить изучение этих кор, провести детальное исследование их минерального состава, геохимии, выявить или уточнить зональность, рассмотреть вопросы геологии и палеогеографии и другие особенности района распространения кор выветривания.

В части, касающейся изучения бокситов, сохраняют свою актуальность некоторые научные направления. В самом деле, активно обсуждаются условия образования латеритов и латеритных кор выветривания. Этот вопрос десятилетиями не сходит со страниц геологической печати. Это и понятно, если учесть практическую ценность латеритов, с которыми связаны миллиарды тонн высококачественных бокситов, с одной стороны, и многие неясные вопросы формирования этих широко распространенных, но еще во многом загадочных образований – с другой.

Можно полагать, что к настоящему времени накопился достаточный материал для того, чтобы разработать весьма актуальный вопрос об условиях образования латеритов.

В частности, известно, что существуют одно-, двух- и многозональные

латеритные профили на различных бокситовых месторождениях. Следует выяснить те особые условия выветривания, которые приводят к образованию профилей каждого из этих типов. Весьма актуальным остается также вопрос об общих условиях образования латеритов, о возможности выноса части соединений алюминия при формировании латеритной коры выветривания. Заслуживают детального изучения формы водной миграции глинозема, участие в этом коллоидных и истинных растворов, роли алюминийорганических соединений.

В части изучения вещества бокситов актуальным остается исследование минерального состава бокситовых руд, их геохимия. Особенно большое внимание следует уделить коллоидным формам накоплений глинозема в бокситах, а также выяснению условий образования магнетита и гипергенного корунда в некоторых карстовых бокситовых рудах.

Карстовые бокситовые месторождения геосинклинальных областей в настоящее время находятся в центре внимания многих исследователей. Однако об условиях их образования существуют принципиально различные представления. Чрезвычайно актуальным является вопрос о генезисе бокситовых месторождений СУБР.

В последние десятилетия недостаточно внимания уделялось платформенным карстовым бокситам, среди которых есть немало загадочных образований. Взять хотя бы типичный карстовый бобовый или бобово-обломочный боксит. В настоящее время не вызывает сомнения участие в его образовании неокристаллизованного коллоидного вещества. На это бесспорно указывают наличие в нем бобовин (нодулей), а также трещиноватость как бобовин, так и цемента боксита, указывающая на обезвоживание каллоидных соединений глинозема.

Наиболее распространенное представление об образовании бобовых бокситовых руд в результате своеобразного латеритного процесса на месте отложения (добоксичивания) нуждается в серьезных коррективах. Правильное представление об условиях образования бобовых бокситов является весьма актуальным вопросом, особенно если учесть большие запасы этих руд на месторождениях Амангельдинского, Верхнетобольского районов Казахстана и на многих мелких месторождениях Сибири.

Вопрос о закономерностях размещения и о прогнозе бокситовых месторождений имеет первостепенное практическое значение и является весьма актуальным. В то же время приходится констатировать целый ряд трудностей, с которыми встречается геолог при прогнозе. Сюда относятся неясности с материнскими породами, являющимися источником алюминия при формировании бокситов, среда и способ транспортировки рудных компонентов, особенности палеорельефа региона и его палеоклимат.

Все эти недостатки вызываются обычно отсутствием надлежащих палеогеографических реконструкций, схем и карт. Отсюда вытекает необходимость усовершенствовать методы палеогеографических реконструкций с тем, чтобы они могли служить надежной основой при проведении работ по прогнозу и поискам бокситовых месторождений.

Следует подчеркнуть, что палеогеографические карты вплоть до последнего времени включали материал главным образом по акваториям древних морей, где на основе учета литологических особенностей осадков (пород), отложившихся в море, делались заключения о положении береговой линии,

распределении областей малых, средних и других глубин, о наличии и положении островов в древнем водоеме и о других его особенностях. Указывалось и положение древней суши, однако до последнего времени не проводился материал по палеогеографии древнего континента.

Такое положение вещей не может удовлетворить нас в настоящее время и вызывает насущную необходимость рассматривать усовершенствование современных методов палеогеографических построений как одно из наиболее важных направлений исследования, служащих для прогноза кор выветривания и бокситов. Разработка новых методов палеогеографических исследований и составление с их помощью детальных палеогеографических карт имеют большое научное и практическое значение и должны рассматриваться как одно из весьма актуальных направлений в работах по изучению кор выветривания и бокситов.

В качестве конкретных исследований, имеющих непосредственное прикладное значение, рекомендуются следующие.

1. Провести работу по изучению туруханских диаспорсодержащих песчаников, выявлению их качества, запасов и обогатимости. Эту работу особенно важно выполнить в настоящее время так как к Туруханскому району все ближе подходят новые промышленные месторождения нефти, продвигающиеся в Западной Сибири на север и северо-восток.

2. Широко развернуть поиски латеритных кор выветривания и бокситов Западной и Юго-Западной Якутии (где имеются проявления латеритов, Айхал) и в восточной части Красноярского края (латеритные бокситы Чадобца), а также в пределах обширного района, находящегося между ними.

3. Поставить технологические исследования по выяснению обогатимости бедных бокситовых руд, месторождения которых имеются во многих районах Советского Союза.

УДК 551.311.231

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

НОВЫЕ АСПЕКТЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Формирование рудных месторождений в коре выветривания, как и самой коры, является следствием взаимодействия природных вод с горными породами при благоприятных климатических, геоморфологических и геолого-структурных условиях. Эти условия представляют собой наиболее общие факторы образования рудоносных кор выветривания. Среди них климат имеет наибольшее значение. Распределение на поверхности Земли тепла и влаги, т.е. климатическая зональность, обусловливает размещение рудоносных латеритных поясов и провинций. Структурно-тектонические и геоморфологические особенности определяют распределение различных фациальных типов коры выветривания внутри поясов. От состава исходных горных пород зависит вещественный состав продуктов выветривания и тип оруденения.

Особое место занимают гидрогеохимические условия выветривания. Они, с одной стороны, являются суммарным выражением влияния всех перечисленных выше общих факторов, а с другой – определяют характер частных физико-химических факторов, таких как кислотно-щелочные, окислительно-восстановительные, биогеохимические и микробиологические условия. Несмотря на несоизмеримость масштабов общих и частных факторов, и те и другие играют важную роль в формировании рудоносных кор выветривания.

В настоящей статье авторы не ставили целью детально разобрать влияние каждого из этих факторов, тем более что большинство из них рассмотрено в многочисленных публикациях. Авторы стремились лишь осветить новые данные и представления о формировании экзогенного оруденения – бокситов, никелевых и железных руд – и факторах выветривания, основанные на анализе накопленного за последние годы материала.

В литературе наиболее полно и детально освещена роль влажного тропического климата в формировании латеритных месторождений никеля и бокситов. При этом главное внимание в большинстве работ обычно уделяется температуре и количеству атмосферных осадков, в то время как роль химического состава метеорных вод в процессах выветривания практически не рассматривается. Между тем к настоящему времени установлено, что состав атмосферных осадков непостоянен как в пространстве, так и во времени. Особенно изменчив он в регионах, покрытых густой древесной растительностью. При прохождении сквозь кроны деревьев pH метеорных вод уменьшается с 6,0–5,5 до 4,5–3,7. В дождевых водах, стекающих по стволам деревьев, pH снижается нередко до 2,6. Эти величины существенно отличаются от общепринятых для кор выветривания значений pH в интервале 5–8. Естественно, что воды, обогащенные органическим веществом, с низкими значениями pH являются наиболее активными агентами выветривания. Они способствуют интенсификации процессов формирования зональной рудоносной коры выветривания и перераспределению в ней рудных компонентов с накоплением их на геохимических барьерах.

При этом важное значение имеет характер сочетания качественного состава атмосферных осадков с их количеством. Малое количество кислых дождевых вод не будет оказывать существенного влияния на процессы выветривания, а очень большое количество – приведет к формированию обеленных глинистых кор выветривания. И только периодическое чередование сезонов дождей, несущих в ландшафт кислые воды, с засушливыми периодами будет способствовать интенсивному корообразованию и перераспределению в коре рудного вещества. Такие благоприятные условия периодически существовали в пределах тропических поясов на протяжении всей геологической истории Земли, и именно они привели к формированию мощных рудоносных кор выветривания.

Положение этих поясов в различные эпохи менялось. Смещение положения и масштаба тропических поясов в результате глобальных процессов, таких, как движение литосферных плит, изменение теплового режима планеты и др., приводило к смене влажных и сухих периодов в определенных регионах и создавало в их пределах условия, благоприятные или неблагоприятные для формирования кор выветривания. Наиболее ярким примером такой смены климатов может служить геологическая история Австра-

лии, Индии или Сибирской платформы. Так, на Сибирской и других платформах центральной и северной Азии бокситообразование прекратилось после позднего мела–палеогена, что совпадает по времени с воздыманием молодых горных сооружений и отступлением океана.

Размещение рудоносных кор в пределах тропических поясов контролировалось структурно-тектоническими условиями. Известно, что рудоносные коры выветривания приурочены преимущественно к крупным положительным структурам земной коры, включающим платформы и области завершенной складчатости [6].

Вместе с тем анализ нового материала показал, что существуют и более сложные соотношения между размещением кор выветривания и тектоническими элементами более мелкого порядка. В частности, многие остаточные рудные месторождения приурочены к крупным отрицательным структурам, таким как Ванаварская наложенная синеклиза на Сибирской платформе [5], Амазонская синеклиза на Южно-Американской платформе [9], депрессия Уэйпа в Австралии [13] и др. Однако в конечном счете и здесь месторождения все-таки приурочены к положительным структурам еще более высокого порядка, например к антиклиналям (Чадобецкое поднятие в пределах Ванаварской синеклизы) или обширным площадям, втянутым в поднятия (краевая часть Амазонской синеклизы в связи с образованием Кордильер). Эти более мелкие структуры в период формирования кор всегда занимали положительные формы палеорельефа. Здесь уместно напомнить распространенные ранее представления о том, что латеритные месторождения формировались на низких пенепленизированных поверхностях, которые впоследствии могли быть разбиты на блоки и перемещены на разные высоты. Современный опыт изучения отечественных и зарубежных регионов показывает, что оптимальные условия для формирования латеритных месторождений существуют на приподнятых и расчлененных поверхностях выравнивания с абсолютными отметками от нескольких десятков метров до 2500 м и более и относительными превышениями в рельефе от десятков до сотен метров. Так, латеритные бокситы и железные руды Гавайских островов, по данным С. Паттерсона [11], формировались на базальтовых лавах, расположенных на абсолютных высотах 60–370 м с относительными превышениями в несколько десятков метров. На Кубе никеленосные коры развиты на высотах от нескольких десятков до 600–800 м [1]. На индостанской платформе латеритные бокситы Пални Хилл и Нилгири Хилл [14] развиты на высотах 1980–2362 м. Для нижнекаменноугольных месторождений латеритных бокситов и богатых железных руд Воронежской антеклизы установлены относительные превышения в палеорельефе 70–150 м [3].

Сочетание геолого-структурных, геоморфологических факторов с климатическими определяет гидродинамические условия региона — скорость фильтрации подземных вод и степень интенсивности водообмена. От гидродинамических условий, в свою очередь, зависит интенсивность выноса главных породообразующих и распределение рудных компонентов, а следовательно, и кинетика процессов выветривания. Минералого-геохимические исследования вскрывают тесную связь интенсивности выноса породообразующих компонентов фильтрующимися водами и кинетики этого процесса с мощностью, морфологией и вещественным составом рудоносных кор выветривания, т.е. с генетическим типом профиля.

Так, на примере Кубы удалось количественно определить, что наиболее активный вынос магния и кремнезема происходит в гидродинамических условиях зон интенсивного и среднеинтенсивного водообмена, где модули подземного стока колеблются от 14 до 17 л/с/км^2, а скорости фильтрации – от 10^{-3} до 10^{-5} с/см^2. В этих же зонах наблюдаются и наиболее мощные коры выветривания и связанные с ними железо-кобальт-никелевые месторождения. При этом в зоне интенсивного водообмена обычно отмечаются коры выветривания с сокращенным профилем и охристым типом оруднения, а в зоне среднеинтенсивного водообмена – с полным профилем и нонтронит-охристым оруденением [1].

Анализ наблюдаемых скоростей фильтрации свидетельствует о том, что миграция и перераспределение вещества в коре выветривания должны происходить в основном в результате конвективного массопереноса. Преобладание конвективного массопереноса обусловливает взаимосвязь характера водообмена и состава подземных вод и физико-химических условий формирования различных зон профиля. Среди них наибольшее значение имеют кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия. Природные замеры, проведенные авторами, показали, что значения Eh и pH в поровых растворах продуктов выветривания колеблются в широких пределах: Eh – от –157 до +693 мВ, pH – от 2,4 до 9,5.

В площадных корах выветривания ультрабазитов Eh закономерно увеличивается от 380 до 520 мВ от зоны выщелачивания к зоне охр. В перекрывающих элювиально-почвенных образованиях Eh понижается до (–110) – (–157) мВ, что и объясняет эмпирически установленную закономерность миграции и перераспределения железа и никеля в этих образованиях.

Приуроченность всех мощных рудоносных кор выветривания к зонам активного водообмена для регионов современного тропического пояса является общей закономерностью и наблюдается на породах различного состава. Если последние служат источником рудного вещества, то они, в свою очередь, определяют минеральный состав и качество руд.

Во взглядах на источники рудного вещества в коре выветривания в последние 12–20 лет также произошли существенные изменения. Если раньше кислые породы считались малоблагоприятным субстратом для бокситов, то в настоящее время эта точка зрения опровергнута. Работами А.П. Никитиной и А.Д. Слукина установлено, что источником латеритных бокситов КМА и центральной части Чадобецкого поднятия в Сибири явились кварц-серицитовые и кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы, и ими был сделан вывод, что мелкозернистые породы кислого состава могут служить благоприятным источником для образования месторождений бокситов [3, 5–7]. Последующие открытия огромных запасов бокситов в корах выветривания на гранитах, гранито-гнейсах, кондалитах, чарнокитах, гнейсах, а также песчаниках Индии, Австралии, Венесуэлы позволили включить сюда и грубозернистые кварцсодержащие породы.

До сих пор вызывает оживленные дискуссии вопрос о каолините как источнике глинозема для формирования бокситов в связи с представлениями об его устойчивости в коре выветривания. Имеющийся в нашем распоряжении геологический и минералогический материал позволил доказать, что каолинит – часто один из промежуточных продуктов латеритной коры выветривания, превращающийся в конечном счете в гиббсит (КМА, Украи-

на, Сибирская платформа, Западная Африка, Индия, Австралия, Южная Америка и др.). Эти выводы нашли подтверждение в работах исследователей тропических почв и кор выветривания, физико-химиков и экспериментаторов. Наше изучение латеритных профилей выветривания на аллювиальных каолинах п-ова Кач в Индии, вслед за С. Фоксом, И. Валетон и др., показало, что осадочные каолины также подвергаются интенсивной бокситизации. Более того, изучение крупнейших в мире месторождений бокситов Уэйпа в Австралии и Амазонского бассейна в Бразилии позволило установить, что источником алюминия здесь являются третичные каолины с переменным содержанием кварца. Известно, что генезис Уэйпа трактуется различно, но мы отдаем предпочтение выводам исследователей, которые проводили длительное систематическое изучение этого месторождения [8, 12, 13]. С нашей точки зрения, убедительнейшим критерием справедливости их выводов является наличие реликтовых текстур осадочных глин в бокситах [9].

Выявление этих новых возможных источников рудного вещества для крупных промышленных месторождений бокситов имеет важное значение при прогнозе и оценке перспектив бокситоносности на площадях развития кислых пород и каолинов в пределах бокситоносных провинций СССР. Однако в связи с тем, что кислые породы выветриваются медленнее пород другого состава, при разработке локальных практических рекомендаций на поиски бокситов в СССР необходимо учитывать длительность эпохи выветривания и возможность осуществления оптимальных условий образования и сохранности бокситов в регионе. Так, в пределах Воронежской бокситоносной провинции мы считаем [3] грубозернистые кислые породы – граниты и мигматиты – бесперспективными на бокситы, что в настоящее время подтверждено практикой геологопоисковых работ. В этом отношении остается пока неясным вопрос, бокситоносны ли коры выветривания гранитов и мигматитов, расположенных на более высоких геоморфологических уровнях. В связи с этим заслуживает внимания проверка таких площадей под визейскими отложениями.

Для понимания закономерностей формирования различных типов оруденения в коре выветривания и физико-химической направленности процессов рудогенеза важное значение имеет изучение типоморфных особенностей минералов. Как известно, в бокситоносных корах выветривания структурная упорядоченность каолинита обычно увеличивается снизу вверх по разрезу от зоны смешанно-слойных образований к зоне бокситов. Однако с помощью электронографии фиксируется разупорядочность каолинита в интервале, переходном к бокситам, что свидетельствует о его разложении и переходе в гиббсит и подтверждает роль каолинита как источника глинозема для бокситовых месторождений [10].

Исследования типоморфных парагенезисов минералов в бокситоносных профилях коры выветривания помогают также различать первичные остаточные минеральные парагенезисы бокситов от вторичных, что очень важно для уточнения генезиса. Так, в рудных залежах бокситов КМА были выделены гематит-гиббситовые бокситы как первично-фациальная разновидность коры выветривания и шамозит-бемитовые, возникшие в результате переработки гиббситовых бокситов процессами эпигенеза в лагуннобоботных условиях, т.е. как вторичные, наложенные на кору выветривания [4].

Анализ типоморфных минеральных ассоциаций никеленосных кор выветривания площадного и линейного типов позволяет четко определить различия в pH и Eh, кинетике и механизме процессов выветривания и отразить их на диаграммах состава, а также установить особенности распределения рудного компонента [2]. Так, в площадных корах выветривания с зональным строением наблюдаемая последовательность минеральных ассоциаций свидетельствует о том, что они формировались в узком интервале изменения в вертикальном разрезе значений pH от слабокислых до слабощелочных (от 6,5–7 до 8,0–8,5), но при значительных изменениях активностей магния (от –4,3 до $-14\lg[Mg^{2+}]$) и кремния (от –5,2 до $-8\lg[Si(OH)_4]$) в просачивающихся растворах.

В линейных корах выветривания, где минералообразование шло в условиях весьма интенсивной фильтрации растворов через породы в зонах крупных тектонических нарушений, разложение породы протекало с полным выносом магния и кремния и выпадением железистого остатка. Парагенезис последнего с исходным серпентином является единственным на всем протяжении профиля выветривания (несколько сот метров), меняются только количественные соотношения исходной и новообразованной минеральных фаз. Подобный парагенезис и указанные соотношения свидетельствуют о низких активностях магния и кремния в просачивающихся растворах и пониженных pH, обусловленных окислением вкрапленных сульфидов вмещающих пород при участии тионовых бактерий.

Столь резкие различия в активностях компонентов и кислотно-щелочных условиях среды при формировании линейных и площадных кор отразились и на минеральных формах распределения в них никеля. Никель в продуктах площадной коры выветривания находится в двух формах: изоморфной в составе кристаллических глинистых минералов (феррисапонит, нонтронит, феррибейделлит, гетит) и сорбированной – в составе некристаллической железо-кремниевой фазы. При этом содержание никеля в некристаллической фазе парагенезиса всегда выше, чем в кристаллической. В линейных корах выветривания никель сорбируется в основном железистым некристаллическим остатком с образованием рудных концентраций. При его перекристаллизации в гетит и маггемит около 2/3 никеля выносится, и он образует рудные концентрации (инфильтрационные прожилки) никелевых гидросиликатов в зоне дезинтеграции серпентинитов.

Приведенные примеры отчетливо отражают влияние кинетики процессов выветривания не только на формирование типа зональности и минерального состава, но и на характер распределения и минеральные формы никеля в коре выветривания.

Изложенный материал показывает, что закономерности формирования оруденения в коре выветривания определяются широким кругом факторов. Поэтому решение проблемы рудоносности коры выветривания возможно только при комплексном изучении, включающем минералого-геохимические, структурно-геологические, геоморфологические, гидрогеохимические и климатологические исследования. Решение многих спорных вопросов возникновения рудоносных кор выветривания предполагает как дальнейшее исследование геологических аспектов, так и изучение условий и механизма минералообразования с привлечением данных термодинамики и эксперимента.

Литература

1. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979.
2. *Витовская И.В.* Типоморфные минеральные парагенезисы никеленосной коры выветривания серпентинитов.– Геология руд. месторождений, 1978, № 6.
3. *Никитина А.П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
4. *Никитина А.П.* Вторичные процессы в остаточных бокситах Воронежской антеклизы и Украины. – В кн.: Вторичные изменения бокситов. М.: Наука, 1980.
5. *Никитина А.Н., Слукин А.Д.* Латеритная кора выветривания как источник глинозема при образовании платформенных бокситовых месторождений. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
6. *Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д.* и др. Латеритные бокситы СССР. – В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
7. *Слукин А.Д.* Коренные латеритные бокситы – первая находка на Сибирской платформе. – Геология руд. месторождений, 1971, № 2.
8. *Grubb P.L.C.* Genesis of Weipa bauxite deposits, N.E. Australia. – Miner. deposita, 1971, 6, N 4.
9. *Grubb P.L.C.* Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas Coastal Plain. – Econ. Geol., 1979, **74**, N 4.
10. *Nikitina A.P., Berchin S.I., Zvjagin B.B.* Einige typomorphe Besonderheiten des Kaolinits in bauxitführenden Restformationen des europäischen Teils der UdSSR. – Schr.-R. geol. Wiss. 1978, H. 11.
11. *Patterson S.* Investigations of Ferruginous Bauxite and other mineral on Kauai and a Reconnaissance of Ferruginous Bauxite Deposits on Maui, Hawaii. Wash.: US gov. print. off., 1971.
12. *Schellmann W., Jepsen K.* Die Bauxitbildung in der Lagerstätte Weipa/Australien als ein Beispiel der lateritischen Verwitterung. – In: ICSOBA, 3e Congr.Intern., Nice, France, 1973.
13. *Smart I.* Weipa. Queensland. Sheet SD/54–3, Explanatory notes. – Austral. Gov. Publ. serv., Canberra, 1977.
14. *Subramanian K.S.* Bauxite deposits on hign landforms in the southern part of the Indian Peninsula. – 4th Intern. Congr. for study of bauxites, alumina and aluminium; vol. 2. Bauxites. Oct. 9–12, 1978.

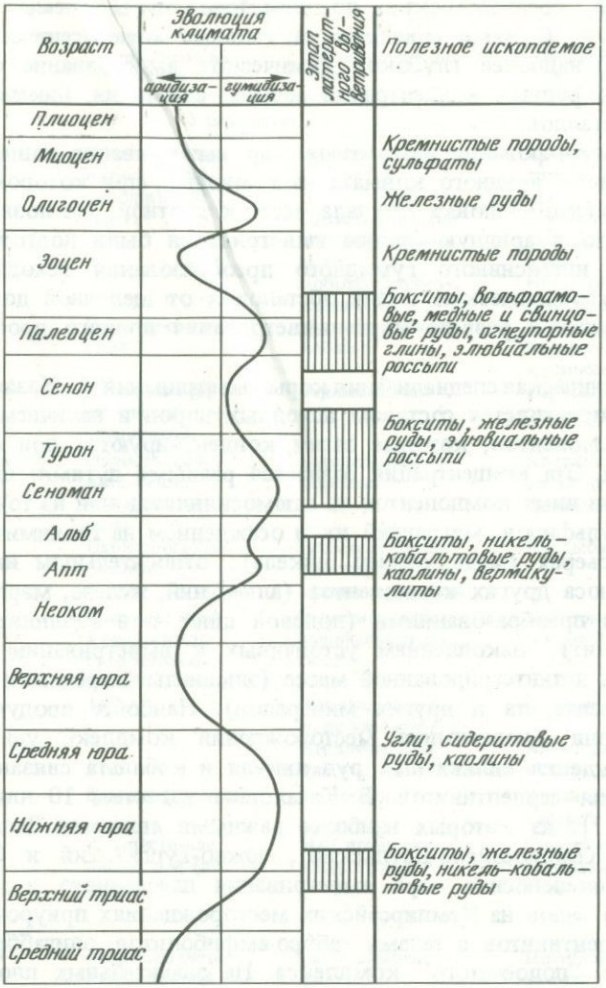
УДК 551.311.231(574)

О.В. Иванов, Г.Р. Бекжанов, Е.П. Пушко, Л.И. Киселев, В.Ф. Долгополов

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАЗАХСТАНА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

На территории Казахской ССР мезо-кайнозойские коры выветривания пользуются региональным распространением. Они известны на юго-востоке Урала, на Мангышлаке, в Тургайском прогибе, Зауралье, Северном Приаралье, Центральном Казахстане, в ряде районов Южного Казахстана, в Семипалатинском Прииртышье, в Зайсанской впадине и представлены различными морфогенетическими типами. В литературе имеются упоминания о палеозойских корах выветривания, но они изучены слабо и данные о их рудоносности ограниченны.

В платформенный этап развития земной коры Казахстана коры выветривания формировались от позднего триаса до олигоцена включительно (около 190 млн лет). Их образование происходило в условиях тропического или субтропического гумидного климата. В периоды ари-



Главные минерагенические эпохи формирования коры выветривания Казахстана

дизации, имевшей место в поздней юре—раннем мелу, частично в позднем мелу, позднем эоцене и неогене, ранее сформированные коры выветривания местами претерпели вторичные изменения и частично деградацию. Наиболее полно сохранились те коры выветривания, которые вскоре после формирования были перекрыты толщей осадочных пород. В таких условиях находились периферийные погруженные участки эпигерцинских массивов вблизи областей седиментации.

Эволюция климата в мезозое и кайнозое, этапы формирования латеритных кор выветривания и главные минерагенические эпохи отображены на схеме. По данным ряда исследователей [1, 3, 12], выделяются четыре этапа формирования кор выветривания латеритного типа: позд-

нетриасовый, среднеальбский, позднемеловой и позднемеловой–раннепалеогеновый. С ними совпадают и главные минерагенические эпохи. Латеритное, наиболее глубокое химическое выветривание обусловило образование рудных концентраций железа, алюминия, никеля, кобальта и других металлов.

Этапы формирования латеритных кор выветривания совпадают с периодами смены аридного климата на гумидный, при котором щелочная геохимическая обстановка уступала место кислотной. Это позволяет предполагать, что в аридную стадию выветривания были подготовлены условия для интенсивного гумидного преобразования исходных пород. Такую же геохимическую смену обстановок от щелочной до кислотной мы наблюдаем в разрезе коры выветривания полного профиля снизу вверх.

Минерагеническая специализация коры выветривания Казахстана (см. таблицу) определяется составом исходных пород и наличием в них полезных компонентов, которые затем концентрируются при формировании элювия. Эта концентрация создается разными путями: высвобождением тех или иных компонентов из алюмосиликатов или из тонкой вкрапленности сульфидов, миграцией их и осаждением на геохимических природных барьерах (медь, свинец, никель); относительным накоплением за счет выноса других компонентов (алюминий, железо, марганец); минеральными преобразованиями (полевой шпат – в каолинит, слюды – в вермикулит); накоплением устойчивых к выветриванию минералов в глинистой дезинтегрированной массе (элювиальные россыпи ильменита, рутила, касситерита и других минералов). Наиболее продуктивен для формирования элювиальных месторождений комплекс ультрабазитов.

Месторождения силикатных руд никеля и кобальта связаны с корой выветривания серпентинитов. В Казахстане известны 10 никеленосных районов [12], из которых наиболее важными являются Западно-Казахстанский (Кемпирсайско-Даульский), Южно-Тургайский и Северо-Тургайский. Никеленосная кора выветривания площадного и контактово-площадного типов на Кемпирсайских месторождениях приурочена к контактам серпентинитов с телами габбро-амфиболитов, эпигаббро и пород такситового "полосчатого" комплекса. На значительных площадях она имеет зональное строение полного профиля (четыре зоны) и керолит-нонтронит-охристый состав. Мощность ее достигает 50–60 м. Основная масса никеля концентрируется в выщелоченных нонтронитизированных серпентинитах и в нонтронитовых глинах. Примесь кобальта наиболее характерна для обохренных нонтронитов и охр, обогащенных корочками асболана. Наиболее богатые никелем руды характерны для пород такситового комплекса.

На отдельных месторождениях в коре выветривания присутствуют кремнистые породы – так называемые бирбириты, залегающие азонально в виде глыб и желваков. Они, по-видимому, являются эпигенетическими и образовались в периоды аридизации климата в позднем эоцене или в миоцене.

На Новокарагачтинском, Бугеткольском и Шевченковском массивах преобладает сокращенный керолит-охристый профиль никеленосной коры выветривания с мощной зоной охр. Основная масса никеля связана

Минерагения коры выветривания Казахстана

Комплекс исходных пород	Тип профиля выветривания	Полезное ископаемое	Месторождение и рудопроявление
	Ультрабазиты		
Дунит-перидотитового состава	Керолит-нонтронит-охристый (латеритный)	Никель, кобальт	Кемпирсайская группа
	То же	Охристые легированные железные руды	Восточно-Кемпирсайское, Саздинское
	"	Бобовые алюмо-железняки	Новокарагачтинское, Степнинское
	Керолит-охристый	Магнезит, никель, кобальт	Бурановское, Шевченковское, Бугеткольское
То же, совместно со слюдистыми метасоматитами	Каолинит-гидрослюдистый, нонтронитовый	Веримикулит	Каратас-Алтынтасская группа
Породы основного состава (габброиды, диабазы, амфиболиты, эклогиты и др.)	Охристо-каолинит-гиббситовый (латеритный)	Бокситы псевдоморфные	Крединовское, Актогайское, Новобурановское
	Охристо-каолинитовый	Ильменит-рутиловые и другие элювиальные россыпи	Кундыбайское
Гранитоиды	Каолинитовый и гидрослюдисто-каолинитовый	Редкометальные элювиальные россыпи	Золотоношский массив, Калба
	То же	Элювиальные россыпи касситерита	Сергеевская зона
	"	Первичный каолин	Алексеевское, Союзное
Щелочные породы	Гидрослюдистый	Вермикулит	Кулантауское, Ирисуйское
Магнетит-гранат-амфибол-пироксеновые скарны и метасоматиты	Железисто-каолинитовый (латеритный)	Мартитовые железные руды	Соколовское, Козыревское, Велиховское
Скарново-грейзеновые породы, штокверки	Гидрослюдисто-каолинитовый	Вольфрамовые руды	Центральный Казахстан
	То же	Элювиальные россыпи касситерита	Ускенское, Тортколмакское
Карбонатно-терригенные породы	Каолинит-гиббситовый (латеритный)	Бокситы пелитоморфные	Амангельдинская группа
	То же	Медь, свинец	Актасское
	Гидрослюдисто-каолинитовый или маршаллит-каолинитовый	Марганцевые руды	Западно-Айгыржальское, Актастинское
Углисто-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы	Гидрослюдисто-гидрохлоритовый	Сидеритовые руды	Шок-Карагайское, Елецкое
Мезозойские делювиально-пролювиальные отложения алюмосиликатного состава	Каолинит-охристо-гиббситовый (латеритный)	Бокситы обломочно-бобовые	Аятское, Белинское и др.

3993

с этой зоной, в ней наблюдаются также повышенные концентрации кобальта.

В Центральном Казахстане известны более 20 мелких месторождений силикатных руд никеля и кобальта [6]. Все они приурочены к площадям развития линейно-площадных охристо-нонтронитовых силицифицированных кор выветривания серпентинитов на останцах верхнемелового пенеплена.

В Восточном Казахстане на Горностаевском массиве известны проявления силикатных никелевых руд контактово-карстового типа, развитых на контактах серпентинитов с вмещающими их известняками карбона.

На Кемпирсайском массиве на ряде участков (Промежуточный, Восточно-Кемпирсайский и др.) верхняя зона охр (железистых латеритов) сложена охристыми легированными железными рудами с гиббситом. Они представляют собой железистые латериты, образованные по серпентинитам.

Если исходными были алюмосиликатные породы (габбро-амфиболиты, эпигаббро, габбро-диабазы), то в верхней зоне коры выветривания формировались латеритные псевдоморфные гиббситовые бокситы. Такие бокситы известны на Новобурановском, Промежуточном, Восточно-Кемпирсайском месторождениях силикатных никелевых руд [1, 4]. На габброидах развит гиббсит-галлуазит-каолинитовый сокращенный профиль. Разрез этого профиля таков (снизу вверх): зона дезинтеграции (2–5 м); зона монтмориллонит-гидрохлоритовых пород (весьма маломощна или вообще отсутствует; зона каолинит-галлуазитовых глин (30–35 м); латеритная зона (до 25 м).

Латеритная зона состоит из галлуазит-каолинитовой глины с угловатыми сплюснутыми глыбами псевдоморфного боксита. Глыбы представляют собой почти мономинеральные гиббситовые породы с реликтами друзитовой, гнейсовидной, зернистой и других структур. Упомянутые рудопроявления невелики, однако при отработке Восточно-Кемпирсайского никелевого месторождения были добыты бокситы, переработанные на Уральских глиноземных заводах.

В нижней зоне коры выветривания серпентинитов нередко накапливаются магнезиты, образующие желваковые залежи (Бурановское рудопроявление) или чаще прожилки в слабоизмененных серпентинитах.

С корой выветривания дунит-клинопироксенитовых перидотитов в гнейсо-амфиболовой толще, претерпевшей региональный метаморфизм, связаны месторождения вермикулита Каратас-Алтынтасской группы в Мугоджарах [10]. На контакте тел ультрабазитов с вмещающими породами развита зона метасоматитов, среди которых широко распространены породы, содержащие флогопит и биотит. Последние гидратированы с образованием вермикулита на глубину до 35 м. Месторождения вермикулита Мугоджар представляют практический интерес. В Южном Казахстане также выявлены месторождения вермикулита [9] – Кулантауское, Ирисуйское и др., приуроченные к коре выветривания. Однако здесь исходными породами являлись щелочные габброиды, пироксениты, шонкиниты и эссекситы. Гидратация слюд различная, собственно вермикулит составляет 7–15%. Мощность зоны гидратации 10–12 м.

Рудоносность кор выветривания пород основного состава изучена слабо. К ним приурочены проявления латеритных бокситов, каолинитовых глин, элювиальных россыпей.

Элювиальные бокситы слагают верхнюю латеритную зоны коры выветривания диабазов и габбро. Они известны на Кредиковском, Актогайском и других проявлениях в Мугоджарах [1, 2, 4]. На Кредиковском рудопроявлении разрез коры выветривания диабазовых порфиритов и диабазов имеет следующий вид [4]: 1) выветрелые, трещиноватые, карбонатизированные материнские породы, мощность 2–4 м; 2) гидрохлорит-монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой эффузивов, до 17 м; 3) железисто-каолинитовые глины красного, оранжевого цвета с реликтовой структурой эффузивов, до 13 м; 4) железисто-гиббсит-каолинитовые глины с блоками и желваками псевдоморфных бокситов с прекрасно сохранившейся структурой эффузива, мощность 3 м. Рудообразующие минералы бокситов – гиббсит (40–90%) и гетит (4–42%). Эти рудопроявления невелики, но интересны для познания минерагении коры выветривания.

Ильменит-рутиловые элювиальные россыпи связаны с мезозойской корой выветривания основных пород. Наиболее хорошо изучено Кундыбайское месторождение, расположенное в верховьях р. Тобол [8]. Материнскими породами здесь являются докембрийские амфиболиты, вмещающие массив гипербазитов. Кора выветривания имеет следующее строение: 1) зона гидрослюдисто-гидрохлоритовых пород, 5–15 м; 2) зона каолинитовых глин пестрой окраски, 15–20 м; 3) глинистая гиббсит-железистая зона, 1–5 м.

Глины второй зоны содержат вкрапленность устойчивых при выветривании ильменита, рутила, лейкоксена и кулсонита. Накопление этих минералов в коре выветривания происходит благодаря выносу из породы щелочных и щелочноземельных компонентов и кремнезема.

Наибольшие концентрации ильменита и рутила приурочены ко второй зоне – пестрым каолинитовым глинам. На общем фоне пластовой залежи мощностью 8–10 м наблюдаются шлирообразные участки, обогащенные титановыми минералами. В Мугоджарах аналогичные россыпи установлены в пределах массива габбро Текелитау и в других местах.

Редкометальные россыпи приурочены к элювиальным образованиям на кислых породах. Они известны на Калбе, на Кокчетавском поднятии (Золотоношский и другие массивы). В целом в Казахстане они изучены слабо. Наибольший интерес представляют массивы гранитов, расположенные в северной части Кокчетавского поднятия, где фундамент погружается под покров платформенного чехла и коры выветривания имеют лучшую сохранность. В элювии скарново-грейзеновых пород и кварцевых штокверков в ряде районов наблюдаются элювиальные россыпи касситерита (например, Ускенское), также еще слабо изученные.

Вольфрамоносные коры выветривания установлены в последнее время в Центральном Казахстане. На одном из участков такие коры развиты на породах редкометального кварц-полевошпатового штокверка, образованного в вулканогенно-осадочных породах среднего–верхнего девона и в залегающих на них известняках верхнего девона. В штокверке наблюдается бедная вкрапленность минералов, содержащих вольфрам,

медь, висмут и молибден. Кора выветривания в зонах тектонических нарушений достигает мощности 120–200 м и имеет следующее строение: 1) зона дезинтеграции – щебнистые материнские породы с вкрапленностью шеелита и вольфрамита; 2) зона глинистых пород, верхняя часть которых гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитового состава обогащена вольфрамом в 1,5–2 раза и выше по сравнению с первичными рудами. Подавляющая часть трехокиси вольфрама (50–60%) заключена в глинистых продуктах и железо-марганцевых соединениях, остальная часть – в шеелите, тунгстите, чиллагите и других редких минералах. Формы нахождения вольфрама полностью не изучены.

Оруденение образует линзоподобные тела сложной формы мощностью от 2–4 м до десятков метров. Гипергенные концентрации вольфрама могут представлять практический интерес.

Первичные каолины коры выветривания гранитов широко распространены в северной части Казахстана. Это, например, Алексеевское и Союзное месторождения [11]. На первом из них каолинитовые глины с остаточным кварцем слагают верхнюю зону коры выветривания гранитов Алтыбайского массива. Глины в разной степени окрашены, цвет их от снежно-белого до кремового, розового и даже бурого. Наиболее качественные белые разности каолинов приурочены к элювию кварцевых диоритов и плагиогранитов и образуют обособленные линзовидные залежи. Большие перспективы имеет Союзное месторождение в Северных Мугоджарах и расположенные рядом участки Ярославский, Кошенсайский, Каракудукский и др. в верховьях р. Иргиз.

К корам выветривания карбонатно-терригенных пород верхнего девона–нижнего карбона приурочены месторождения латеритных бокситов, огнеупорных глин, меди, свинца и марганца.

Латеритные пелитоморфные бокситы слагают верхнюю зону коры выветривания мощностью 5–7 м на ряде месторождений Амангельдинской группы. Это лиловые безбобовые породы пелитоморфного строения, состоящие из криптокристаллического гиббсита с примесью гематита, каолинита и минералов титана. Гиббсит в них замещает каолинит и гидрослюды исходных пород. Бокситы высококачественные, содержат обычно 55–60% Al_2O_3 и 1–5% кремнезема. Они залегают в бортах депрессий или на отдельных выступах фундамента в виде покровов и перекрываются бокситами обломочно-бобовой структуры. Вниз по разрезу эти бокситы постепенно переходят в железисто-каолинитовые глины.

Значительная часть огнеупорных глин Амангельдинского района представлена обеленной каолинитовой с примесью гиббсита зоной коры выветривания карбонатно-терригенных пород.

Наиболее интересны для концентрации меди и свинца коры выветривания карбонатно-терригенных пород верхнего девона Центрального Казахстана, имеющих региональное повышенное содержание меди, свинца, цинка. В составе пород фаменского яруса присутствуют углистые аргиллиты, при выветривании которых образуются вторичные сульфиды, а иногда и самородная медь.

Примером этого типа оруденения является рудопроявление Актас в пределах Амангельдинского рудного поля. Здесь развита линейно-пло-

щадная кора выветривания на крутопадающей пачке пород фундамента, представленной переслаиванием алевролитов, аргиллитов, сланцев и доломитизированных известняков. Верхняя часть коры выветривания гематит-гиббсит-каолинитового состава полностью окислена, нижняя восстановительного ряда — углисто-хлорит-гидрослюдистая. В последней наблюдаются прожилки и вкрапленность пирита, вторичных сульфидов меди и свинца, а также самородные агрегаты этих металлов. Мощность коры выветривания здесь достигает 150 м.

Имеются сведения о наличии подобного оруденения и в других верхнепалеозойских синклинальных и грабен-синклинальных наложенных структурах в районе северного погружения Улутауского антиклинория.

Элювиальные концентрации марганца широко проявлены в районе палеозойских железо-марганцевых месторождений, реже в верхних и средних зонах гидрослюдисто-каолинитовых или маршаллит-каолинитовых кор выветривания терригенно- и кремнисто-карбонатных пород в Центральном Казахстане. Проявления второго типа представляют собой мелкие тела скоплений псиломелана в виде линз протяженностью до 100 м и мощностью 5–8 м (Западный Айгыржал, Актасты, Катпар), не имеющие практического значения. В Мугоджарах известны проявления марганцевой минерализации, обусловленной выветриванием кремнистых пород (Шуулдак и др.).

Бокситы обломочно-бобового строения месторождений Казахстана многими геологами сейчас рассматриваются как неоэлювий, образованный на обломочной мезозойской толще делювиально-пролювиального генезиса. В условиях карстовых депрессий на карбонатных породах создавались благоприятные условия для выноса при выветривании подвижных окислов, накопления глинозема и окислов железа и образования бокситов.

Можно упомянуть еще мартитовые и сидеритовые железные руды, маршаллиты, минеральные краски, отбеливающие глины, поделочные камни и другие виды минерального сырья. С зоной вторичного сульфидного обогащения связаны в Казахстане концентрации меди, молибдена и других металлов, что требует специального рассмотрения. Ряд месторождений коры выветривания содержат силикатные руды никеля, бокситы и огнеупорные глины, каолин, вермикулит и вольфрам. При дальнейших исследованиях могут быть найдены и другие месторождения элювиального типа.

Особый интерес представляют продукты ближайшего переотложения кор выветривания. Так, с палеогеновыми прибрежно-морскими и континентальными фациями в области северного обрамления Казахского щита связаны месторождения титана, циркония, концентрации редких земель и других полезных компонентов.

Очередной задачей дальнейших исследований рудоносности кор выветривания в Казахстане является их геохимическое изучение при специальном геологическом картировании с выделением типов и зональности на основе детальных минералогических исследований с применением современных методов диагностики тонкодисперсных минералов.

Литература

1. *Венков Д.А., Долгополов В.Ф., Киселев Л.И.* Бокситорудные формации. – В кн.: Металлогения Казахстана. Рудные формации, месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов. Алма-Ата: Наука, 1978.
2. *Егоров В.П., Новиков В.М.* Латеритные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып.12.
3. *Киселев Л.И.* Палеоклиматические условия формирования мезозойских и кайнозойских латеритных кор выветривания и месторождений бокситов в Казахстане. – В кн.: Геология бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1978.
4. *Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Попович Ю.П.* Латериты Западного Казахстана, Алма-Ата: КазИМС, 1974.
5. *Киселев Л.И., Пономаренко З.К., Кальменева А.Х., Бахтеев Ш.Ж.* Палеоландшафтная обстановка формирования меловых латеритных кор выветривания и бокситов в Казахстане. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
6. *Косубаев Х.Д.* Силикатные никель-кобальтовые месторождения Центрального Казахстана. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 2.
7. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
8. *Ниязов А.Р.* Титаноносная кора выветривания Шевченковского рудного поля и ее промышленные перспективы. – В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1972, вып. 1.
9. *Поляков В.В.* Неметаллические полезные ископаемые. – В кн.: Новые данные о закономерностях размещения полезных ископаемых в Южном Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1979.
10. *Силивря Е.П., Сагунов В.Г., Суханов А.Е.* База нерудных полезных ископаемых Западного Казахстана, перспективы ее расширения и освоения. – В кн.: Проблемы геологии и минерагении Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980.
11. *Суханов А.Е., Наумов А.И.* Ресурсы первичных каолинов Казахстана. – В кн.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968.
12. *Тажибаева П.Т., Пономарев Д.В.* Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1980.

УДК 553.612:553.061.14.078

Б.Ф. Горбачев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАОЛИНОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Субаэральные коры выветривания, получившие в отдельные эпохи региональное или почти глобальное распространение, можно рассматривать в качестве природных геологических саморазвивающихся систем. Они соответствуют в истории Земли разновозрастным реакционным зонам в литосфере на контактах ее с атмосферой и биосферой. Энергия, необходимая для реализации химических и биохимических реакций выветривания, обеспечивается солнечной радиацией.

Ранее уже отмечалось [6], что условия, способствующие образованию мощных кор выветривания, с которыми связаны месторождения различных полезных ископаемых, в том числе и каолинов, вряд ли могли часто

повторяться в геологической истории. Наблюдаемая периодичность формирования мощных кор выветривания в фанерозое может в общем виде иметь единую причину – сочетание космических и планетарных событий. Возраст древних кор выветривания и связанных с ними каолинов разнообразный – от архейского (метаморфизованные аналоги) до кайнозойского, однако промышленную ценность в качестве дисперсного белоцветного сырья, отвечающего определенным кондициям, представляют лишь элювиальные каолины в корах выветривания мезозойского и кайнозойского возраста. Более древние каолины плохо сохранились и испытали к тому же отрицательное воздействие наложенных процессов.

Для формирования в геологическом прошлом мощных элювиальных покровов должны были синхронно проявиться в течение продолжительного геологического времени и на обширных территориях стабилизированный тектонический режим и благоприятные климатические и ландшафтные обстановки. Состав субстрата оказал при этом существенное влияние на минерагеническую специализацию продуктов выветривания.

Белоцветные и светлоокрашенные элювиальные продукты, слагающие верхнюю зону профилей мощных мезозойских и кайнозойских кор выветривания маложелезистых алюмосиликатных пород, как правило, характеризуются почти мономинеральным составом с преобладанием гипергенных минералов группы каолинита и реликтового кварца и низким содержанием окиси железа ($< 1\%$). Ведущее промышленное значение в СССР и во многих зарубежных странах получили месторождения, отнесенные к элювиальному промышленно-генетическому типу. Отечественное производство высокосортных обогащенных каолинов полностью базируется на месторождениях этого типа. В ряде других стран добыча и переработка каолина целиком или преимущественно производится на месторождениях иных промышленно-генетических типов, например осадочного – в США, аргиллизации – в Венгрии.

Особую, довольно многочисленную группу составляют полиформационные и полигенные месторождения каолинов. К полиформационным относятся месторождения, в контуре которых присутствуют сопряженные или разобщенные залежи каолинов, связанные с разнотипными каолиноносными геологическими формациями. Примером может служить известное Ангренское месторождение в Узбекской ССР, где в одном разрезе присутствуют промышленные залежи как элювиальных, так и осадочных каолинов. Полигенные месторождения формируются в результате наложения генетически различных процессов каолинизации. Известны случаи образования залежей каолинитовых пород в два этапа: вначале под влиянием процессов гидротермально-метасоматической аргиллизации вулканических и субвулканических пород, а позднее – в связи с развитием сиаллитного выветривания. Полигенными, видимо, являются некоторые месторождения каолинсодержащих песков в Сибири, например Кампановское, поскольку установлено, что в них одна часть каолина имеет терригенно-осадочную породу, а другая – является продуктом каолинизации аркозового материала в субаэральных условиях (неоэлювий).

Присутствие крупных промышленных месторождений каолинов в корах выветривания служит свидетельством весьма благоприятного сочетания разнообразных природных факторов, определяющих в итоге не толь-

ко их формирование, но и удовлетворительную сохранность. Ниже рассмотрим наиболее значительные из них.

Палеоклимат. Высказано мнение [9], что с начала юры до настоящего времени существует "альпийский" тип климатической зональности. В отдельные эпохи мезо-кайнозоя при благоприятных сочетаниях направлений теплых течений и ветров 25] климатические условия, благоприятствующие формированию мощных кор выветривания, распространялись на большую часть севера Евразии, включая умеренно-теплые гумидные зоны. Из наблюдений над корами выветривания тропических областей [10] можно сделать заключение о существовании температурного предела около 17–18°С, ниже которого, даже несмотря на обилие атмосферных осадков (свыше 1500 мм/год), конечным продуктом гидролитических реакций является не свободный глинозем, а минералы группы каолинита. Тем не менее противопоставлять латеритные коры выветривания каолиновым было бы неверно, хотя бы потому, что большие массы пестроцветных каолинов сосредоточены в зоне литомаржа профилей латеритного выветривания. Эти каолины в ряде случаев представляют собой интерес для промышленного использования.

Не менее важным фактором, определяющим формирование сиалитной (каолиновой) коры выветривания, является равномерность выпадения обильных осадков в течение года и, следовательно, отсутствие или ослабленное проявление сухого сезона, что не способствует геохимическому разобщению кремнезема и глинозема в профиле выветривания. Изменение во времени обоих указанных факторов является причиной деградации непогребенных латеритных кор, их ресиликации и выноса из них железа. Климатические оптимумы каолинообразования на территории СССР соответствуют рэт-раннеюрскому и дат-эоценовому времени. Им отвечаеют две главные эпохи формирования поверхностей выравнивания и мощных кор выветривания. Первый оптимум проявился почти на всей территории СССР. Как полагает В.М. Синицын [8], с ними связана самая значительная гумидная фаза в истории климата мезо-кайнозоя. По мнению В.П. Петрова 17], подобные климатические условия предопределили субглобальное развитие рэт-раннеюрской коры выветривания в северном полушарии. Второй оптимум проявился на площади Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Тектонический режим и структурный контроль. Формации коры выветривания и связанные с ними месторождения элювиальных каолинов развиваются в эмерсивные стадии тектоно-седиментационных циклов [1], в границах кратонов (континентальные платформы) и квазикратонов (области ранней консолидации, срединные массивы), их проявление соответствует заключительным этапам длительных перерывов в осадконакоплении и возникновению региональных поверхностей денудационного выравнивания (пенепленов). Геодинамический режим кратонов и квазикратонов благоприятствует не только формированию мощных кор выветривания, но и последующему сохранению от размыва их значительных фрагментов, содержащих крупные запасы кондиционных каолинов. Залежи каолинов закономерно локализованы относительно тектонических структур разного порядка. Основное контролирующее влияние на пространственное размещение каолиновых залежей оказывают положение антиклинальных сводово-

глыбовых структур и конфигурация развитой в их пределах сети региональных и субблоковых разломов. Антиклинальные мегаблоки, унаследованно занимающие относительно приподнятое положение, в то же время отличаются от синклинальных мегаблоков большим участием в составе субстрата кислых изверженных и ультраметаморфических пород, что в целом способствовует развитию светлоокрашенных каолиновых кор выветривания. Отчетливо проявляется приуроченность месторождений элювиальных каолинов к зонам региональных и субблоковых разломов; особый интерес представляют в этом отношении узлы пересечений разно ориентированных тектонических нарушений и зон повышенной трещиноватости [2, 4]. Локализация месторождений элювиальных каолинов в значительной мере контролируется посткоровой тектоникой. Каолиновая кора выветривания полного профиля в максимальной степени сохраняется под сплошным осадочным покровом на площади относительного погружения антиклинальных структур. Месторождения крупнейших каолиноносных районов закономерно располагаются в зоне выклинивания кровли каолинов, т.е. там, где при максимальной мощности белоцветной каолиновой коры выветривания мощность перекрывающей каолины осадочной толщи ограниченна (Просяновский и ряд других каолиноносных районов Украины; Карлововарский район ЧССР). Более значительные тектонические воздымания определяют глубокий размыв как осадочного чехла, так и верхних горизонтов коры выветривания. Сохраняющиеся при этом реликты полного профиля коры выветривания, с которыми можно связывать перспективы промышленной каолиноносности, расположены на площади локальных тектонических блоков, занимающих относительно погруженное положение (Приазовский и Кокчетавский массивы). Максимальная степень эродированности элювиальных покровов допускает присутствие только редких линейных фрагментов ("корней") коры выветривания (Балтийский, Алданский щиты), не имеющих сколько-нибудь существенного значения в отношении каолиноносности.

Палеорельеф. Формирование мощных элювиальных покровов отвечает по времени заключительным этапам регионального денудационного выравнивания (пенепленизации). Каолиновый профиль выветривания в большинстве случаев соответствует условиям слабо расчлененного выровненного рельефа с относительно высоким уровнем грунтовых вод, периодически приближающимся к дневной поверхности, ослабленным дренажем, заболачиванием. В подобной фациальной обстановке гумидного выветривания геохимическая дифференциация кремнезема и глинозема затруднена, ввиду чего конечными продуктами гипергенных преобразований являются минералы группы каолинита.

Однако палеорельеф каолиноносных пенепленов не следует воспринимать как некую однообразную плоскость. Напротив, его элементы, определяя микроклимат, динамику грунтовых вод, соотношение механической и химической денудации, распределение растительности, способствовали известной неоднородности в развитии процессов выветривания, включая каолинообразование. Наиболее четко выражена приуроченность максимальных мощностей каолинов к бортам эрозионно-тектонических депрессий, дренировавших пенеплены. Тем не менее следует признать, что восстановление деталей палеогеографической обстановки представляет пока еще труд-

ную задачу, требующую проведения целого комплекса специальных исследований.

Пенеплены вступают в неотектонический этап с разной степенью сохранности развитых на них кор выветривания, что непосредственно связано с особенностями тектонического режима пенепленизированных территорий. Нестабилизированные мезозойские и палеогеновые пенеплены Южной Сибири со свойственным им дезбалансом между скоростями корообразования и эрозии обладают ограниченными перспективами сохранения в приповерхностном залегании сколько-нибудь значительных полей развития коры каолинового выветривания. Для сопряженных с ними аккумулятивных равнин характерно отложение недостаточно "зрелых" осадков. Эпизодические осушения отдельных частей аккумулятивных равнин приводили к появлению внутри формационных элювиальных горизонтов (неоэлювий).

Стабилизированные области мезозойского пенеплена (Украина, восточный склон Южного Урала и Мугоджар, Северный Казахстан), которым свойственно определенное уравнение скоростей корообразования и эрозии, напротив, отличаются значительно большей сохранностью в приповерхностном, а тем более в погребенном залегании обширных полей развития мощной линейно-площадной коры каолинового выветривания. Коррелятивные элювию континентальные осадки являются "зрелыми", они содержат полевые шпаты и другие неустойчивые минералы в резко подчиненных количествах.

Субстрат. Климатически-ландшафтные условия древнего выветривания определили формирование специфических комплексов полезных ископаемых, видовое разнообразие которых зависит прежде всего от гетерогенности выветренного субстрата, состоящего из пород, различных по составу, строению и генезису. Вещественный состав и качество элювиальных каолинов во многом определяются петрохимическими, минералогическими и текстурно-структурными особенностями исходных пород. Наиболее изменчивы такие показатели каолинов, как содержание глинистой каолиновой) фракции, минеральный состав и белизна (коэффициент отражения). Видимо, по аналогии с рудами можно говорить о богатом, рядовом и бедном каолине с содержанием каолиновой фракции соответственно более 40, 40–20 и менее 20%. В этом проявляются различия исходных пород в отношении содержания в них устойчивых и неустойчивых к выветриванию породообразующих минералов. Можно привести примеры различий в составе и свойствах каолинов, образованных при выветривании исходных пород различного состава и строения. Например, выветривание кислых вулканических стекол и витрофировых эффузивов приводит к формированию каолинов со значительной примесью смешанно-слойных минералов (иллит-монтмориллонит), что закономерно определяет особенности физико-механических свойств глинистых продуктов, их дисперсность, пластичность, прочность в сухом состоянии и пр.

Первоочередного внимания при оценке перспектив каолиноносности и поисках залежей высококачественных каолинов заслуживают поля выветривания лейкократовых гранитоидов, испытавших осветляющее воздействие пневмогидротермальной проработки (грезенизация, альбитизация и пр.). Каолины, возникшие при выветривании подобных пород, характеризуются в большинстве случаев высокой белизной и минималь-

ным содержанием красящих окислов Fe_2O_3, MnO, TiO_2. Следует подчеркнуть, что всемирно известные каолины высокого качества месторождений Юго-Западной Англии (графство Корнуэлл) Карлововарского округа в ЧССР формировались при выветривании пневматолитически-измененных гранитов. Подобное же Беляевское месторождение разведано в Запорожской области УССР [3]; его каолины, впервые для отечественных месторождений, характеризуются низким содержанием не только окиси железа, но и двуокиси титана.

Наложенные процессы. Элювиальные образования претерпевают экзодиагенетические и катагенетические преобразования, приводящие к нарушению первичной зональности профиля выветривания и постепенному уничтожению протоструктурных признаков. В результате формируется новая (эпигенетическая) зональность. Примером может служить образование нодулей, конкреций, сферолитов и прочих форм перераспределения вещества, связанных с развитием процессов обеления или, напротив, ожелезнения, ресиликации, карбонатизации, дегидратации и т.п.

Качество и промышленная ценность элювиальных каолинов обусловлена суммарным воздействием ряда факторов, проявившихся до, во время и после корообразования. Одностадийный процесс формирования белоцветных каолинов осуществляется при выветривании изначально маложелезистых пород – пегматитов, аллитов, грейзенизированных гранитов и т.п.; двухстадийный процесс – путем формирования окрашенного окислами железа каолинового элювия и его последующего обеления, обусловленного выносом железа под влиянием восстановительных кислых вод (подзолизация).

Эффективность и формы проявления эпигенетического обеления зависят от характера водного режима. При ослабленном дренаже (застойный режим) обеление каолинов сопровождается не существенным выносом железа, а лишь его перераспределением, в результате чего формируются микроконкреционные выделения сидерита и пирита. При развитом дренаже (промывной режим) редуцированное железо интенсивно выносится, в результате чего общего содержание железа в каолине существенно уменьшается. Обеление каолинов происходит также на стадии катагенетических преобразований (оглеение), особенно интенсивно под угленосными отложениями и торфяниками.

Наложенное ожелезнение белоцветных каолинов особенно четко проявляется в горизонте инфильтрационных изменений, непосредственно ниже перекрывающих каолины железистых глин или бурых делювиальных суглинков. Каолины этого горизонта неравномерно прокрашены (первые метры) в связи с инфильтрацией железисто-глинистых суспензий; вдоль тектонических нарушений, трещин отдельности и кварцевых жил прокрашивание достигает максимальных глубин (5–10 м).

Итак, формирование белоцветных и светлоокрашенных элювиальных каолинов представляет собой в большинстве случаев двухстадийный процесс: 1) гипергенно-метасоматическое замещение алюмосиликатов минералами группы каолинита; 2) дополнительное отбеливание (вынос железа) под воздействием экзодиагенетических и катагенетических процессов, протекающих при участии кислых восстановительных вод.

Таким образом, залежи каолинов, представляющих по качеству, запасам

и условиям залегания практический интерес, являются результатом совмещения в одной области геологического пространства воздействий целого ряда благоприятствующих факторов, из которых определяющими служат: гумидный теплый климат с равномерным выпадением обильных осадков, стабилизированный тектонический режим с отвечающими ему формами сглаженного слабо расчлененного палеорельефа (пенеплен) и присутствие в составе субстрата значительных масс относительно лейкократовых алюмосиликатных пород, в первую очередь гранитоидов.

Контролируют локализацию залежей каолинов также факторы, проявившие свое действие вслед за окончанием формирования мощной коры каолинового выветривания вплоть до наших дней. Разрушение и сохранение каолиновых тел в существенной степени зависят от масштабов проявления молодых пликативных и разрывных дислокаций, интенсивности и направленности новейших тектонических движений, деформирующих пенеплены. Новейшая тектоника предопределяет уровни общего и локального денудационного среза и тем самым местоположение полнопрофильных реликтов мощных элювиальных покровов или же, как следствие глубокой денудации, лишь их линейных фрагментов. Крупные тела каолинов сохраняются в приповерхностном залегании преимущественно там, где в последующие эпохи существовали водораздельные пространства, разделенные крупными долинами рек или флювиогляциальных потоков. Низкая сохранность древних элювиальных покровов проявляется по периферии зоны многократного материкового оледенения (экзарация и эрозия). Мощные малоподвижные ледники щитов оказывают, наоборот, консервирующее действие. Абразионная деятельность в периоды трансгрессий существенно сокращает ореолы возможной сохранности каолиновых тел промышленного значения. Изложенные выше представления о закономерностях формирования и локализации месторождений элювиальных каолинов положены в основу разработанной во ВНИИГеолнеруд методики их средне- и крупномасштабного прогнозирования.

Литература

1. *Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М.: Наука, 1960.
2. *Горбачев Б.Ф.* Закономерности формирования и локализации каолиновых месторождений. – В кн.: Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974.
3. *Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф., Вдовиченко Н.Ф., Горбатенко В.И.* Беляевское месторождение высококачественных каолинов. – Разведка и охрана недр, 1980, № 2.
4. *Кондрачук В.Ю., Сонкин Л.С.* Кора выветривания Глуховецкого района каолиновых месторождений. – В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, ч. 2.
5. Палеогеографический анализ для прогнозирования бокситоносности/. Р.А. Биджиев, Н.Н. Белозерова, М.М. Брызгалова и др. М.: Недра, 1980.
6. *Петров В.П.* Коры выветривания и связанные с ними проблемы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4.
7. *Петров В.П.* Основы учения о древних норах выветривания. М.: Недра, 1967.
8. *Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.
9. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
10. *Patterson S.H.* Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kanai and a reconnaissance of ferruginous baxite deposits on Maui, Hawaii. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, 74, N 655.

УДК 553.21/24

Б.А. Богатырев, В.Н. Демина, В.В. Жуков,
Л.А. Матвеева

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ БОКСИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В литературе широко освещены геологические, климатические, геоморфологические и гидродинамические условия формирования бокситоносных кор выветривания [1, 3, 5, 6, 8–11 и др.]. Наиболее полная сводка по строению различных профилей выветривания и условиям их формирования имеется в работах А.П. Никитиной, И.В. Витовской, К.К. Никитина [8] и Н.А. Лисициной [3]. В ряде работ приведены данные физико-химических экспериментов по разложению и синтезу минералов, моделированию процесса выветривания [5 9 и др.]. В этих работах сформулированы общие представления о процессе выветривания и накопления рудных концентраций в корах выветривания, в том числе и бокситов.

Особое место в учении о корах выветривания принадлежит работам И.И. Гинзбурга. Он впервые дал исчерпывающее объяснение причин формирования зональности коры веветривания: "Теоретически любая остаточная кора выветривания должна иметь зональный профиль, так как кислые и почвенные растворы, просачиваясь вниз, постепенно усредняются или переходят в слабощелочные и щелочные растворы, т.е. с глубиной увеличивается pH реагирующих вод, и, в конце концов, они достигают pH выщелачивания свежей породы. В результате увеличения pH, а также изменения с глубиной концентрации солей в воде по мере ее просачивания и ослабления влияния кислородного потенциала из-за его расходования на окисление верхних горизонтов интенсивность процессов разложения пород с глубиной ослабляется и изменяется характер этих процессов" [1, с. 91]. С.А. Кашик и И.К. Карпов [2] термодинамически обосновали фундаментальное положение И.И. Гинзбурга о причине возникновения зональности, используя метод физико-химического моделирования необратимых процессов минералообразования.

Если на вопрос, почему формируются зональные коры выветривания, имеется удовлетворительный ответ, то относительно того, как они формируются, как образуется зональность, существуют различные точки зрения. Ряд исследователей объясняют зональность изменением климата: глинистая зона формируется в умеренном климате, гиббситовая – в жарком и влажном (экваториальном, тропическом или субтропическом) за чсет нижележащей зоны. Ряд других геологов считают, что все зоны выветривания зарождаются сразу (в миниатюре) и затем разрастаются сверху вниз, одна за счет другой [1, 2, 7]. Согласно этой точке зрения, основная масса бокситов формируется за счет глинистых минералов (в частности, каолинита). Третья группа геологов, в том числе авторы, считают, что все зоны коры выветривания закладываются сразу на всю глубину зоны трещиноватости и формируются одновременно, по мере замещения первичных минералов вторичными, и только после полного замещения первичных минералов происходит разрастание верхних зон за счет нижних. Некоторые иссле-

дователи [2, 7] отмечали сходство зонального профиля выветривания с инфильтрационно-метасоматической колонкой.

В статье предлагается решение следующих задач: установление оптимальных физико-химических условий формирования бокситоносных кор выветривания; определение динамики накопления минералов свободного глинозема в процессе выветривания и времени, необходимого для формирования промышленных залежей бокситов.

Химическое выветривание пород, как известно, обусловлено климатическим, структурно-тектоническим, геоморфологическим и другими геологическими факторами, которые находят интегральное отражение в составе, динамике просачивания вод и кинетике реакций, протекающих при взаимодействии этих вод с минералами. Поэтому минералообразование в зонах и мощность зон бокситоносной коры выветривания зависят в конечном счете от скорости растворения исходных минералов и скорости фильтрации вод. Эти два физико-химических фактора определяют состав вод, скорость выноса компонентов и накопления гипергенных минералов. Для количественной оценки бокситонакопления в латеритном процессе при рассмотрении механизма взаимодействия растворов с минералами авторы использовали законы термодинамики, физико-химической кинетики и теории массопереноса.

Согласно термодинамическим, экспериментальным и гидрогеохимическим данным, образование гиббсита происходит в нормальных условиях (t- 18–25°С, $P = 1$ атм) из растворов с pH ниже 8 и выше 5 при концентрациях SiO_2 меньше 2–3 мг/л и концентрациях Al в растворе, превышающих растворимость гиббсита (C^0_{Al}). При более высоких концентрациях SiO_2 в тех же условиях синтезируется каолинит.

В общем случае в процессе формирования бокситоносной коры выветривания необходимо выделять две стадии: 1) подготовительную, с преобладанием физического выветривания и образованием трещиноватости (трещин выветривания); 2) основную, преимущественно химического выветривания.

Подготовительная стадия (с преобладанием физического выветривания). Формированию профиля химического выветривания, как правило, предшествует предварительная подготовка – образование зоны поверхностной трещиноватости (трещин разгрузки или трещин выветривания). Еще в ранних работах И.И. Гинзбурга была отмечена прямая зависимость мощностей кор выветривания от глубины зоны трещиноватости. Подготовительная стадия необходима для образования бокситоносной коры выветривания на плотных скальных породах (интрузивных и кристаллических) и необязательна при выветривании сильно пористых пород (туфов и т.п.). Образование трещин, как известно, в основном связано с разгрузкой напряжений в породах при выходе их на поверхность вследствие эрозии вышележащих пород. Более мелкая трещиноватость и дезинтеграция кристаллических пород возникают из-за температурных колебаний, которые более характерны для зон с аридным и переменно-влажным климатом.

По наблюдениям Ю.Д. Матвеева [4] и ряда других геологов, дневные температурные колебания захватывают зону глубиной около 1 м, сезонные – до 20–30 м и вековые – до 100 м. На платформе, по данным Б.П. Беликова, мощность зоны разгрузки напряжений – не менее 20 м, в склад-

чатых областях – 100 –150 м. Динамика формирования зоны физического выветривания в разных климатических зонах (с контрастным климатом) разработана Ю.Д. Матвеевым. Согласно нашим расчетам, по предложенной им методике, для формирования зоны трещиноватости мощностью в десятки метров требуется от 500 до 10 тыс. лет. Этого времени недостаточно для существенного химического преобразования пород.

Формирование трещиноватости, опережающей химическое выветривание, создает возможность слабо минерализованным атмосферным водам с низкими концентрациями кремнезема свободно просачиваться на большую глубину. Это является предпосылкой заложения зональности в коре выветривания сразу на всю глубину зоны трещиноватости и фактором, ускоряющим минеральные превращения субстрата.

Основная стадия (с преобладанием химического выветривания). В условиях тропического гумидного климата трещиноватая порода подвергается преимущественно химическому выветриванию. Существо этого процесса заключается в растворении первичных минералов, синтезе вторичных и удалении части растворенных компонентов из системы. Разложение минералов алюмосиликатного состава происходит в результате гидролиза по законам инконгруэнтного растворения с преимущественным выносом в раствор легко растворимых соединений и изоморфных примесей и обязательным освобождением из минералов кремнезема. Процесс разложения минералов всегда сопровождается резким подщелачиванием растворов.

Латеритное выветривание, рассматриваемое нами как единый эволюционный процесс, ведущий к изменению минералов субстрата, разделяется на два этапа: 1) этап изменения минерального состава субстрата во всей области развития трещин выветривания и образования минеральных зон коры выветривания главным образом за счет первичных минералов субстрата; 2) этап разрастания (или сокращения) зон коры выветривания, т.е. развития минеральных изменений только на границах зон.

В первый этап минеральные изменения развиваются в кинетическом режиме и формируются одно-, двух- и трехзональные профили выветривания (сокращенный, полный или неполный). Особенностью этого этапа является наличие в подверженной выветриванию породе как первичных, так и вторичных минералов. Первый этап заканчивается полным растворением первичных минералов. На этом этапе в коре выветривания равновесие в системе раствор–минералы не выдерживается. Могут реализоваться только частичные равновесия двух типов: 1) раствор–вторичные минералы; 2) раствор–первичные минералы. Первый тип равновесия реализуется когда общая скорость минеральных превращений лимитируется растворением первичных минералов. В этом случае образуются псевдоморфозы вторичных минералов по первичным из-за незначительного перемещения наследуемых вторичными минералами компонентов. Второй тип частичного равновесия характеризуется более высокой подвижностью компонентов, образующих вторичные минералы. В этом случае отложение вторичных минералов лимитирует общую скорость минеральных превращений. Высокая скорость растворения первичных минералов часто приводит к сильному пересыщению растворов, нередко к формированию коллоидов и осаждению гелеподобных продуктов. Как показывают микроскопические исследования, в бокситоносных корах выветривания чаще реализуется пер-

вый тип равновесий и происходит псевдоморфное замещение первичных минералов вторичными. Второй тип равновесий наблюдается при выветривании легко разлагающихся сильно пористых пород, в частности пеплов и туфов, по которым на первом этапе образуются так называемые андосоли кремнезем-железисто-глиноземного состава.

В первый этап может формироваться зона бокситов, имеющая промышленное значение. Максимальная мощность зоны (L), в которой первичные силикаты алюминия и алюмосиликаты замещаются гиббситом, определяется следующим уравнением:

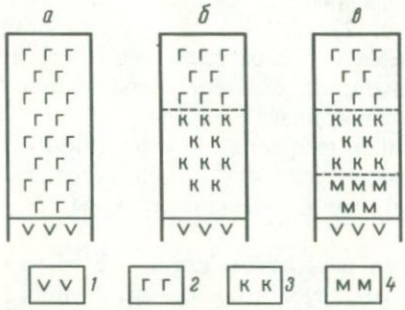
$$L \lesssim U \frac{C^0_{\mathrm{Si}}}{\Sigma W_i}\left[l - \frac{C^0_{\mathrm{Al}}}{C^0_{\mathrm{Si}}}\,\frac{Q_{\mathrm{SiO_2}}}{Q_{\mathrm{Al_2O_3}}}\right],$$

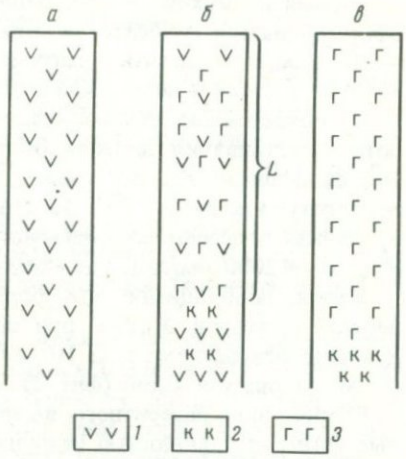
где U – скорость вертикальной фильтрации раствора; C^0_{Si} – концентрация в растворе кремнекислоты, удовлетворяющая условиям равновесия раствора с каолинитом и гиббситом (2–3 мг/л); W_i – скорость разложения минерала i, содержащего SiO_2 (суммирование проводится по всем минералам, содержащим SiO_2); C^0_{Al} – растворимость гиббсита (концентрация Al_2O_3, в растворе, отвечающая растворимости гиббсита); $Q_{\mathrm{Al_2O_3}}$, $Q_{\mathrm{SiO_2}}$ – концентрации в минералах Al_2O_3 и SiO_2.

На породах, содержащих достаточно высокое количество Al_2O_3 (более 5%), при pH растворов от 5 до 8 максимальную начальную мощность гиббситовой зоны $(L_{\max})$ можно определить более простым уравнением: $L_{\max} \approx U \dfrac{C^0_{\mathrm{Si}}}{\Sigma W_i}$. Входящая в это равенство скорость фильтрации раствора (U) является функцией климата и влагоемкости породы. Для того чтобы происходила фильтрация раствора, необходимо, чтобы количество годовых осадков превышало дефицит влаги в породе. Наиболее перспективны для бокситообразования наименее влагоемкие, сильно трещиноватые и хорошо проницаемые породы, а наименее перспективны – тонкопористые сильно влагоемкие глинистые породы. Так как в условиях гипергенеза скорость фильтрации не может превышать коэффициент фильтрации породы (K), то последнее уравнение можно представить в виде

$$L_{\max} \approx K \frac{C^0_{\mathrm{Si}}}{\Sigma W_i}.$$

Как следует из последних уравнений, для формирования промышленных месторождений бокситов в первый этап необходимо соблюдение условия, определяемого неравенством $UC^0_{\mathrm{Si}} \gg \Sigma W_i$, которое показывает, что скорость разложения первичных кремнеземсодержащих минералов намного меньше, чем скорость удаления из системы SiO_2. Если во всей области трещиноватости выветривания в растворе поддерживаются низкие концентрации кремнекислоты (C_{Si}) и выполняется условие $C_{\mathrm{Si}} < C^0_{\mathrm{Si}}$, то возникает однозональная гиббситовая кора выветривания (фиг. 1, *а*). Действительно, экспериментальное изучение поведения Al и Si в разбавленных растворах показало, что осаждение алюминия в виде мелкокристаллического гиббси-





Ф и г. 1. Типы бокситоносных профилей выветривания в зависимости от концентрации в поровых растворах SiO_2, Mg, Ca, K, Na (*а* – гиббситовый, *б* – гиббсит-каолинитовый, *в* – гиббсит-каолинит-монтмориллонитовый)

1 – материнская порода; *2* – гиббситовая зона; *3* – каолинитовая зона; *4* – монтмориллонитовая зона

Ф и г. 2. Схематические колонки бокситоносной (гиббситоносной) коры выветривания, сформированной в различных условиях, в зависимости от времени (t), суммы годовых атмосферных осадков (H), коэффициентов фильтрации пород (K), концентрации SiO_2 в породе (Q_{SiO_2}) и в поровых растворах (C_{SiO_2})

1 – первичные минералы; *2* – глинистые минералы; *3* – минералы свободного глинозема (гиббсит)

та из раствора с концентрацией SiO_2 ниже 3 мг/л происходит в интервале pH 5,5–7,5. Когда же кинетика растворения первичных минералов намного выше скорости удаления продуктов их растворения (в основном кремнекислоты), первичные минералы замещаются глинистыми (см. фиг. 1, *б, в*). Эти условия реализуются на влагоемких породах с низкими коэффициентами фильтрации и (или) в условиях аридного климата. В этом случае сформированный глинистый элювий может рассматриваться как субстрат для последующего формирования в благоприятных условиях минералов свободного глинозема (гиббсита), и формула для определения L_{max} применима к этой глинистой породе. Экспериментом установлено, что для формирования гиббсита неблагоприятны средние содержания SiO_2 в растворах (6–60 мг/л в отсутствие катионов Ca, Mg), низкие концентрации Al (не выше 1–1,5 мг/л) и среды с pH от 4,5 до 10. В этих условиях образуется каолинит. При высоких концентрациях щелочных и щелочноземельных элементов и кремнезема возникают минералы группы монтмориллонита. Эти условия соответствуют формированию однозональной монтмориллонитовой коры выветривания.

Многозональные коры выветривания с гиббситовой и глинистыми зонами формируются при промежуточных значениях отношения скоростей выноса компонентов и растворения первичных минералов. Полное замещение первичных минералов вторичными происходит за время от сотен тысяч до первых миллионов лет (в среднем около 1 млн. лет). За

это время на породах с коэффициентом фильтрации $K > 10^{-5}$ см/с может сформироваться гиббситовая зона мощностью 1–10 м; на каолинах ($K \approx 10^{-7}$ см/с) – десятки сантиметров; на монтмориллонитовых породах ($K \approx 10^{-9}$ см/с) – первые сантиметры.

Из приведенных данных следует, что оптимальные параметры латеритного выветривания должны быть следующими: 1) скорость вертикальной фильтрации вод не менее 10^{-5} см/с; 2) pH 5–8; 3) среднегодовая температура не ниже 15°C; 4) концентрация SiO_2 в растворе менее 3 мг/л; 5) низкая влагоемкость материнских пород; 6) количество атмосферных осадков ≈2000 мм/год, превышающее дефицит влаги в породе.

Время, необходимое для формирования гиббситовой зоны (включая первый и второй этапы), при оптимальных условиях определяется следующим равенством: $t \geqslant 10^6\ L/H$ (лет), где L – мощность зоны; H – сумма годовых осадков (фиг. 2).

Второй этап латеритного выветривания начинается, когда все первичные минералы полностью разрушены и замещены вторичными. В гиббситовой и каолинитовой зонах ввиду отсутствия щелочных и щелочноземельных катионов устанавливается более кислая, чем в первый этап, обстановка. Во второй этап на границе каолинитовой и гиббситовой зон каолинит разрушается и замещается гиббситом, т.е. подошва гиббситовой зоны наступает на каолинитовую со скоростью $V \leqslant 10^{-6}\ U$ см/с. При коэффициенте фильтрации каолинитовой зоны около 10^{-7} см/с максимальная скорость роста зоны равна 10^{-13} см/с, или 3 м за 100 млн. лет. При наличии в разрезе монтмориллонитовой зоны (ниже каолинитовой) скорость продвижения подошвы гиббситовой зоны на 1–2 порядка меньше, так как скорость фильтрации вод лимитируется коэффициентом фильтрации монтмориллонитовой зоны. Вследствие слабых фильтрационных свойств глинистых зон коры выветривания во второй этап наращивание зон практически не происходит. Более того, на этом этапе, как правило, имеет место химическая денудация кровли гиббситовой зоны со скоростью $V \approx HG^0_{Al}/Q_{Al_2O_3}$ т. е. пропорционально сумме годовых атмосферных осадков (H) и растворимости гиббсита (C^0_{Al}), которая зависит от pH раствора. Примером химической деградации латеритных бокситов могут служить коры выветривания Западной Африки, где были отмечены очень кислые воды родников (с pH около 4), содержащие Al_2O_3 до нескольких миллиграммов в литре. В этих условиях скорость химической денудации кровли гиббситовой зоны почти на порядок выше скорости продвижения подошвы по каолиниту.

Малые значения коэффициентов фильтрации глинистых пород (каолиновых, монтмориллонитовых) свидетельствуют в пользу того, что большинство промышленных месторождений латеритных бокситов формируется в первый этап образования коры выветривания по первичным минералам субстрата, а не по глинистому элювию.

Разработанная теоретическая модель латеритного бокситообразования позволяет давать количественную оценку скорости формирования промышленных накоплений бокситов.

Согласно развиваемой теории, в едином эволюционном процессе формирования бокситоносной коры выветривания выделяются две стадии:

1) подготовительная, с образованием трещиноватости в субстрате; 2) основная, химического выветривания.

Стадия химического выветривания расчленяется на два этапа: 1) замещение первичных минералов субстрата вторичными во всей области трещиноватости с образованием минеральных зон коры выветривания; 2) развитие минеральных изменений на границах зон, приводящих к разрастанию одних и сокращению других зон коры выветривания.

Высокая проницаемость пород, слабая минерализация атмосферных вод, значительная мощность области трещиноватости (десятки метров) являются предпосылкой формирования латеритных бокситов в первый этап химического выветривания.

Для формирования промышленных залежей бокситов оптимальны следующие условия: количество атмосферных осадков 2000 мм/год, содержание Al_2O_3 в материнских породах более 5%; среднегодовая температура не ниже 15°С; скорость вертикальной фильтрации атмосферных вод не менее 10^{-5} см/с; pH вод от 5 до 8. В этих условиях скорость образования латеритного покрова составляет несколько метров за 1 млн. лет в первый этап выветривания. Во второй этап скорость роста гиббситовой зоны за счет каолинитовой по крайней мере на 1 порядок меньше. При этом, как правило, химическая денудация кровли гиббситовой зоны происходит быстрее, чем продвижение ее подошвы, т.е. имеет место деградация боксита.

Большинство промышленных залежей латеритных бокситов сформировалось в первый этап химического выветривания по первичным минералам субстрата.

По расчетным данным, скорость формирования покрова бокситов в оптимальных условиях на таких породах, как базальты, долериты, сиениты, может составлять 1–5 м за 1 млн. лет. Эти цифры хорошо согласуются с реальными геологическими фактами. Так, на базальтах серии Колоа (Гавайские острова), имеющих возраст около 700 тыс. лет, сформировался покров бокситов мощностью в первые метры; покров бокситов такой же мощности наблюдается и на плиоцен-четвертичных базальтах Вьетнама и Лаоса. На гранитах и глинистых породах, в том числе и каолинах, формирование промышленных залежей бокситов требует гораздо более длительного времени – нескольких десятков миллионов лет. На территории СССР неизвестны столь длительные эпохи выветривания.

Литература

1. *Гинзбург И.И.* Типы кор выветривания. Форма их проявления и классификация. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
2. *Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978.
3. *Лисицина Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
4. *Матвеев Ю.Д.* Динамика выветривания осадочных пород. М.: Наука, 1972.
5. *Матвеева Л.А., Васильева Л.А., Рождественская З.С.* Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
6. *Михайлов Б.М.* Бокситы западных районов Либерийского щита. – В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.

7. *Никитин К.К., Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю.* Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
8. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых кор выветривания. М.: Наука, 1971.
9. *Педро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
10. *Correns C.W.* Die chemische Verwitterung der Silikate. – Naturwissenschaften, 1940, H. 24.
11. *Patterson S.H.* Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kavai and a roconnaissance of ferruginous bauxite deposits on Vaui Hawaii. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, N 656.

УДК 553.078:553.068.3

И.И.Эдельштейн

ФОРМАЦИИ ГИПЕРГЕННЫХ КОБАЛЬТ-ЖЕЛЕЗО-НИКЕЛЕВЫХ РУД И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ

Гипергенные никелевые месторождения связаны с разнотипными корами выветривания альпинотипных ультрабазитов. Поверхностное залегание руд определяет легкую, сравнительно недорогую их эксплуатацию. Важной особенностью большинства из них является также комплексный состав руд, характеризующихся промышленным содержанием не только никеля, но также железа и кобальта. Поэтому удельный вес гипергенных никелевых руд в общем балансе добываемого сырья следует считать неоправданно низким. Требует дальнейшей разработки и основа существующих классификаций месторождений.

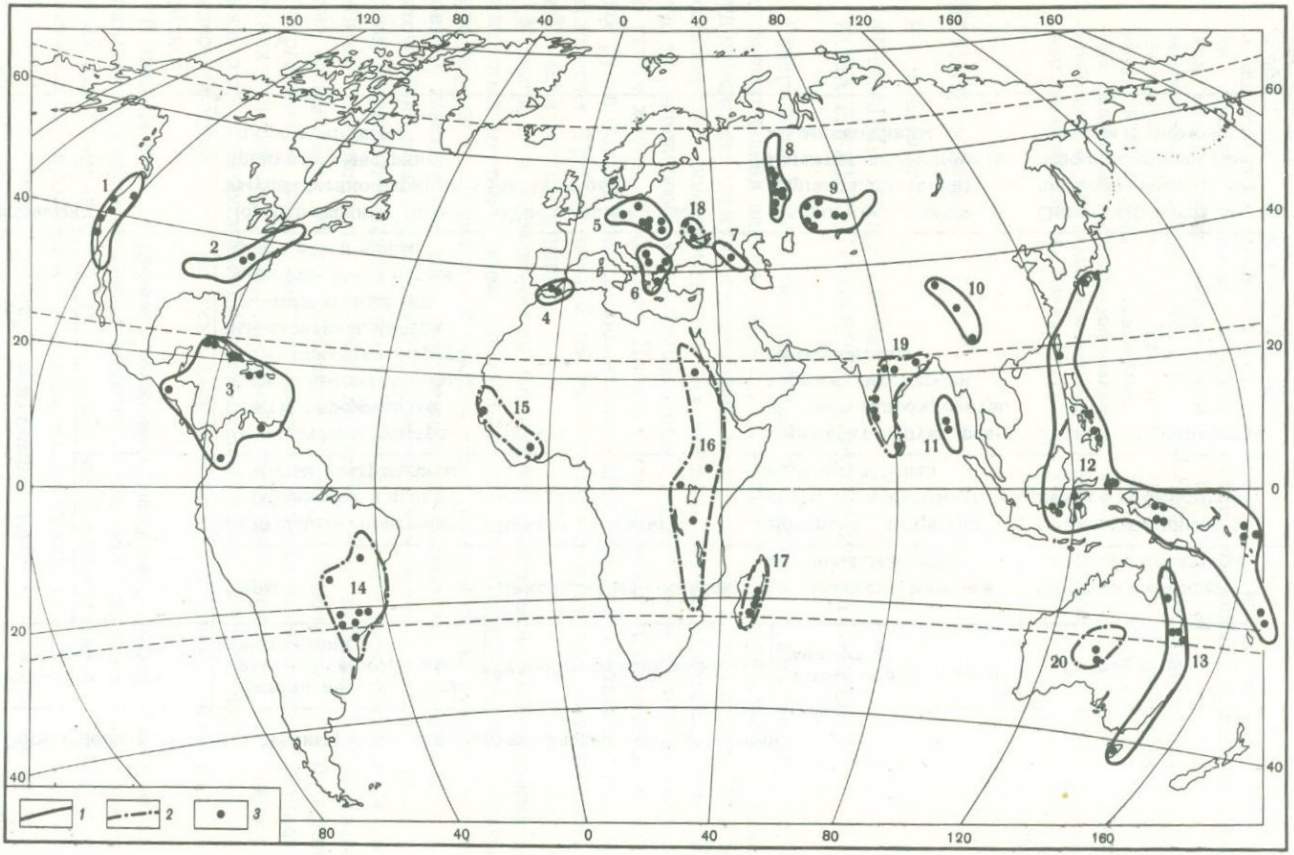
К вопросу о формационной систематике гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений. В зависимости от геологического строения, типа дорудных структур и характера выветривания формируются два основных генетических типа гепергенных никелевых месторождений – остаточный и инфильтрационный. Последние, как будет показано несколько ниже, различаются также и соотношением основных рудообразующих элементов – никеля, железа и кобальта. Особое место занимают переотложенные (осадочные) железо-никелевые руды, отличающиеся от собственно гипергенных не только соотношением компонентов, но и рядом специфических признаков. Учитывая, однако, пространственную и генетическую связь этих месторождений с никеленосной корой выветривания, мы сочли целесообразным включить их в общую систематику гипергенных руд (см. таблицу).

В гипергенных месторождениях никель и железо распределены между многими тонкодисперсными минеральными компонентами, представленными как силикатными, так и окисными соединениями, в отличие от эндогенных месторождений (формации медно-никелевых руд).

Руды этих месторожедий до настоящего времени почти всеми исследователями определяются как силикатные. На первых порах освоения гипергенных никелевых месторождений такое определение было вполне оправданно, поскольку в них действительно отрабатывались силикатные руды

Формационные типы гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений

Генетический тип и подтип месторождений		Литологический состав рудоносной коры выветривания	Рудообразующие элементы	Главные рудоносные минералы	Рудная формация
Собственно гипергенный	Остаточный	Охры	Никель, железо, кобальт	Гидроокислы железа и марганца, магнетит	Окисная железо-никелевая с кобальтом
		Нонтрониты, нонтронитизированные и выщелоченные ультрабазиты	Никель (кобальт, железо)	Нонтронит, гидрохлориты, Ni-серпентины, керолит, асболан	Силикатная никелевая с кобальтом
	Инфильтрационный	Выщелоченные ультрабазиты с прожилками магнезиально-никелевых гидросиликатов, карстовые алевриты, иногда приконтактовые гидрохлоритовые и вермикулитовые породы	Никель	Гарниерит, непуит, ревдинскит, гидрохлориты, вермикулит, керолит, Ni-серпентины	Силикатная никелевая
Осадочный		Переотложенные (преимущественно охристые) продукты выветривания ультрабазитов	Железо, никель (кобальт, хром)	Гидроокислы железа и марганца, нонтронит, магнетит, лептохлориты, хромшпинелиды	Окисная (иногда силикатно-окисная) железо-никелевая с кобальтом и хромом


150
120
80
40
0
40
80
120
160
160
60
40
20
0
20
40
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
1
2
3

(магнезиально-никелевые гидросиликаты Новой Каледонии, Шкляра, Локриса и Уфалея, нонтрониты и гидрохлориты Кемпирсая и др.). В настоящее время есть основание утверждать, что распространение этого определения на все известные месторождения ошибочно, поскольку силикатная форма никеля и железа в составе руд не является единственной. Более того, как показали наши экспериментальные исследования, на многих месторождениях или их участках, где преобладают латеритные (охристые) коры выветривания, эта форма является подчиненной, а порой совершенно отсутствует. В составе таких рудных тел преобладает окисная форма никеля, представленного изоморфной примесью в гидроокислах железа, частично – марганца. Это дало нам основание еще в 1965 г. выделить окисный тип гипергенного никелевого оруденения [5]. Позднее, на базе комплексных экспериментальных исследований руд разных месторождений мира, было подтверждено более широкое распространение этого типа оруденения [6]. Таким образом, выяснилась правомерность выделения двух формаций гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения – *силикатной* и *окисной* (см. таблицу). Результаты этих исследований наряду с обширной литературой легли в основу составленной впервые карты гипергенной никеленосности мира, схематизированный вариант которой приведен в настоящей статье (см. фигуру).

Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд и принципы их выделения. Под формацией гипергенных кобальт-железо-никелевых руд мы понимаем совокупность рудных тел (месторождений), объединенных по их химическому, минеральному составам и формам нахождения рудообразующих элементов. Эти признаки, естественно, отражают и геолого-генетическую близость соответствующих формаций.

Выделение формационных типов руд кобальт-железо-никелевых месторождений осуществляется практически по трем параметрам: форме нахождения рудообразующих элементов, изменчивости минерального состава и суммарному содержанию железа.

Для прямого определения *форм нахождения никеля и железа* в рудах нами разработан эффективный метод восстановления металлов в токе водорода. Теоретической основой его является прямая зависимость восстановимости элементов до металлического состояния в соответствующих средах от типа соединения. Анализ фазовых превращений, происходящих в рудах при их нагревании в восстановительной среде, показал, что из окисных соединений металлы восстанавливаются легко и при сравнительно низких температурах, в то время как из силикатных соединений восстановление идет при высокой температуре (более 500°С), когда осуществляется освобождение элементов в результате разрушения кристаллических решеток.

←

Провинции гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения мира

1 – границы провинций складчатых областей (цифры на карте): *1–13* – провинции: *1* – Калифорнийская, *2* – Аппалачская, *3* – Антильско-Карибская, *4* – Испанская, *5* – Центрально-Европейская, *6* – Балканская, *7* – Кавказская, *8* – Уральская, *9* – Западно-Сибирская, *10* – Китайская, *11* – Филиппино-Новокаледонская, *12* – Андаманская, *13* – Восточно-Австралийская; *2* – границы провинций тектоно-магматической активизации: *14–20* – провинции: *14* – Бразильская, *15* – Гвинейская, *16* – Восточно-Африканская, *17* – Мадагаскарская, *18* – Украинская, *19* – Индийская, *20* – Центрально-Австралийская; *3* – месторождения Co-Fe-Ni руд

Для оценки *изменчивости минерального состава* вверх по разрезу рудоносной коры выветривания введено Эвклидово расстояние. Оно выражается вектором d, рассчитываемым по соответствующей формуле.

Третий параметр – *суммарное содержание железа* – вводится в связи с тем, что между ним и восстановимостью рудообразующих элементов при температуре 500°С существует прямая зависимость, отражающая естественный процесс формирования профиля рудоносной коры выветривания и соответствующих формаций.

Специальные комплексные исследования руд наиболее интересных гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений Советского Союза (Урал, Казахстан, Украина) и ряда зарубежных стран (Новая Каледония, Куба, Югославия) позволяют выделить среди них определенные формационные типы (см. табоицу).

Приведенные в таблице данные свидетельствуют о том, что окисные руды развиты только в остаточных месторождениях и связаны преимущественно с латеритными продуктами выветривания ультрабазитов. В тех случаях, когда продуктивная кора выветривания характеризуется полным профилем, рудные тела могут иметь двухъярусное строение – окисный тип подстилается силикатным (Буруктальское, Кубинские месторождения и др.). Таким образом, устанавливается прямая зависимость форм нахождения рудообразующих элементов в коре выветривания от ее зрелости: с глубиной растет роль силикатных руд, что является следствием соответствующих гипергенных процессов, затухающих в том же направлении.

Экспериментальные исследования выявили прямую зависимость комплексности руд от их формационной принадлежности. В латеритных условиях выветривания, по мере освобождения никеля, железа и кобальта из кристаллических решеток силикатов и образования этими металлами формации окисных руд, комплексность последних возрастает при понижении общего содержания никеля (0,8–1,3%) и повышение содержания железа (30–50%) и кобальта (0,08–0,2%). Наоборот, формация силикатных руд остаточного типа содержит меньше кобальта (0,02–0,05%), а промышленное значение железа здесь отмечается лишь в отдельных случаях. Абсолютно лишена комплексности формация никелевых руд инфильтрационного типа, характеризующаяся при этом наиболее высоким содержанием никеля (1,5–5%).

Систематика гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений на формационной основе носит не только генетический смысл. Отражая технологические свойства руд, она имеет несомненное практическое значение. Так, из приведенной классификации следует вывод о том, что руды остаточных месторождений могут рассматриваться в качестве сырья для производства ферроникеля с кобальтом, а инфильтрационные – только никеля.

Провинции гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения. Исследования месторождений различных регионов и анализ обширной литературы позволили составить карту гипергенной никеленосности мира. В ее схематизированном варианте оруденение показано без формационного подразделения. Все месторождения на карте объединены в 20 провинций: 13 из них размещены в пределах складчатых областей и 7 – в областях мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации древних щитов.

Установлены определенные закономерности пространственного размещения выделенных формационных типов кобальт-железо-никелевого оруденения. Общее развитие и размещение кобальт-железо-никелевых месторождений, как и коры выветривания в целом, определяется соотношением множества факторов, среди которых следует особо отметить климатический, тектонический, геоморфологический и петрографический (формационная принадлежность ультрабазитов, степень и тип их серпентинизации). Направленность же гипергенных процессов, определяющая формационные типы кобальт-железо-никелевого оруденения, зависит в первую очередь от геоморфологического и климатического факторов.

Первый из них, как это хорошо показали А.П.Сигов [4], Б.М.Михайлов [2], Ю.Ю.Бугельский [1], Ю.П.Селиверстов [3] и другие исследователи, существенно влияет на мощность и фациальный состав коры выветривания. Исключительно важная роль климата мезозойского и кайнозойского времени. Главная масса месторождений размещена в пределах тропических и субтропических зон Земли. При этом, хотя в большинстве провинций мира развиты в различных соотношениях обе формации, для месторождений влажных тропиков характерны существенно окисные железо-никелевые и кобальт-железо-никелевые руды (Антильско-Карибская, Африканские, Индийская, Андаманская, Филиппино-Новокаледонская, Австралийские провинции). Смешанный тип оруденения с преобладанием в большинстве случаев силикатной никелевой и железо-никелевой формаций характерен для умеренных или субтропических зон Земли (Калифорнийская, Аппалачская, Европейские, Уральская, Западно-Сибирская и Китайская провинции).

Указанные закономерности формирования и размещения формационных типов гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений носят глобальный характер, поэтому вполне естественны и отдельные отклонения от них. Однако важно подчеркнуть, что тщательный анализ характера специфического проявления каждого из эндо- и экзогенных факторов имеет не только теоретическое, но и прикладное значение.

Литература

1. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979.
2. *Михайлов Ю.М., Куликова Б.М.* Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
3. *Селиверстов Ю.П.* Роль геоморфологического фактора в латеритном корообразовании. – В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980.
4. *Сигов А.П.* Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
5. *Эдельштейн И.И.* Окисный тип гипергенного никелевого оруденения. – Докл. АН СССР, 1965, **165**, № 4.
6. *Эдельштейн И.И.* Рудные формации гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений. – Докл. АН СССР, 1980, **253**, № 3.

УДК 551.31/35

Б.М.Михайлов

ТИПИЗАЦИЯ ПРОДУКТОВ ГИПЕРГЕНЕЗА

Понятие "кора выветривания" впервые возникло в геологической литературе на рубеже XIX–XX вв. Объем и смысл, который вкладывали в него различные исследователи (К.Д.Глинка, Б.Б.Полынов, И.И.Гинзбург, К.И.Лукашев, В.В. Добровольский, В.П.Петров, А.М.Цехомский, В.Н.Разумова, Е.В.Шанцер и др.), иногда настолько различны, что в настоящее время требуется пояснение, какого определения коры выветривания придерживается тот или иной автор. Наиболее полярны определения Б.Б.Полынова, В.П.Петрова и В.Н.Разумовой.

По Б.Б.Полынову, кора выветривания – это вся современная верхняя часть литосферы, которая сложена рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород [8]. В.П.Петров считает, что древние коры выветривания представляют собой реликты почв прошлых геологических периодов [7]. В.Н.Разумова определяет древние коры выветривания складчатого платформенного фундамента как продукты гидротермально-вадозного выщелачивания зон разломов и ареалов их взаимодействия, "глинистые метасоматиты" [9].

Если внимательно проанализировать имеющиеся в литературе определения термина "кора выветривания", то в большинстве случаев можно найти в них плоды долгих раздумий геологов над глобальной проблемой преобразования вещества в верхней оболочке Земли, т.е. там, где литосфера приходит во взаимодействие с атмосферой и космосом – в зоне гипергенеза.

Насколько далеко вглубь проникает влияние внешних (экзогенных) факторов и в чем оно проявляется, однозначно ответить обычно трудно. Достоверно известно, что на глубине 10 км (Кольская сверхглубокая скважина) еще наблюдается гидролиз вещества, приводящий к хлоритизации и серицитизации минералов изверженных пород в зонах интенсивной современной трещиноватости, т.е. те процессы, которые мы однозначно относим к начальным стадиям выветривания. Связь гидролиза с водами, поступающими с поверхности, несомненна и доказывается последовательно прослеженным убыванием процессов гипергенного изменения пород вдоль по трещиноватым зонам от поверхности в глубь литосферы. Называть всю эту 10-километровую толщу корой выветривания вряд ли целесообразно, но отнести ее к зоне развития процессов гипергенеза, т.е. к той зоне, где имеет место воздействие на породы атмосферных и космических факторов, очевидно, следует. Это воздействие передается на столь большие глубины главным образом водными растворами, активно вступающими в реакции на всем пути своего движения. В зависимости от характера раствора (его pH, Eh, t, P, концентрации и состава растворенных веществ, скорости движения и др.) интенсивность гипергенных преобразований различна и, главное, различны продукты этих преобразований. Соответственно различен и комплекс сопутствующих им полезных ископаемых, определяющих экзогенную минерагению отдельных регионов.

За последние годы ряд исследователей (А.И.Перельман, Е.А.Басков,

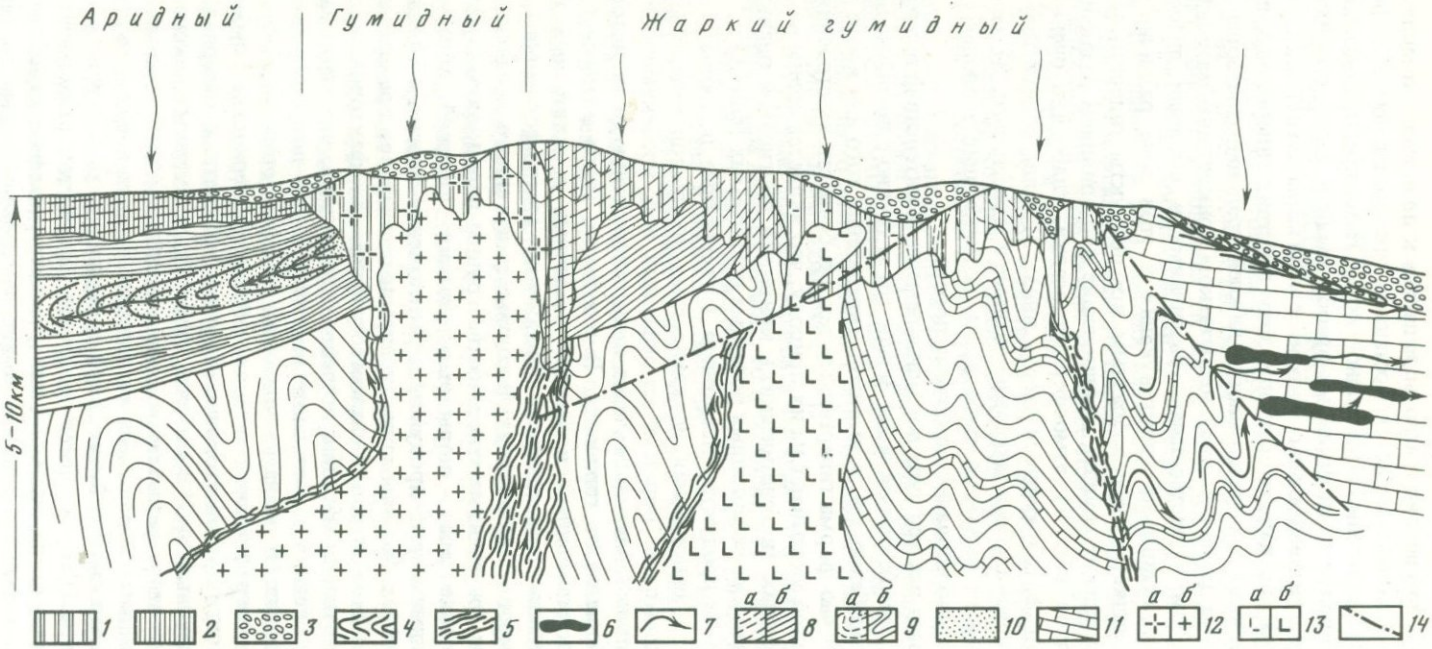
В.Д.Щербаков и др.) неоднократно обращались к проблеме комплексного рассмотрения всей совокупности процессов преобразования и дифференциации вещества в верхней зоне земной коры. Нами предпринята попытка типизировать продукты гипергенных преобразований пород, возникающие в верхней зоне континентальных блоков земной коры до глубины 5–10 км, ограничивающей, но нашему мнению, зону действия гипергенных процессов. Столь большая неопределенность нижней границы этой зоны объясняется не только (и не столько) недостатком конкретного материала, но главным образом существенными различиями в строении литосферы, что определяет активность существующих в этой зоне различных вод.

Нам представляется целесообразным все продукты гипергенеза объединять в три крупные группы, возникающие под влиянием различных генетических типов вод: 1) атмосферные осадки, слабо или очень слабо минерализованные, движущиеся сверху вниз; 2) воды водоносных горизонтов, в различной степени минерализованные и агрессивные; 3) напорные воды артезианских бассейнов либо воды, возникающие в процессе катагенетических преобразований осадочных пород.

В ряде случаев все три типа вод одновременно и интенсивно воздействуют на породы поверхностной зоны Земли, тогда трудно однозначно определить причину особенностей экзогенной минерагении того или иного региона. Однако обычно форма гипергенных тел, особенности их строения и состава определенно указывают на их природу, что является одним из основных формационных (и генетических) критериев прогнозной оценки территорий на комплекс гипергенных полезных ископаемых (фиг. 1).

Поверхностные продукты гипергенеза (гипергенные покровы). Основной причиной возникновения поверхностных продуктов гипергенеза является взаимодействие пород и атмосферных вод, протекающих по поверхности и просачивающихся через приповерхностную зону литосферы до уровня водоносного горизонта. В результате этого возникает полифациальный полипородный комплекс осадочных и остаточных пород, образующих единое геологическое образование (тело, формацию) – гипергенный покров (см. таблицу). В составе гипергенного покрова могут быть выделены три главные генетические группы пород: элювий, слагающий геологические тела – коры выветривания; иллювий, образующий инфильтрационные коры; продукты переотложения элювия и иллювия – осадочные шлейфы. Формирование гипергенных покровов происходит под непосредственным контролем палеогеографических факторов, поэтому наиболее действенным методом исследования состава, строения, закономерностей размещения и металлогении гипергенных покровов является фациальный анализ. Этот анализ позволяет, с одной стороны, восполнить пробелы палеогеографической летописи регионов в периоды их субаэрального развития и, с другой стороны, получить конкретные материалы для научно обоснованных прогнозов ряда экзогенных полезных ископаемых.

За последние годы результатами многочисленных исследований доказано, что конечными продуктами разложения горных пород в различных фациальных обстановках будут разные сочетания химических соединений и минералов. Так, например, конечным продуктом разложения алюмосиликатных пород на возвышенных участках рельефа в условиях жаркого переменно-влажного климата будут двухкомпонентные соединения



Ф и г. 1. Схема размещения продуктов гипергенеза в верхней зоне литосферы

1 – элювий (коры выветривания); *2* – иллювий (инфильтрационные коры); *3* – продукты переотложения кор выветривания (осадочные шлейфы); *4* – водоносные горизонты; *5* – продукты глубинного гидролиза; *6* – гидротермокарст; *7* – направление движения вод; *8* – слабо дислоцированные толщи терригенных пород, измененные (*а*) и неизмененные (*б*) гипергенезом; *9* – интенсивно дислоцированные толщи терригенных пород, измененные (*а*) и неизмененные (*б*) гипергенезом; *10* – песчаные породы; *11* – карбонатные породы; *12* – интрузивные породы гранитного состава, измененные (*а*) и неизмененые (*б*) гипергенезом; *13* – интрузивные породы основного состава, измененные (*а*) и неизмененные (*б*) гипергензом; *14* – крупные разрывные нарушения

Al_2O_3 и Fe_2O_3 – латеритные покровы. В то же время в других фациальных условиях – на низинных равнинах – возникают иные двухкомпонентные системы Al_2O_3 и SiO_2 – каолиновые коры. В этом случае каолины являются не промежуточной, а конечной зоной коры выветривания строго определенного фациального типа.

Элювий (кора выветривания). Нами предлагается среди кор выветривания выделять три группы, называя их по составу конечных продуктов выветривания: латеритная (бокситовая, охристая, марганцовистая и пр.), глинистая (каолинитовая, гидрослюдистая, монтмориллонитовая, хлоритовая и пр.) и рудных шляп (полиметаллическая, марганценосная и пр.). Выделение последней группы диктуется высокой практической и прогнозной значимостью их при рассмотрении вопросов экзогенной минерагении регионов. Каждая из этих трех групп кор выветривания характеризуется только ей присущим набором рудоносных формаций (см. таблицу).

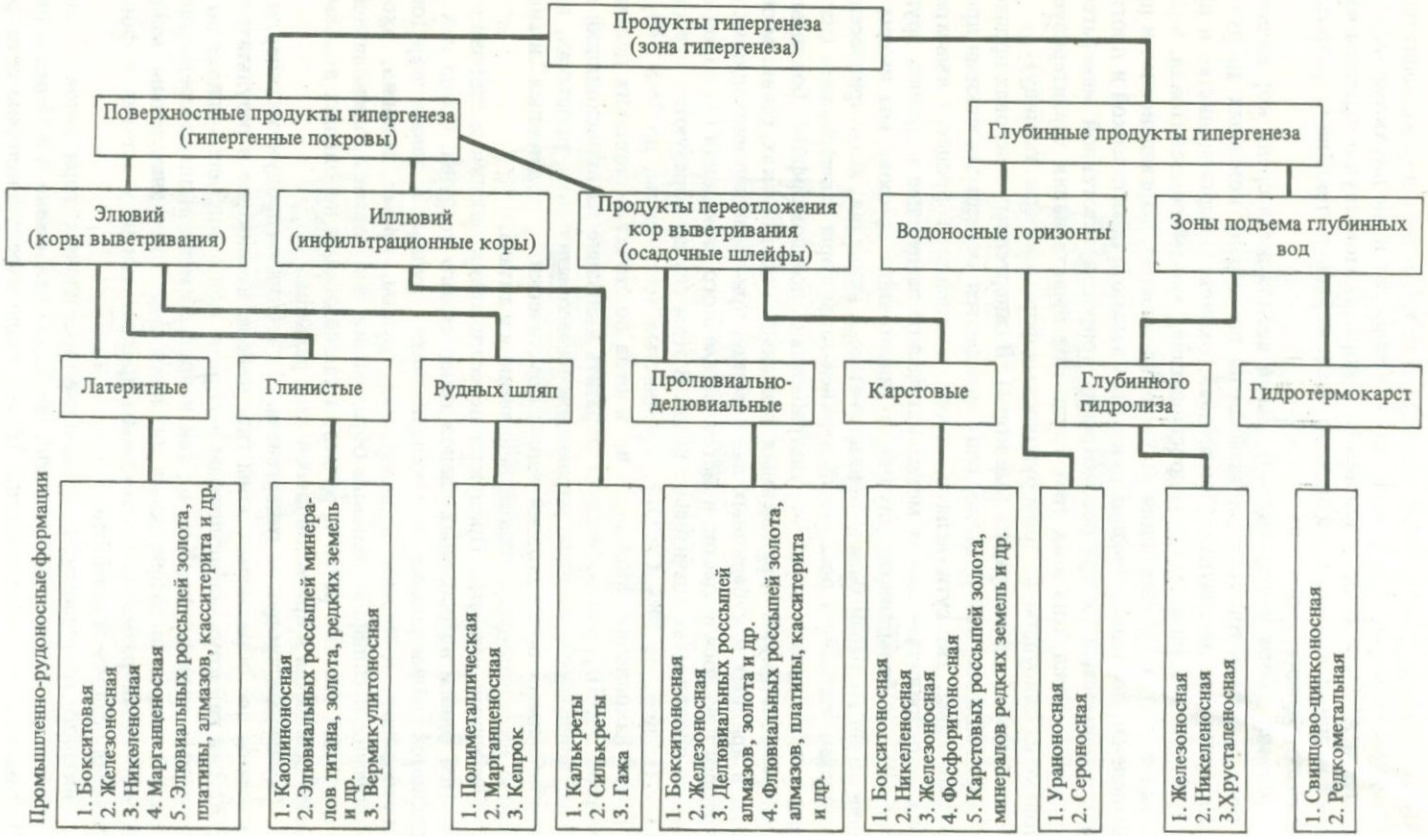
Иллювий (инфильтрационные коры). В гипергенных покровах процессы выщелачивания, как правило, сопровождаются метасоматическими преобразованиями. По сути дела в основе главнейшего процесса выветривания – гидролиза – лежит метасоматическое замещение катионов группами OH^-. В большинстве случаев в гипергенном покрове мы имеем общий отрицательный баланс привноса-выноса вещества, хотя привнесенное вещество составляет до 20–50% верхней зоны коры выветривания (например, структурные охры на ультрабазитах, псевдоморфные бокситы на долеритах и др.). В определенных фациальных обстановках, главным образом в аридных и субаридных ландшафтах, при дефиците нисходящих вод процесс привноса вещества и метасоматического замещения им пород субстрата проявляется значительно резче. В этом случае образуются карбонатные (каличе, до 98% $CaCO_3$), кремнистые (силькреты, до 95% SiO_2) и прочие накопления. Мощность их иногда достигает нескольких десятков метров [4, 10]. Особо следует обратить внимание на происходящий при этих поверхностных инфильтрационно-метасоматических процессах, пока необъяснимый почти полный вынос практически "неподвижных" в гипергенезе элементов-гидролизатов – алюминия и титана.

Осадочные шлейфы. Продукты переотложения элювия и иллювия являются одним из основных членов гипергенного покрова. Среди них выделяются делювиальная и пролювиальная группы, а также карстовые образования. В состав делювиальной группы, кроме делювия, входят коллювий и солифлюкционные образования, а в состав пролювиальной – отложения мелких речек и ручьев, а также осадки небольших водоемов, размещавшихся в присклоновых частях рельефа.

Глубинные продукты гипергенеза. К глубинным продуктам гипергенеза отнесены все образования зоны гипергенеза, возникшие в результате воздействия на окружающие породы напорных вод и вод, движущихся по водоносным горизонтам. Как те, так и другие имеют лишь опосредованную связь с палеогеографическими обстановками, они значительно меньше подвергаются размыву и тем самым практически не участвуют в формировании осадочных шлейфов.

Водоносные горизонты. Выделение водоносных горизонтов в самостоятельную группу геологических тел было предложено А.И.Перельманом. По мнению этого исследователя [6], за геологическую историю литосфера

Типизация продуктов гипергенеза



сильно переработана подземными водами. В настоящее время былые водоносные горизонты прослеживаются в литосфере в виде линейно вытянутых зон, сложенных гипергенно преобразованными породами. За последние годы были проведены широкие исследования роли водоносных горизонтов при формировании экзогенных (эпигенетических) месторождений урана и ряда других полезных ископаемых [1, 6, 11].

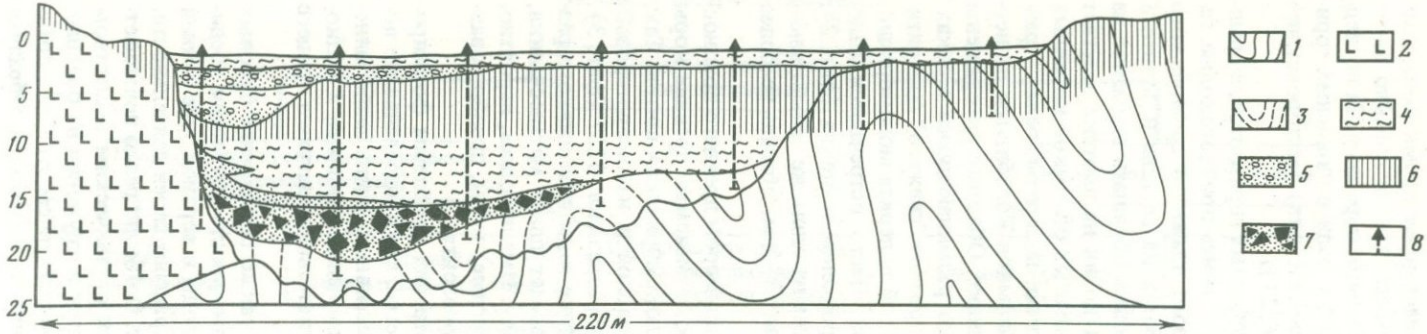
Характерными примерами современных водоносных горизонтов, формирующих мощные зоны выветривания, могут служить приплотиковые галечники и пески на днищах речных долин в зоне влажного тропического климата. Так, при поисково-разведочных работах на алмазы и золото в Западной Африке нам неоднократно приходилось обращать внимание на следующее. Повсеместно в основании речных долин на плотике залегает несортированный коллювий, состоящий из угловатых обломков коренных пород, слагающих берега долин. Чаще это бывали долериты, реже – различные метаморфические сланцы. Размеры обломков колеблются от нескольких миллиметров до 10–50 см в поперечнике. Обломки превращены в рыхлую глинистую массу серого цвета, легко разминающуюся в руках. Иногда в центре такого обломка сохраняется ядро еще "свежего" долерита. Состав глинистой массы с отчетливой структурой долерита монтмориллонитовый, реже каолинит-монтмориллонитовый. Часто встречаются сидерит, реликтовые слабо разложенные зерна пироксенов и стекла (фиг. 2).

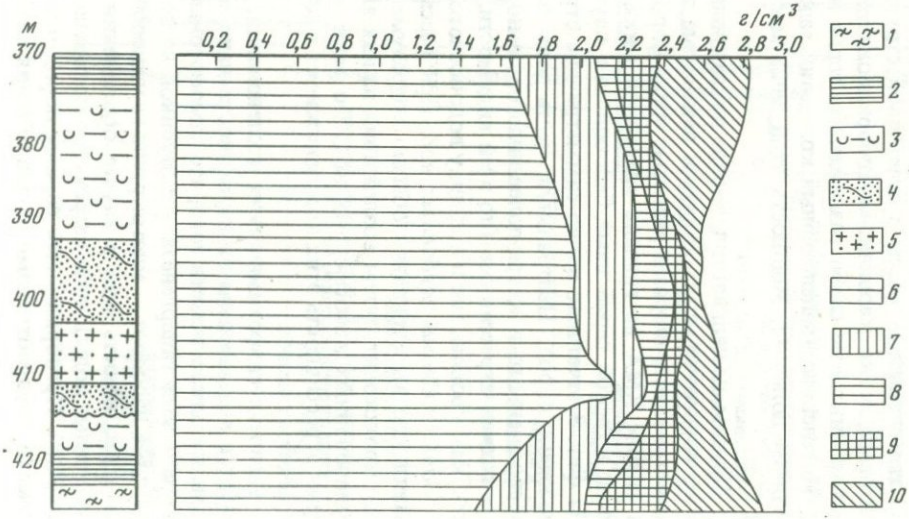
Интенсивно выщелоченный коллювий залегает на столь же сильно измененном долерите. Мощность этой зоны местами 3–5 м, обычно не более 2–3 м.

Другим, на наш взгляд, вполне доказанным примером древнего водоносного горизонта могут являться некоторые так называемые древние коры выветривания, широко развитые среди пород докембрийских щитов. Так, в районе КМА на границе архейской михайловской и нижнепротерозойской курской серий нами был описан и изучен разрез скв. 5257 (фиг. 3). На фиг. 3 отчетливо видно симметричное строение зоны интенсивного разложения пород. Центральную часть зоны занимает пласт метапесчаника, превращенного в кварц-полевошпатовую породу. Именно здесь, вероятно, проходили агрессивные (по всей видимости, кислые) воды, преобразовавшие как кровлю, так и подошву водоносного горизонта.

Зоны подъема глубинных вод. При рассмотрении проблемы формирования кор выветривания обычно подразумевается, что выщелачивание пород происходит путем воздействия на них агрессивных, очень слабо минерализованных атмосферных вод. По мере насыщения анионами и катионами агрессивность этих вод понижается и соответственно затухает процесс корообразования.

Развитие гидрохимических исследований, а также расширение буровых работ с повышением их глубинности дают возможность получения убедительных доказательств того, что атмосферные воды в верхней зоне земной коры – зоне гипергенеза – с глубиной не прекращают своей деятельности, а скорее наоборот – многократно ее усиливают. Особенно резко повышается агрессивность вод в случае обогащения их органическим веществом (нефтяные воды) либо нагрева и засолонения при погружении на большие глубины. Преобразование горных пород под воздействием этих вод практически трудноотличимо от воздействия ювенильных гидротерм. Образую-





Ф и г. 2. Разрез через долину р. Синке (верховья Нигера, Западная Африка)

1 – хлорит-амфиболовые выветрелые сланцы (PR_1); *2* – долериты (MZ); *3* – зона интенсивного гидролиза в основании водоносного горизонта – обеленные каолинизированные сланцы (PR_1); *4* – суглинки и супеси (Q); *5* – песчаники с гравием (Q); *6* – кирасированный аллювий и выветрелые породы эрозионных террас; *7* – водоносный горизонт – интенсивно гидратированный золотоносный коллювий; *8* – горные выработки

Ф и г. 3. Геохимическая диаграмма разреза Приоскольского железорудного месторождения, КМА

1 – амфиболиты; *2* – биотит-хлоритовые сланцы; *3* – кварц-серицитовые сланцы; *4* – кварцито-песчаники; *5* – полевошпатсодержащий кварцито-песчаник; *6–10* – содержание (в г/см³): *6* – SiO_2, *7* – Al_2O_3, *8* – Fe_2O_3, *9* – FeO, *10* – $R_2O + RO$

щиеся при этом конвергентные продукты нами объединяются в две группы: глубинного гидролиза и гидротермокарста.

Продукты глубинного гидролиза обычно представлены аргиллизитами различного типа и состава, формирующимися в зонах повышенной проницаемости восходящих вод. К этой же группе может быть отнесена часть и так называемых глинистых метасоматитов, по В.Н. Разумовой [9], а также некоторые "вадозно-гидротермальные образования", например целестиновые руды в Таджикистане [3].

Характерным примером зон глубинного гидролиза, несущих промышленное оруденение, могут являться широко известные в литературе "рудные столбы" на железорудных месторождениях Кривого Рога. Здесь на протяжении всей многокилометровой полосы выходов железистых кварцитов наблюдаются субвертикальные тела – "столбы", представляющие собой выщелоченные и окисленные железистые кварциты с содержанием железа до 60–65% ("синька" и "краска"). Образование этих "рудных столбов" происходило путем напорного просачивания глубинных щелочных вод через трещиноватые зоны железистых кварцитов уже после интенсивного смятия и размыва, предположительно в среднем палеозое [5].

Гидротермокарст. Гипотеза о карстовом генезисе ряда свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах принимается многими исследователями [2, 12, 13 и др.]. При этом в некоторых случаях в составе карстовой группы рассматриваются как типичные образования поверхностного карста, представленные окисленными песчаными рудами (например, карстовые существенно церуситовые руды Ачисайского месторождения в Каратау), так и свинцово-цинковые сульфидные обособления в рифогенных карбонатных толщах (например, руды месторождения Сардана в Сетте Дабане).

С одной стороны, нам представляется неверным смешение этих двух генетически разнородных образований, но с другой, попытка объяснить возникновение некоторых свинцово-цинковых месторождений путем высаживания рудных элементов из горячих напорных вод в зонах их подъема по трещинам в карбонатных породах является весьма плодотворной. Правда, удовлетворительное объяснение того, почему карбонатные породы, вмещающие гидротермокарстовые рудные образования, всегда сами содержат повышенный кларк полезного компонента, пока не найдено.

Предлагаемая типизация продуктов гипергенеза является попыткой объединить в единое целое весь комплекс образований, возникающих в приповерхностной зоне литосферы в процессе взаимодействия горных пород с атмосферой и космосом. Основным источником энергии в этом процессе является солнечная радиация, а ее аккумулятором и переносчиком – вода и органическое вещество.

В основу типизации положен принцип подразделения продуктов гипергенеза на поверхностные (элювий, иллювий и продукты их переотложения) и глубинные, возникающие в водоносных горизонтах и в зонах подъема глубинных вод.

Промышленно-рудоносные формации зоны гипергенеза разнообразны и локализуются в различных ее частях. Среди поверхностных продуктов гипергенеза сосредоточены основные мировые запасы бокситов, си-

ликатных никелевых руд, элювиальных россыпей различных металлов, а также значительные количества богатых руд железа, марганца, каолинов, фосфатного сырья и др. Среди глубинных продуктов гипергенеза локализуются промышленные месторождения урана, серы, богатых руд железа, свинца, цинка и других халькофильных элементов.

Анализ связей месторождений полезных ископаемых с геологической историей Земли показывает, что фациальные обстановки, длительное время господствовавшие на территории крупных регионов, определяют гипергенную дифференциацию вещества, его захоронение и в конечном счете формируют всю экзогенную минерагению континентальных блоков Земли. В связи с этим в основе любых построений, проводимых с целью научного прогнозирования экзогенных полезных ископаемых, должен лежать фациальный анализ.

Литература

1. *Головин Е.А.* О двух типах экзогенных процессов и урановых месторождений. – Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2.
2. *Кутырев Э.И., Ляхницкий Ю.С.* Роль гидротермокарста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита. – Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6.
3. *Могаровский В.В.* О возможном вадозно-гидротермальном происхождении целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. – Литология и полез. ископаемые, 1968, № 2.
4. *Михайлов Б.М.* Гипергенез в аридных тропиках Восточной Африки. – Литология и полез. ископаемые, 1970, № 5.
5. *Михайлов Б.М. Клекль Л.В.* Гипергенез железистых кварцитов. – В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1977.
6. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968.
7. *Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.
8. *Полынов Б.Б.* Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1959, 128, № 4.
9. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. – Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 303.
10. *Сидоренко А.В.* Известковистые пустынные коры Египта. – Докл. АН СССР, 1959, 128, № 4.
11. *Шмариович Е.М.* О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения. – Сов. геология, 1978, № 2.
12. *Brodtkord M., Brodtkord A.* La Helvecta: a strata-bound Pd-Zn-barite deposits. – In: Programs and Abstracts 5th Symp., Sowbird, Alta, Utah, USA, 1978.
13. *Dzulynski S., Sass-Gustkiewicz S.* Dominant ore forming processes in the Crascow-Silesian and Eastern-Alpine Zn–Pb deposits. – In: Programs and Abstracts 5th Symp., Sowbird, Alta, Utah., USA, 1978.

УДК 551.4:551.311.231

Ю.П. Селиверстов

ГЕОМОРФОГЕНЕЗ И КОРООБРАЗОВАНИЕ

В последнее десятилетие широко развернулись исследования по изучению взаимного влияния процессов гипергенеза и рельефообразования. Вопрос о взаимосвязях рельефа на разных уровнях его организации с процессами выветривания и корообразования рассматривался в разных работах, на их основе возникло новое научное направление, названное гипергенной геоморфологией. Кора выветривания есть результат проявления разнообразных факторов, из которых главнейшие – климат и рельеф. Первый создает общие условия для формирования кор выветривания, второй – определяет конкретные формы кор выветривания. Ниже рассмотрено влияние на корообразование особенностей рельефа и его эволюции.

Кора выветривания и абсолютные высоты местности. Продукты выветривания в континентальных условиях наблюдаются на различных гипсометрических уровнях, однако хорошо проработанные коры выветривания образуют обширные покровы только на высотах до 2–2,5 км, выше геоморфологическое положение и климатические особенности не благоприятствуют корообразованию. Наблюдения в зоне современных влажных тропиков в Западной Африке и на северо-востоке Южной Америки свидетельствуют о том, что в пределах абсолютных высот до 2–2,5 км в строении и распределении гипергенного покрова нет существенных различий, обусловленных высотой их нахождения и они определены только геоморфологическим положением кор. Таким образом, формирование кор выветривания практически не зависит от абсолютной высоты местности.

Слабое влияние абсолютной высоты местности на формирование кор выветривания современной влажной тропической зоны предопределено ландшафтными обстановками и прежде всего значительной шириной так называемых вертикальных природных зон. Так, в современных областях корообразования Западной Африки саванны и переменно-увлажняемые сухие тропические леса занимают практически всю территорию континента, поднимаясь до высот более 2,5 км (Камерун). Можно полагать, что в геологическом прошлом вертикальный размах климатических зон мог быть еще значительней, так как в дочетвертичное и особенно донеогеновое время контрастность климата была намного меньше, чем в эпоху неоднократных резких похолоданий последнего полумиллиона лет.

Кора выветривания и относительные превышения местности. Влияние относительных превышений местности на выветривание и корообразование весьма значительно и повсеместно является определяющим фактором. В этом вопросе существуют два аспекта. Один – это роль относительных превышений конкретных неровностей рельефа, где создается кора выветривания (т.е. роль микрорельефа отдельной поверхности, а подчас и особенностей дневной поверхности самой коры выветривания или гипергенного покрова). Другой аспект – это относительные превышения разных уровней или ярусов рельефа, в пределах которых идет корообразование.

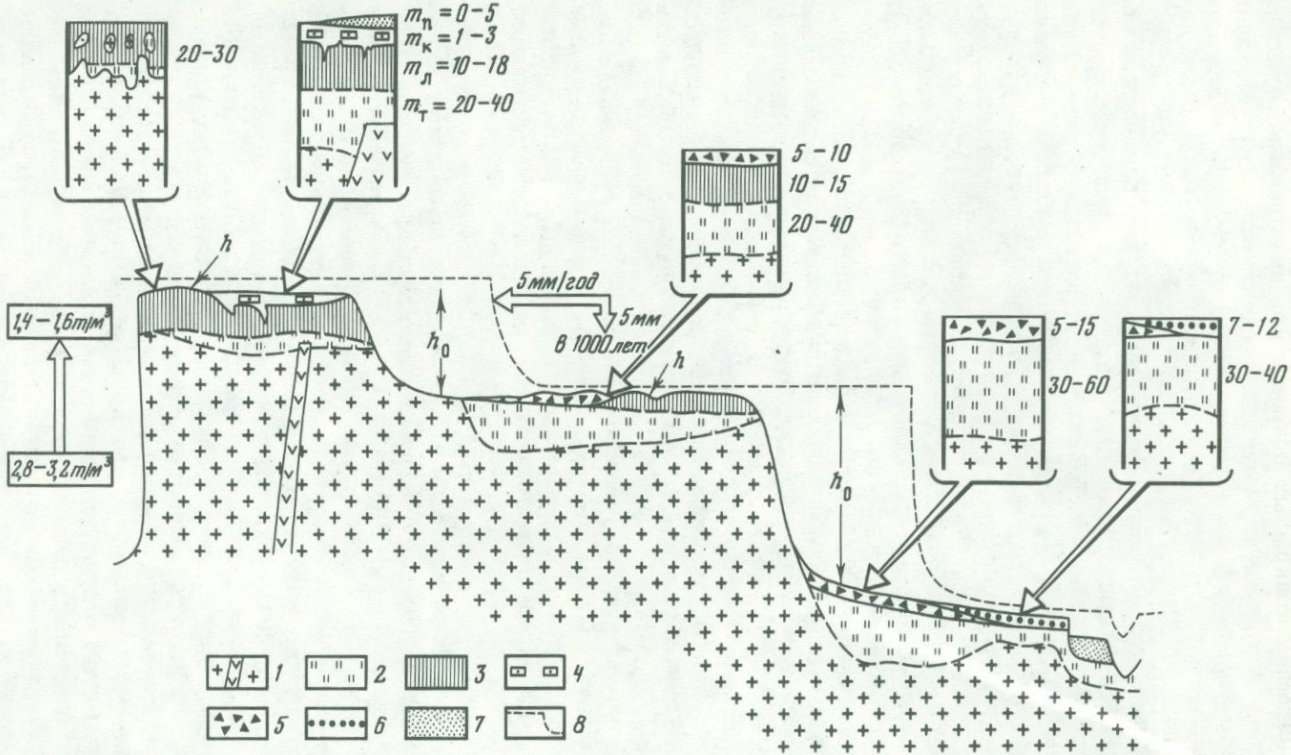


Схема строения гипергенного покрова в зависимости от геоморфологического положения и денудационных процессов

1 – коренные породы; *3–3* – кора выветривания: *2* – глинистые продукты – литомарж, *3* – каменистые продукты – латерит и охра; *4–6* – кираса: *4* – бовальная, *5* – шлейфовая, *6* – равнинная; *7* – рыхлые покровные отложения; *8* – профиль палеорельефа

Анализ строения конкретных покровов кор выветривания, в частности бокситоносных районов, показывает, что важнейшие их особенности определены положением относительно базисов денудации и окружающего рельефа, т.е. геоморфологическим положением. Выделяются два основных положения кор выветривания – водораздельное (или междуречное) и пьедестальное (наиболее пониженное). Промежуточными, обладающими смешанными чертами строения являются различные ступени рельефа, в пределах которых тыловые части по характеру развития часто приближены к пьедестальным уровням, а внешние – обладают многими чертами водораздельных. Формирование гипергенных покровов водораздельных и пьедестальных уровней практически не зависит от рельефа и рыхлого покрова. В первом случае выветривание зависит прежде всего от климатических и гидрогеологических показателей среды, во втором – от совокупного влияния разнообразных экзогенных процессов и в общем обусловлено неровностями рельефа. При рассмотрении строения бокситоносных покровов ступенчатых ландшафтов субэкваториальных пространств отмечена тесная связь гидрогеологических режимов и геоморфологических условий. В частности, установлена четкая зависимость между рельефом и дренированием. Это выражено в образовании закономерного ряда профилей выветривания, состоящих из глинистых образований (литомаржа), уплотненных разностей зоны свободных окислов (латеритов и охр) и покрова перемещенного материала (кирас разного типа) (см. фигуру).

Для образования зональных кор выветривания с латеритными горизонтами наиболее благоприятны водораздельные уровни, обеспечивающие лучшие условия промывного режима и миграции подвижных компонентов, менее благоприятны периферийные части ступеней и неблагоприятны пьедестальные уровни. Последние практически должны быть исключены из объектов возможного нахождения латеритных бокситов. Для нормального развития латеритных кор выветривания необходимо, чтобы величина относительных превышений основных уровней рельефа была больше средних мощностей формирующихся кор выветривания. Это условие способствует беспрепятственному промыву горных пород, их выветриванию и созданию закономерно построенного гипергенного покрова.

Анализ отдельных разрезов покрова выветрелых пород от наиболее промываемых участков водоразделов к тыловым зонам пьедестальных поверхностей показывает постепенную смену их типов, что связано с закономерным изменением особенностей дренирования пород и условий миграции отдельных элементов и соединений. Степень выветривания исходного материала возрастает от подножий к водоразделам. В направлении от водоразделов к подножьям происходит относительное удревнение составляющих покрова. Такой ряд профилей бокситоносных кор выветривания характеризует геологическую направленность процессов корообразования и в современных разрезах запечатлевает историю формирования определенных типов гипергенных образований.

Сопоставление природных бокситоносных латеритных покровов с теоретически установленной закономерной сменой профилей выветривания дает возможность типизировать их и наметить эволюционный ряд развития, а также прогнозировать поиски в них руд различных типов.

Отмеченная закономерность подкрепляет ранее сделанные предположения о путях и стадиях (этапах) формирования бокситоносных покровов мира. Индокитайский, африканский и австралийский типы бокситоносных покровов представляют собой ряд с последовательным и закономерным развитием и усложнением гипергенеза во времени и пространстве на фоне эволюционирующей природной обстановки и направленного изменения геолого-геоморфологического строения.

Второй аспект влияния превышений рельефа на корообразование заключается в величинах и характере превышений отдельных или элементарных форм, создающих облик конкретного рельефа. Здесь роль колебаний высот весьма существенна при создании отдельных горизонтов и общей зональности кор выветривания. Процессы латеритообразования протекают устойчиво, превышения рельефа поверхности не больше мощности горизонта латерита или латерита и кирасы. Мелкие неровности рельефа как очаги более интенсивного корообразования оказывают положительное влияние на формирование мощных гипергенных покровов, причем обычно они способствуют увеличению мощности каменистых горизонтов профиля выветривания. Так, известно возрастание мощности латеритов вблизи крупных бровок и ступеней, установлено иногда более чем двухкратное увеличение мощности латеритов в районе небольших останцовых холмов.

Завершая рассмотрение влияния относительных превышений на процессы гипергенеза и корообразования, можно определить некоторые общие условия латеритообразования. Они заключаются в необходимости соблюдения следующего: $H > M_{кв}$; $h_0 > M_{кв}$; $h \leqslant M_л + M_к$; $M_п < M_к$; $M_п < M_л$, где H – абсолютные высоты; h_0 – относительные превышения уровней рельефа; h – относительные высоты конкретного рельефа; $M_{кв}$, $M_л$, $M_к$, $M_п$ – мощности соответственно коры выветривания, латерита, кирасы, покрова дренирования. Интенсивность денудационных процессов: вертикальное выравнивание – 5 мм/1000 лет, горизонтальное выравнивание с отступлением склонов – 5 мм/год.

При этом интересной и важной закономерностью развитых латеритных покровов, находящихся в равновесном состоянии с природной обстановкой (фациальными условиями существования), является сохранение постоянной мощности горизонтов латеритов в определенной среде и изменчивость мощности горизонтов литомаржа, зависящая от состава материнских пород и тектонического строения.

Коры выветривания и геологическое строение. Известно, что геологическое строение (условия залегания, состав горных пород и тектонические структуры) имеет важное значение при формировании кор выветривания, особенно их минерального состава. Из большого количества проблем, возникающих при рассмотрении этих взаимосвязей, обратим внимание только на вопрос о зависимости состава и мощности кор выветривания от условий залегания горных пород.

Рассматривая водораздельные поверхности, условия дренирования и формирования выветрелых толщ, легко убедиться, что они изменяются в зависимости от напластований горных пород и расположения трещиноватости. Предпочтительны для новообразования субвертикальные и антиклиналеобразные залегания пород, обеспечивающие лучший дренаж. При моноклинальных структурах одна сторона поверхности, где падение пород

ориентировано к ее краю, находится в более благоприятной обстановке, так как при этом обеспечивается хороший промыв пород, а другая – в менее благоприятных условиях. Малоблагоприятны для выветривания условия инверсионного рельефа и синклинальные структуры, в пределах которых затруднен промыв, водообмен и создается большая застойность вод. В условиях субгоризонтального залегания пород интенсивность промыва зависит от их пористости, пустотности и трещиноватости.

Значительное влияние геологического строения на характер кор выветривания отмечается среди ступенчатых уровней. В меньшей мере оно влияет на формирование покрова коры выветривания пьедестальных поверхностей. Выветривание магматических образований определяется их кристалличностью и трещиноватостью, от которых зависят и особенности микрорельефа.

Кора выветривания и размеры форм рельефа. Автором определены характеристики и размеры форм рельефа, наиболее благоприятные для формирования бокситоносных латеритных покровов кор выветривания. Чаще всего это выровненные, резко очерченные, изометричные участки площадью 8–12 км^2, часто объединяющиеся в группы на площади 30–50 км^2. Как правило, ширина изученных залежей не превышает 2,5–3 км для месторождений африканского типа и несколько возрастает в Австралии.

Кора выветривания и рельефообразование. Коры выветривания характерны не только для выровненного пенепленизированного рельефа. С недеформированными пенепленами обычно связаны широко представленные в геологических разрезах мощные глинистые коры выветривания, возникшие в малопромывных условиях при затухании рельефообразующих процессов и обширном выравнивании. Зональные коры выветривания с латеритами и охрами характерны только для расчлененного активно развивающегося рельефа, переживающего повторное обновление. Поэтому латеритообразование типично для областей активизации тектонических движений земной коры и связанного с этим оживления денудационных процессов. Более того, мощное латеритообразование происходит в регионах, которые до активизации пережили эпоху значительного выравнивания и корообразования (пенепленизации).

Образование на земной поверхности гипергенных покровов, которые становятся неотъемлемой составной частью рельефа, оказывает заметное влияние на его дальнейшую эволюцию. Это выражается в бронирующей роли кирас и отчасти латеритов, в планационном значении выветрелых образований, в изменении плоскостного смыва и других рельефообразующих процессов. С процессами поверхностного изменения горных пород связаны значительные перемещения и перераспределения минеральных веществ. При формировании кор выветривания изменению подвергаются многие десятки и сотни метров горных пород, причем обычно это сопровождается значительным выносом минеральных масс, уменьшением плотности и монолитности пород, увеличением их глинистости, пористости, пустотности и др. В результате новообразования имеют меньший объемный вес и легче поддаются механическому разрушению и выносу. Все это ведет к тому, что в результате гипергенной и денудационной переработки в течение длительных отрезков времени земная поверхность снижается,

т.е. происходит гипергенная альтипланация. Масштаб этого явления соизмерим, например, с результатами эпейрогенических движений.

Выветрелые породы представляют собой постоянный резерв денудации. Чем шире они развиты, тем интенсивнее может происходить рельефообразование. Поэтому можно, вероятно, говорить о прямой зависимости между интенсивностью выветривания и значительностью моделирования рельефа, возможностью его денудационного преобразования. Первоначальные различия в мощностях и составе продуктов выветривания создают предпосылки для образования специфических форм денудационного останцового рельефа за счет постоянно усиливающихся различий в денудационной сопротивляемости экзогенным процессам.

Говоря об интенсивности выветривания и значительности перераспределений масс вещества, следует обратить внимание на гипергенную изостазию. Рассматривая продукты латеритных кор выветривания и сравнивая их с материнскими горными породами, нетрудно заметить почти половинную потерю объемной массы при формировании зональной коры выветривания (средний объемный вес горных пород 2,8–3,2 т/м^3, а латеритов – 1,4–1,6 т/м^3). При переработке толщи пород мощностью 100 м в кору выветривания удаляется окого 150 т/м^2, или $15 \cdot 10^7$ т/км^2. Такие потери масс, происходящие на площадях в тысячи квадратных километров (например, Украинский, Казахстанский, Либерийский или Гаванский щиты), весьма ощутимы и должны привести к определенной гравитационной реакции массивов пород. Территории, подвергшиеся корообразованию, будут облегчаться и усиливать свое воздымание, а перемещение мигрирующих масс веществ в области аккумуляции должно способствовать их относительному (а возможно, и абсолютному опусканию. Таким образом, гипергенная изостазия, видимо, приводит к возрастанию контрастности крупных черт рельефа и созданию форм, морфологически однотипных с неотектоническими структурами и с ними соизмеримых. При этом поднятия облегченных массивов земной коры усиливают корообразование с зональным строением профилей выветривания и могут качественно видоизменять ранее созданные новообразования. Например, по существенно глинистым корам выветривания могут возникнуть латеритные разности. Таким образом, необходимо учитывать в практике геологических работ изостатический эффект корообразования, гипергенеза вообще и выравнивания и моделировки рельефа. Не исключено, что роль гипергенной или вообще экзогенной изостазии окажется более значительной, чем предполагается сейчас, а это может позволить по-иному трактовать имеющиеся фактические материалы и реконструировать историю геологического развития земной поверхности.

В заключение отметим, что в статье речь шла по существу только о взаимоотношениях формирующихся кор выветривания и рельефа. Однако геоморфологическая эволюция оказывает существенное и подчас определяющее влияние на сохранность кор выветривания и длительность нахождения их среди экспонированного рельефа. Так, при наличии эрозионных врезов, не превышающих суммарной мощности гипергенного покрова, возможно площадное сохранение кор выветривания во вновь формирующемся рельефе. Если же эти врезы значительнее, можно ожи-

дать только локального сохранения сильно разрушенных остатков гипергенного покрова.

Влияние геоморфологических особенностей и эволюции рельефа на возникновение и развитие корообразования от начальных стадий выветривания до вторичных изменений новообразований проявляется в разных аспектах, обусловленных прежде всего масштабностью явлений. Чем крупнее объект исследования, тем многообразнее взаимосвязи геоморфизма и корообразования, находящихся в постоянных и еще далеко не познанных взаимоотношениях.

УДК 551.311.231

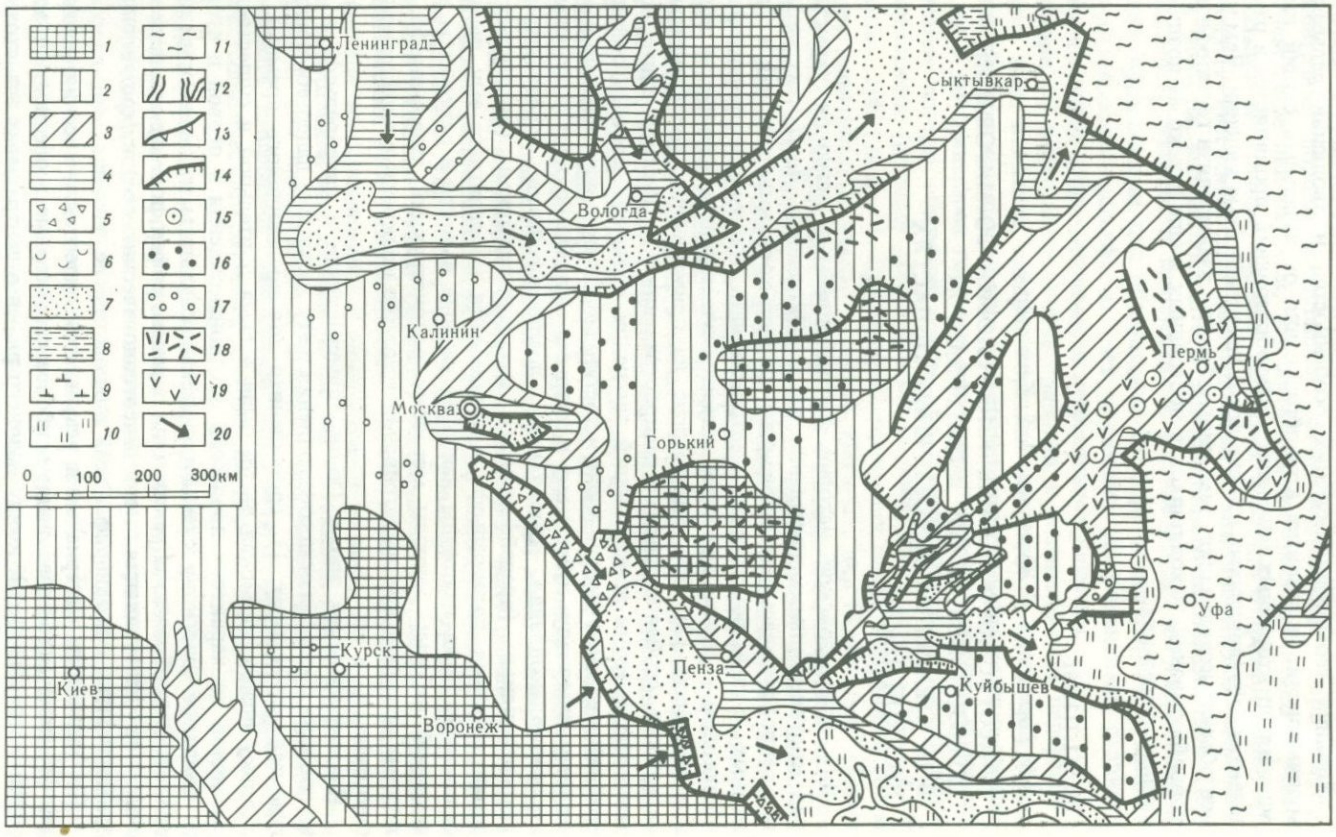
С.К. Горелов, Е.Г. Журавлев, А.А. Клевцова

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ВОСТОЧНЫХ ОБЛАСТЯХ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Для домезозойской истории рассматриваемых регионов характерен ряд континентальных перерывов осадконакопления. Часть этих перерывов сопровождалась формированием мощной коры выветривания и сопряженных с ней бокситовых месторождений. Палеогеоморфологические обстановки в эпохи перерывов оказали существенное влияние на подобные процессы [3]. Это рассмотрено на примере трех континентальных перерывов, особенно широко распространенных на Русской плите, показательных с точки зрения общей эволюции процесса корообразования в древнейшие геологические эпохи и достаточно надежно изученных по фактическому материалу, собранному в процессе составления карт палеорельефа и осадконакопления. Выделяются позднерифейская (предвендская), раннедевонская (предэйфельская) и ранневизейская (предтульская) эпохи развития палеорельефа и накопления коррелятных ему рыхлых отложений. Ниже изложены наиболее важные выводы и результаты проведенной работы; вопросы методики реконструкций палеорельефа, детальные описания кор выветривания и другие конкретные харктеристики опущены.

Позднерифейская эпоха. Общее представление о палеорельефе и его влиянии на процессы осадконакопления в эту эпоху дает палеогеоморфологическая схема (фиг. 1), составленная для предвендского времени, поскольку позднерифейская эпоха была весьма длительной и существенно различной по характеру процессов осадконакопления в первой и второй ее половине. В основу схемы положены результаты изучения континентальных и прибрежно-морских толщ позднего рифея, довендских, додевонских кор выветривания, карт палеогеологических срезов, составленных применительно к позднерифейской эпохе, и другие данные.

По указанным материалам и результатам палеотектонических построений [1] намечаются следующие наиболее характерные особенности позднерифейского рельефа. К концу позднего рифея в центральных и восточных областях Русской плиты преобладали крупные формы палеорельефа,


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
0 100 200 300км
Ленинград
Сыктывкар
Вологда
Калинин
Москва
Горький
Пермь
Уфа
Курск
Пенза
Куйбышев
Киев
Воронеж

созданные преимущественно контрастными вертикальными движениями крупных блоков фундамента, наследованными от ранне-среднепротерозойской эпохи тектонической активизации. Это были в основном приподнятые или опущенные обширные участки докембрийского пенеплена и денудационной собственно позднерифейской равнины типа сводово-глыбовых плоскогорий; крупные замкнутые или полузамкнутые впадины с угловатыми очертаниями и распространением преимущественно пролювиально-аллювиальных равнин на днищах внутриматериковых впадин. На востоке существовал обширный морской бассейн.

Ведущая роль тектонического фактора в образовании указанных форм палеорельефа подтверждается прежде всего принадлежностью многих впадин к грабенам докембрийского фундамента, а также совпадением краевых частей плоскогорий с разломами фундамента. Во впадинах резко увеличивается мощность континентальных отложений; так, например, в небольшой Солигаличской котловине Среднерусского грабена – до 1–2 км. При этом вблизи разломов широко развит грубообломочный материал местного происхождения, что указывает на их выраженность в палеорельефе.

В обстановке в целом расчлененного палеорельефа на плоской поверхности водораздельных массивов существовали, по-видимому, благоприятные геоморфологические условия для накопления достаточно мощной коры выветривания. Действительно, данные глубокого бурения на территории Волго-Уральской области и некоторых других районов Русской плиты подтверждают это предположение. На поверхности кристаллического фундамента, в том числе под вендскими отложениями, сотнями глубоких скважин вскрыта кора выветривания мощностью от десятков сантиметров до десятков метров преимущественно гидрослюдистого, гидрохлорит-гидрослюдистого состава, большей частью ожелезненные и с небольшой примесью каолинита [6].

Важно подчеркнуть, что практически все скважины, которыми была вскрыта кора выветривания, расположены на относительно приподнятых участках палеорельефа. Сильно сглаженная денудационная поверхность этих участков может рассматриваться как пенеплен.

Таким образом, благоприятное влияние палеорельефа на формирование позднерифейской коры выветривания осуществлялось двумя основными путями: а) региональным развитием докембрийского "предкорового" пенеплена с присущими пенеплену сглаженными формами рельефа; б) преимущественно "глыбовым дроблением" поверхности пенеплена в позднерифейскую эпоху, когда возникли относительно приподнятые обособлен-

---

Ф и г. 1. Палеогеоморфологическая схема позднерифейской эпохи

1 – пенеплен, относительно приподнятый; *2* – пенеплен, относительно пониженный; *3* – денудационные равнины, слабо расчлененные; *4* – денудационные равнины с локальной аккумуляцией; *5* – пролювиальные равнины; *6* – аллювиально-дельтовые равнины; *7* – аллювиально-пролювиальные и аллювиальные равнины; *8* – озерные равнины; *9* – озерно-аллювиальные заболоченные равнины; *10* – прибрежно-морские низкие равнины; *11* – подводные шельфовые равнины; *12* – конкретные палеодолины; *13* – эрозионные уступы палеорельефа; *14* – тектонические уступы палеорельефа; *15* – палеокарст; *16* – площади распространения коры выветривания, установленной по большому количеству скважин; *17* – то же, по единичным скважинам; *18* – площади зон дезинтеграции коренных пород; *19* – площади выщелачивания карбонатных пород; *20* – главные направления сноса обломочного материала

ные водораздельные массивы плоскогорий и плато с благоприятными палеогеоморфологическими условиями для активного развития глубокого выщелачивания коренных пород.

Для характеристики типичных палеогеоморфологических процессов, уточнения возраста верхнерифейской коры выветривания и оценки условий возможного накопления в ней залежей боксита большое значение имеют результаты изучения отложений верхнерифейского комплекса. Они содержат разнообразную информацию о тектоно-климатических обстановках в различные периоды позднего рифея и путях формирования аккумулятивных палеоповерхностей в пределах крупных впадин и котловин.

В восточных областях Русской плиты верхнерифейские отложения представлены серафимовской и кушкульской сериями осадков с двумя четко выраженными ритмами осадконакопления, являющихся аналогами кипчакской и тангауровской серий южноуральского стратотипа позднего рифея. В нижней части серафимовской серии выделяются гожанская свита мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников и боровская свита грубозернистых аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов. В верхней части серии прослеживается карбонатно-глинистая толща, относящаяся к штандинской свите. Кушкульская серия представлена в основном толщей кварцевых песчаников леонидовской свиты и толщей терригенных, глинистых и карбонатных отложений кульской свиты. В центральных областях плиты в составе позднего рифея развиты отложения одного крупного цикла осадконакопления. В основании серии прослеживается толща грубообломочных пород аркозового состава каверинской свиты, а в верхней части – толща глинистых и мелкозернистых терригенных отложений веденяпинской или бологоевской свиты. Суммарная мощность отложений верхнерифейского комплекса достигает 3–4 км, а их принадлежность к позднему рифею подтверждается радиологическими данными. Абсолютный возраст по глаукониту и магматическим породам составляет 1100–760 млн. лет [2].

Условия залегания и состав рыхлых континентальных верхнерифейских отложений и кор выветривания позволяют сделать вывод о большем своеобразии и изменчивости экзогенных процессов того времени. Хотя развитие этих процессов протекало в условиях достаточно влажного климата, о чем свидетельствуют значительное ожелезнение кор выветривания и гумификация аргиллитов веденяпинской свиты, однако речные долины и другие эрозионные формы палеорельефа с долговременным стоком, вероятно, не существовали. Перенос рыхлого материала осуществлялся, скорее всего, безрусловыми ливневыми потоками типа мощных селей и путем перемещения материала на крутых склонах. В пользу подобного предположения говорят такие факты, как плащеобразное залегание осадков, слабая сортировка рыхлого материала и его большие мощности по окраинам многих впадин, тесное сходство его минерального состава с местными источниками сноса и др. Подобное строение имеют, например, рыхлые отложения на склонах Коломенской, Рязано-Мосоловской, Сасовской и других котловин, выраженных по подошве косослоистых песков каверинской свиты в пределах Пачелмского (Московско-Рязанского) авлакогена.

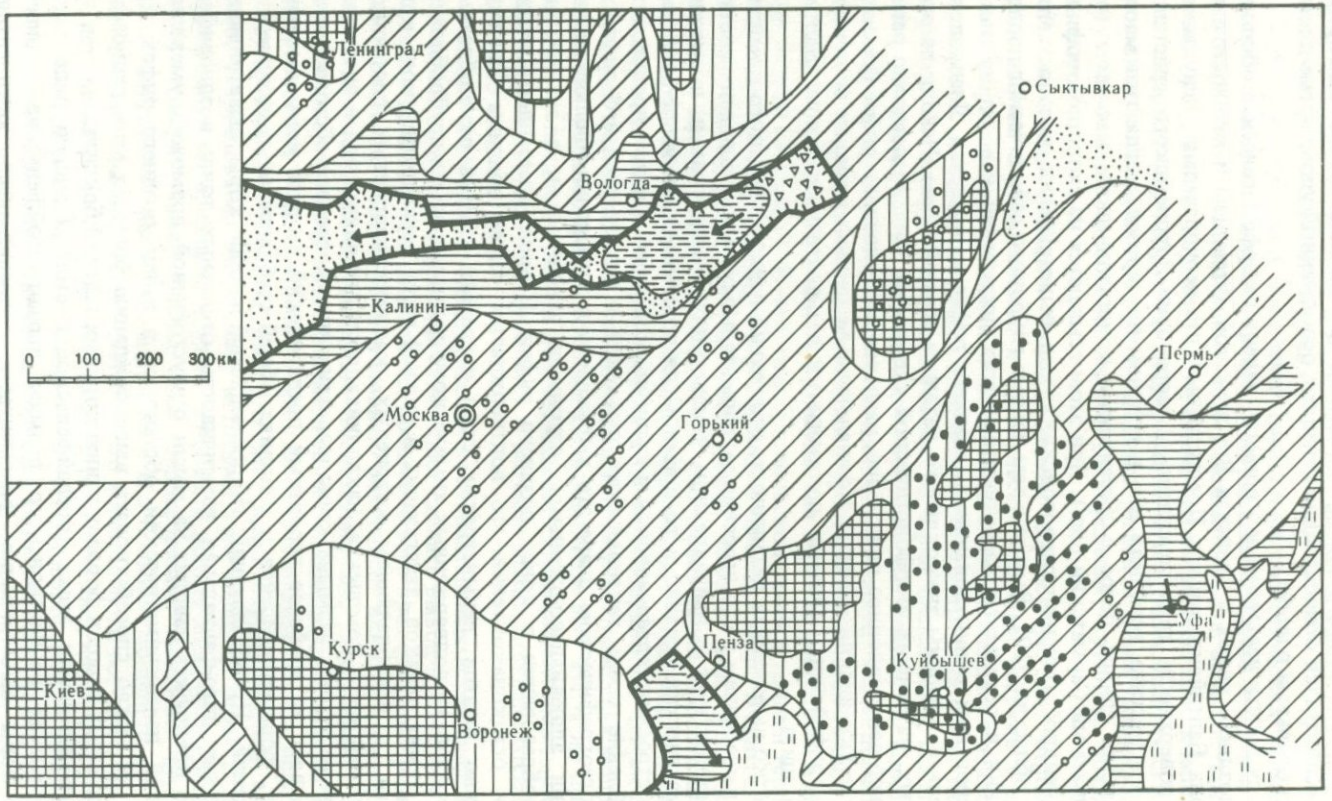
В позднем рифее преобладали восточные направления сноса обломоч-

ного материала, преимущественно вдоль Среднерусского и Пачелмского авлакогенов. Между этими тектонически опущенными зонами палеорельефа располагался обширнейший пенеплен, осложненный упомянутыми выше плоскогорьями и плато.

В сущности невыясненной остается палеогеоморфологическая обстановка позднего рифея в пределах Воронежской антеклизы и юго-восточного склона Балтийского щита. Предполагают, что первоначальная денудационная поверхность типа пенеплена на территории Воронежского кристаллического массива возникла еще в позднем протерозое, когда этот массив составлял единое целое с Украинским кристаллическим массивом (так называемый Сарматский щит). При этом ссылаются на сходство профилей древнейших (позднепротерозойских) кор выветривания в сопоставляемых областях [10]. Вместе с тем данные глубокого сейсмического зондирования и результаты палеотектонических построений наводят на мысль о вероятном существовании в позднем рифее в пределах Днепровско-Донецкой впадины значительного раздвига земной коры. Исходя из этих данных, на палеогеоморфологической схеме (см. фиг. 1) показано региональное денудационное понижение, разделявшее в позднем рифее Воронежский и Украинский массивы. По аналогичным данным, крупные понижения позднерифейского рельефа показаны на юго-восточном склоне Балтийского щита.

Четко выраженная ритмичность отложений верхнерифейского комплекса с выделением в его строении континентальных толщ различного состава свидетельствует о направленном изменении тектонических и, возможно, климатических условий в то время. Судя по отмеченным выше особенностям строения серафимовской и кушкульской серий, в целом происходило ослабление темпа тектонических движений к концу позднего рифея. В палеогеографическом плане это выражалось в замещении пролювиальных равнин аллювиально-озерными, озерными равнинами и в активизации корообразования в конце позднего рифея. Помимо указанной ритмичности осадконакопления, это подтверждается также обилием "свежих" полевых шпатов, невыветрелых слюд и граната – самых разнообразных минералов, не подверженных химическому выветриванию в грубообломочных сериях осадков, залегающих в нижней части верхнерифейского комплекса, и преобладанием кварцевых, каолинит-кварцевых песчаников в верхней части комплекса, накапливавшихся, по-видимому, в значительной мере за счет размыва коры выветривания. Последнее обстоятельство указывает на наиболее вероятный предвендский возраст коры выветривания, формировавшейся в условиях общей стабилизации тектонических движений. Преобладающий гидрослюдистый состав коры выветривания и резкая лито-фациальная изменчивость отдельных толщ позднерифейского комплекса наводят на мысль о неустойчивой, возможно, умеренно-аридной палеоклиматической обстановке в конце позднего рифея, что вряд ли могло способствовать высвобождению больших масс глинозема из коренных пород и формированию крупных залежей боксита.

Раннедевонская эпоха (предэйфельское время). Главную роль в реконструкции раннедевонского рельефа играют доэйфельские, довизейские коры выветривания, фрагментарно сохранившиеся континентальные и прибрежно-морские нижнедевонские отложения и осадки эйфель-



Ф и г. 2. Палеогеоморфологическая схема раннедевонской эпохи
Условные обозначения те же, что на фиг. 1

ской трансгрессии, перекрывающей погребенный рельеф. Необходимо уточнить вопрос о стратиграфической принадлежности раннедевонских отложений данного региона, поскольку некоторые исследователи [8] склонны рассматривать их как среднедевонские.

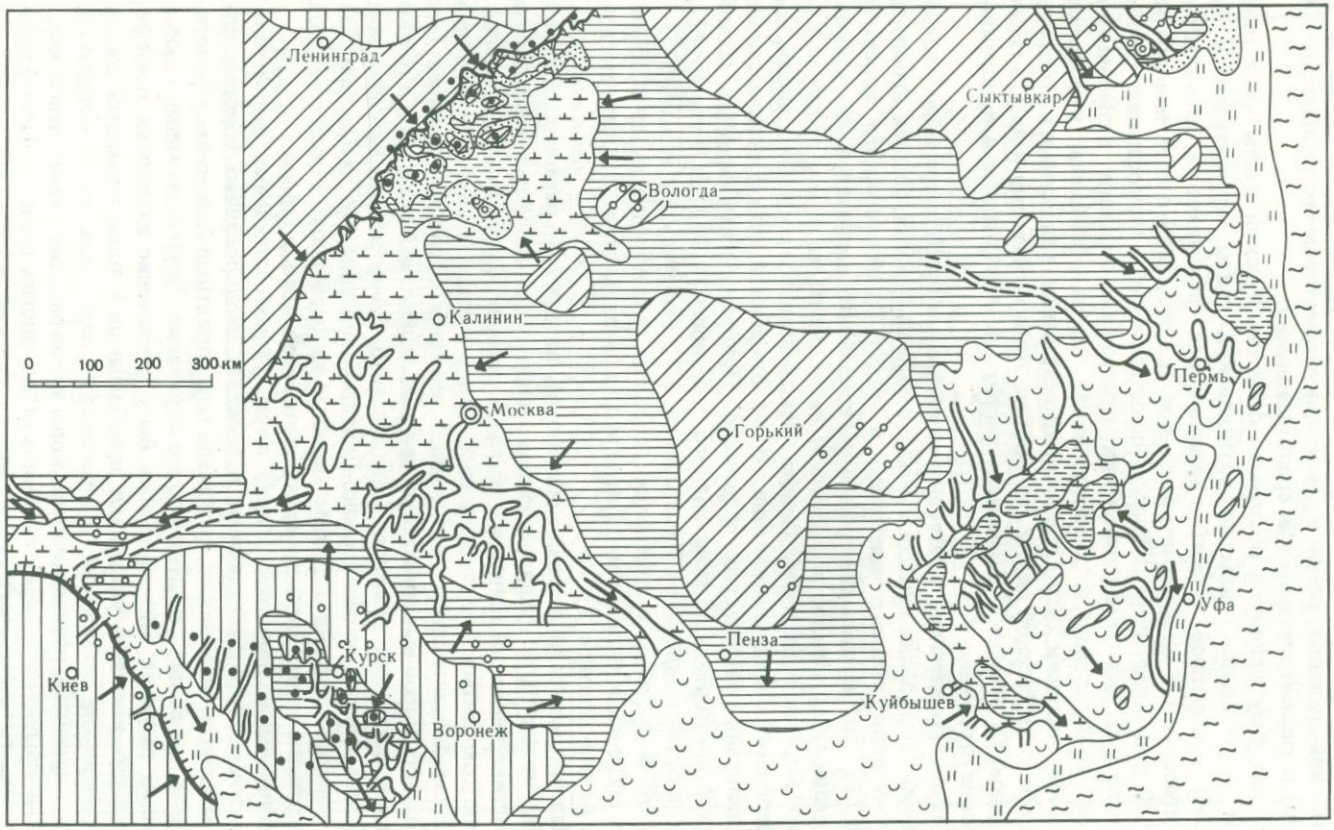
К нижнему девону в восточных областях Русской плиты нами отнесены терригенные отложения казанлинской свиты, представленной довольно однородной толщей красноцветных песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями гравелитов и аргиллитов общей мощностью до 500 м и более. В них обнаружены остатки рыб и псилофитовая флора, характерные для нижнедевонских отложений. Аналоги казанлинской свиты – пироговская и хлебодаровская свиты – выделены в разрезах глубоких скважин, вскрывших континентальные отложения в центральных областях Русской плиты (Солигалич, Любим, Чухлома и др.), а также в Южном Приуралье, где развиты терригенно-карбонатные и прибрежно-морские отложения.

Результаты изучения указанных отложений и их сопоставление с палеорельефом позволяют сделать вывод о значительном сокращении площадей аккумуляции рыхлого материала в эпоху раннедевонского перерыва (фиг. 2). Это явилось следствием регионального поднятия и образования денудационных равнин в восточной части плиты на месте позднерифейского морского бассейна. Полоса максимального поднятия, вытянутая в меридиональном направлении, четко отмечается зоной регионального выклинивания эйфельских отложений. Поднятие стимулировало общий процесс сокращения и даже полного исчезновения многих позднерифейских впадин в пределах Пачелмского и Среднерусского авлакогенов и привело к коренному изменению основного направления сноса обломочного материала в пределах Среднерусского авлакогена с северо-восточного на юго-западное.

Палеогеоморфологическая обстановка в других регионах Русской плиты может быть охарактеризована лишь в самых общих чертах из-за отсутствия площадей широкого развития рыхлых коррелятных отложений. Можно согласиться с представлением, что в раннем девоне на территории Воронежской антеклизы был развит пенеплен с соответствующей ему по возрасту корой выветривания и грядами железистых кварцитов в районе Курской магнитной аномалии [10]. Не ясно, существовало ли понижение палеорельефа в зоне Днепровско-Донецкой впадины. На схеме (фиг. 3) оно показано, исходя главным образом из особенностей развития этой территории в течение последующего ранневизейского перерыва.

Региональные поднятия земной коры, сопровождавшиеся формированием сглаженного палеорельефа в пределах изолированных водораздельных массивов, несомненно, создавали благоприятные палеогеоморфологические условия для развития кор выветривания. Другой, не менее важной причиной развития этих процессов было увеличение влажности атмосферы, на что косвенно указывают преобладающий тонкозернистый состав раннедевонских отложений и обогащение отдельных толщ органикой.

Действительно, раннедевонские коры выветривания значительной мощности вскрыты глубокими скважинами во многих пунктах Волго-Уральской области и смежных с ней районов Русской плиты. Они развиты по породам архейского фундамента и терригенным образованиям венда.



Ф и г. 3. Палеогеоморфологическая схема ранневизейской эпохи
Условные обозначения те же, что на фиг. 1

В предэйфельское время на кристаллических породах формировался уже нормальный профиль выветривания с гидрослюдистой и каолинитовой зонами. Последующее доживетское время характеризуется еще большей интенсивностью гипергенного преобразования коренных пород — образованием каолинита непосредственно по алюмосиликатам.

Таким образом, общие условия палеорельефа и осадконакопления в рассматриваемых регионах Русской плиты в эпоху раннедевонского континентального перерыва могли способствовать формированию экзогенных месторождений полезных ископаемых, в том числе бокситов. Это подтверждается данными по территории Курской магнитной аномалии, где на железистых кварцитах, выраженных в раннедевонском рельефе уплощенными грядами, развиты остаточные залежи богатых железных руд, а на границах железистых кварцитов со сланцами — линейные коры выветривания мощностью до 150—200 м. Девонские (по-видимому, раннедевонские) месторождения бокситов установлены и на Тимане.

Ранневизейская эпоха (предтульское время). Между обширными морскими трансгрессиями позднего девона и раннего карбона существовал ряд континентальных перерывов. В карбоне наиболее продолжительный перерыв был связан с общим поднятием Русской плиты в конце турнейского—начале визейского веков. Это был важнейший рубеж в истории геологического развития территории СССР, ознаменовавшийся крупными изменениями палеогеографической обстановки и формированием ряда важнейших полезных ископаемых.

В связи с хорошей изученностью нижнекаменноугольных отложений и кор выветривания имелись предпосылки для достаточно уверенной реконструкции палеорельефа. На фиг. 3 она дана применительно к бобриковскому времени и коррелятным ему отложениям как наиболее показательному этапу формирования палеорельефа.

Рельеф ранневизейской эпохи принципиально отличался от рельефа предшествовавших эпох. Если в раннем девоне и тем более в позднем рифее в пределах рассматриваемой территории Русской плиты господствовали в основном эрозионно-тектонические формы рельефа или обширные пространства пенепленов, то в эпоху ранневизейского континентального перерыва сложились формы рельефа, во многом сходные с рельефом последующих геологических эпох, в том числе современной. Именно в раннем карбоне впервые на Русской плите четко оформились и получили широкое развитие такие формы рельефа, как речные долины, балки, озерные котловины, аллювиально-дельтовые равнины с характерными для них рукавами и протоками и др.

Главную роль в строении ранневизейского рельефа играли обширные замкнутые или полузамкнутые внутриконтинентальные впадины, разделенные невысокими денудационными равнинами, в том числе типа пенеплена на Воронежской антеклизе и юго-восточном склоне Балтийского щита. Впадины были ареной широкого развития аккумулятивных процессов различного типа, тогда как на денудационных равнинах и пенеплене в благоприятных литолого-палеогеоморфологических условиях происходило накопление и слабый размыв мощной коры выветривания.

В восточной части Русской плиты, примыкающей к Урало-Каспийскому раннекаменноугольному бассейну, формировались преимущественно аллю-

виально-дельтовые и прибрежно-морские равнины. Сходные типы рельефа были развиты в пределах другой, открытой к морскому бассейну Днепровско-Донецкой впадины. Обнако в крупных внутриматериковых впадинах условия аккумуляции материала и характер аккумулятивных палеоповерхностей были существенно иными. Здесь преобладали озерно-аллювиальные заболоченные равнины с накоплением мощных торфяников, давших впоследствии залежи бурого угля (Подмосковный буроугольный бассейн). Территории всех впадин дренировались хорошо развитой, но слабо врезанной гидросетью, следы которой в виде многочисленных погребенных речных долин и неглубоких озерных котловин вскрыты бурением на обширной площади Московской синеклизы.

Денудационные формы ранневизейского рельефа восстанавливаются с меньшей полнотой, исключая, пожалуй, хорошо разбуренные районы Воронежской антеклизы и Северо-Онежского бокситоносного района. Результаты палеогипсометрических построений, изучения продуктов выветривания, палеокарста и "бронирующих" свойств коренных пород и некоторые другие данные свидетельствуют о значительном генетическом и морфологическом разнообразии денудационных форм палеорельефа. Большую роль в его строении играли, по-видимому, обширные структурно-денудационные докаменноугольные равнины и участки более древнего пенеплена. Это подтверждается широким развитием в пределах подобных палеоповерхностей палеозойских известняков, залегающих почти горизонтально, и наличием мощной коры выветривания на участках глубоко денудированных коренных пород. В пределах Воронежской антеклизы и юго-восточного склона Балтийского щита бурением вскрыта густо разветвленная эрозионная сеть [4, 7, 9 и др.].

Ясно, что указанные выше особенности ранневизейского рельефа, наряду с тропическим климатом раннего карбона, не могли не оказывать существенного влияния на аккумуляцию рыхлого материала и образование экзогенных месторождений полезных ископаемых. В отношении коры выветривания и сопряженных с ней бокситовых месторождений наиболее полно оно изучено на юго-западном склоне Воронежской антеклизы [7, 9] и в Северо-Онежском бокситоносном районе [4, 5].

Главная особенность влияния палеорельефа на распространение кор выветривания и бокситовых месторождений заключается в том, что при развитии тропического климата на всей рассматриваемой территории Русской плиты преобладающий генетический тип бокситовых месторождений в районах с одинаково благоприятными для бокситообразования материнскими породами существенно различен: например, Воронежские и Северо-Онежские месторождения с остаточными и осадочными залежами боксита.

Ввиду широкого распространения на территории Воронежской антеклизы пенеплена со свойственными ему пологими формами рельефа происходил относительно замедленный размыв коры выветривания, и поэтому формировались преимущественно остаточные залежи. В Северо-Онежском районе, где к началу эпохи основного корообразования был уже создан значительно расчлененный палеорельеф, происходил энергичный смыв коры выветривания с палеоводоразделов и образование осадочных залежей боксита в благоприятных палеогеоморфологических условиях.

Сравнительный анализ палеорельефа рассмотренных эпох региональных континентальных перерывов Русской плиты позволяет сделать вывод о направленности процессов рельефо- и корообразования от древней к более молодой эпохам. В общем виде он выражается как прогрессивно нараставшая стабилизация тектонических движений и формирование более разнообразных генетических типов рельефа за счет преимущественного развития экзогенных процессов, особенно в раннем карбоне. Наряду с увеличением количества влаги и тепла это способствовало общей активизации коро- и бокситообразования, достигших своего максимума в эпоху ранневизейского континентального перерыва. Отложения этой эпохи и предшествовавшей ей раннедевонской перспективы на бокситы. При проведении поисков следует учитывать указанные выше главные особенности развития палеорельефа.

Литература

1. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978.
2. Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973.
3. *Горелов С.К., Еремин В.К., Леонов Б.Н.* Принципы составления палеогеоморфологического атласа СССР.– Геоморфология, 1975, № 3.
4. *Ермолаев М.М.* О палеогеоморфологии восточного склона Балтийского щита и некоторых моментах формирования его современного рельефа. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1959, 91, вып. 2.
5. *Кальберг Э.А., Левандо Е.П., Махнач З.К.* Бокситы северо-запада Русской платформы (северо-западная провинция). – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
6. *Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г.* Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967.
7. *Никитина А.П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
8. *Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967.
9. *Хожаинов Н.П., Акаемов С.Т.* Основные черты палеорельефа и палеогеографии раннего карбона территории Курской магнитной аномалии. – В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970.
10. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979.

УДК 553.277

Ю.П. Казанский

ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ И АЛЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Породы докембрия содержат многочисленные следы выветривания – почвоподобные образования, коры выветривания и переотложенные продукты (аллиты, ожелезненные породы, скопления обломочного кварцевого материала и т.д.). Анализ этого материала позволяет выделить два возрастных уровня, на которых эти образования различаются между собой как по минеральному составу, так и по структурно-текстурным особенностям: архейско-раннепротерозойский (до 2000 млн. лет) и раннепротерозойско-рифейский (табл. 1).

Таблица 1

Состав преобладающих растворенных веществ в докембрийской наземной гидросфере

Возраст	Растворенные вещества			Преобладающие геохимические условия
	ионы неорганических соединений	органические соединения	газы	
PR_2-PR_1	Ca^{2+}, Na^+, K^+, Mg^{2+}, HCO_3^-, NH_4^+, Cl^-	Количество невелико, преимущественно гуминовые кислоты	N_2, CO_2, O_2, NH_3 (?)	Кислые окислительные, подток щелочных грунтовых вод, $T_{ср}$ = 30–50°С, P = 5–12 атм
PR_1-AR	Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, Na^+, K^+, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-	?	CO_2, NH_3, N_2, CH_3, O_2	Щелочные восстановительные, $T_{ср}$ = = 50–70°С, P = = 12–15 атм

Продукты выветривания первого уровня достаточно интенсивно метаморфизованы. Однако в ряде случаев удается восстановить первичный состав исходного и преобразованного выветриванием материала, как это отмечено, например, в Криворожском бассейне и других районах. В общем виде продукты изменения представлены минеральными ассоциациями, известными в более молодых отложениях: слюдяными, монтмориллонито- и хлоритоподобными минералами, минералами группы каолинита [3]. Вместе с тем выявлена одна особенность их распространения в кислых магматических породах, заключающаяся в том, что полевые шпаты в гранитоидах нередко замещаются монтмориллонитоподобными образо-

Таблица 2

Автохтонные продукты докембрийских ландшафтно-климатических зон

Возраст	Зона	Новообразования почвоподобных продуктов
PR_2-PR_1	Правлажно-тропическая	Гидрослюда, каолинит, реже монтмориллонит, гидроокислы алюминия
	Протосаванная	Гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, реже каолинит, гидроокислы железа, кальцит
	Протопустынно-тропическая	Гидроокислы железа (?), карбонаты, кремни (?)
PR_1-AR	Предвлажно-тропическая	Монтмориллонито- и хлоритоподобные минералы, минералы группы каолинита, гидроокислы алюминия
	Прасаванная	Хлорито- и нонтронитоподобные минералы
	Прапустынно-тропическая	Монтмориллонит

ваниями. Своеобразно также и поведение окислов. Сравнительно равномерно при выветривании удаляются кремнезем, глинозем, магний, титан и калий, однако в ряде случаев наблюдается накопление в конечных продуктах магния, калия и глинозема. Последний может образовывать в коре выветривания заметные скопления, как это отмечено в основании серии Доминион-Риф [8].

В разрезах кор выветривания и почвоподобных продуктов второго возрастного интервала преобладают слюдяные и каолинитовые минералы, а монтмориллонит в продуктах выветривания гранитоидов обычно встречается в нижних горизонтах элювиальных покровов [5]. Различаются два основных типа разрезов остаточных продуктов выветривания: мощный (десятки метров), сложенный глинистыми, маложелезистыми образованиями; маломощный (первые метры) дресвяно-глинистый, часто железистый с заметными скоплениями реликтовых минералов средней и малой устойчивости к выветриванию (табл. 2).

Для переотложенных продуктов этого возраста характерно большое количество кварцевого обломочного материала, образуются толщи кварцитов и кварцевых песчаников, высокоглиноземных глинистых пород, широко распространены красноцветы [1, 2, 7]. В последние годы в рифейских отложениях обнаружено заметное скопление метаморфизованных осадочных диаспоритов [6]. Своеобразие этих диаспоритов состоит в том, что они являются лагунными или прибрежно-морскими, у них нет непосредственной связи с корами выветривания и они переслаиваются с метаморфизованными аналогами терригенных и глинистых пород. Кроме того, они образуют переходы во вмещающие породы и не содержат свободного кремнезема. Этим диаспоритам близки по составу образования, распространенные в виде линз и конкреций в хлоритоидных и хлорит-серицитных сланцах пурпольской свиты Патомского нагорья [2]. Возможно, эти скопления диаспора являются более глубоководными аналогами

Состав осадков мелких водоемов	Состав конкреций и стяжений
Брекчии с каолинитом, бокситы, кварцевые пески, гидрослюдисто-каолинитовые глины, озерные глинисто-железистые продукты	Гидроокислы железа и алюминия
Гидроокислы железа, гематитовые руды, карбонатные осадки	Гидроокислы железа, карбонаты
Пестроцветные глины с прослоями карбонатных пород	Карбонаты, кремни (?)
Окислы алюминия, кремния, прослои кварцевых песков	Альбит (?), сидерит, окислы кремния, сульфида железа
Глинистые осадки, обогащенные железом, карбонаты	Сидерит, сульфиды железа
Карбонаты	Карбонаты

монгольских диаспоритов. Следует подчеркнуть, что диаспориты Монголии по составу и условиям залегания заметно отличаются от бокситов Боксонского месторождения и других рудопроявлений венда и фанерозоя. Это отличие прежде всего состоит в том, что диаспориты не связаны с карбонатными отложениями.

Отмеченные особенности состава и строения протерозойских продуктов выветривания являются следствием тех физико-химических условий, которые существовали в это время на поверхности суши. Основными факторами, которые могли влиять на характер выветривания, скорее всего, были состав атмосферы, термобарический режим, состав органического мира на суше. В комбинации они определяли состав вод, как просачивающихся с поверхности, так и грунтовых. От их сочетания зависели интенсивность и характер химических реакций (табл. 1).

Расшифровка ландшафтно-климатических обстановок для протерозоя может быть построена на двух основных методических предпосылках: 1) современные условия являются результатом длительного развития древних обстановок; 2) используя показатели современной континентальной седиментации, следует учитывать поправки на физико-химические параметры прошлого [4]. Таким образом, в протерозое выделяются две группы ландшафтно-климатических обстановок (табл. 2). Они являются примитивными вариантами современных влажно-тропической, саванной и пустынно-тропической зон. Отличия заключаются в более высоких температуре и давлении, существовавших в те времена на поверхности планеты, которые ускоряли водообмен в системе продукты выветривания—атмосфера, а также способствовали более высокой активизации растворов.

Вопрос о составе газов в древней атмосфере еще окончательно не решен. В предлагаемом варианте допускается существование повышенных содержаний аммиака и углекислого газа в архее и раннем протерозое. Присутствие аммиака могло обусловить преобладание щелочных условий в зоне выветривания, что совместно с отсутствием органических соединений в просачивающихся водах вызвало задержку части высвобождавшегося глинозема в продуктах выветривания. Перестройка физико-химических условий во второй половине протерозоя в связи с изменением состава атмосферы могла привести к усилению подвижности глинозема и более энергичному выносу его в опресненные водоемы, окружающие области выветривания. Обращает на себя внимание парагенетическая связь диаспоритов с глинистыми продуктами, что может свидетельствовать о сравнительно слабо расчлененном рельефе. Переслаивание глинистых отложений и диаспоритов, скорее всего, указывает не на периодичность поступления того или иного материала, а на изменение положения в пространстве фациальных зон, благоприятных для накопления материала того или иного состава.

Приведенные сведения, пока немногочисленные, показывают принципиальную возможность накопления аллитового материала в осадочных и элювиальных образованиях докембрия. Таким образом, осадочно-метаморфические толщи этого возраста могут стать объектом для поисков алюминиевого сырья.

Литература

1. *Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972.
2. *Головенок В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Наука, 1977.
3. *Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А.* Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
4. *Казанский Ю.П.* О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли. – Геология и геофизика, 1979, № 10.
5. *Махнач А.С., Левых Н.Н.* Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973.
6. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуд Ж.* Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981.
7. *Ронов А.Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1964, № 8.
8. *Сидоренко А.В., Чайка В.М.* Значение кор выветривания и поверхностей выветривания в истории докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.

УДК 553.21/24

В.В. Жуков

ВОПРОСЫ КИНЕТИКИ И ДИНАМИКИ ГИПЕРГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

(на примере гиббситизации каолина)

В последнее время в геохимии широко используются физические и физико-химические методы исследования. К ним, в частности, относятся методы термодинамики, физико-химической кинетики и физико-химической гидродинамики, которые находят все более широкое применение при решении различных вопросов минералообразования в природных условиях. Достижения в теории динамики подземных вод и известные значения таких фундаментальных физико-химических параметров, как температура и давление, делают область гипергенеза наиболее перспективной в плане применения методов физико-химического анализа к экзогенным процессам. В настоящее время уже получены существенные результаты в термодинамическом анализе процессов коро- и минералообразования в бокситах [7, 8 и др.].

Влияние физико-химических факторов на скорость и характер изменения в пространстве минерального состава пород определяет динамику геохимических процессов. В общем случае любая порода может рассматриваться как физико-химическая система раствор–минералы. Минеральный состав ее изменяется в результате растворения первичных, отложения из раствора вторичных минералов и переноса (транспорта) растворенных компонентов. Следовательно, динамика геохимического процесса определяется двумя главными факторами: 1) переносом (транспортом) растворенных компонентов; 2) кинетикой минеральных превращений (скоростью растворения и отложения из раствора минералов).

Совокупность механизмов и способов переноса растворенных веществ составляет конвективную диффузию. Классическая теория ее, рассматри-

вающая молекулярную диффузию в движущейся среде, изложена во многих широко известных работах [1–3 и др.]. Конвективная диффузия в пористых средах имеет отличительные особенности. Общеизвестно, что в любой породе только часть пустот и пор является водопроводящей. По системе водопроводящих пор осуществляется течение раствора; нередко это система трещин. Эти экспериментально установленные факты послужили основой для создания модели конвективной диффузии в пористых средах, основанной на представлении о зернистом строении породы. При движении раствор обтекает зерна, в порах которых он остается неподвижным или практически неподвижным. В обобщенном смысле зерна представляют собой участки породы с застойным режимом фильтрации. Они могут иметь изометричную, полигональную и полосоподобную (в случае послойного характера фильтрации) формы. В результате обтекания раствором зерен возникают пульсации и скачки, совершаемые на фоне общего движения среды как по направлению течения раствора (фильтрации), так и в противоположном направлении. Вследствие этих пульсаций наряду с фильтрацией и молекулярной диффузией возникает дополнительный способ переноса растворенных веществ, именуемый гидромеханической дисперсией. Этот способ переноса имеет сходство с молекулярной диффузией, поскольку также определяется градиентом концентрации. Плотность потока вещества в процессе дисперсии пропорциональна градиенту концентрации, и перенос вещества осуществляется "против" градиента концентрации. Однако в данном случае коэффициент, именуемый коэффициентом конвективной диффузии, обычно на несколько порядков превосходит коэффициент молекулярной диффузии. Он изменяется от 10^{-6} до 10^{-1} см^2/с, в то время как коэффициент молекулярной диффузии имеет значения 10^{-6} см^2/с [1, 2]. Гидродинамическая дисперсия является гораздо более мощным фактором переноса, чем молекулярная диффузия. Достаточно сказать, что за 1 год в процессе дисперсии компоненты могут перемещаться на расстояние порядка 10 м, тогда как в процессе молекулярной диффузии – на первые сантиметры.

Таким образом, выделяются три способа переноса растворенных веществ: 1) молекулярно-диффузионный или просто диффузионный; 2) дисперсионный; 3) фильтрационный или инфильтрационный. В соответствии с этим по преобладающему способу переноса геохимические процессы подразделяются на диффузионные, дисперсионные и фильтрационные (или инфильтрационные) [2–4, 9 и др.]. Диффузионные процессы проявлены на расстоянии от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров; дисперсионные – от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров; фильтрационные – от нескольких метров до нескольких сот метров. Диффузионные и дисперсионные процессы протекают на границе двух сред, в которых раствор фильтруется с заметно различными скоростями, и развиваются по нормали к этой границе, например, участки в породе, прилегающие к трещинам.

В общем случае перенос растворенных компонентов в гипергенезе определяется динамикой подземных вод, образующих широко известную в области гипергенеза зональность, в которой выделяются зона

аэрации (выше уровня грунтовых вод) и зона насыщения (ниже уровня грунтовых вод). Рассматриваемые процессы протекают в обеих зонах. При этом нас интересуют преобладающие способы переноса компонентов на расстояния, исчисляемые несколькими метрами и десятками метров. Перенос в зоне аэрации осуществляется главным образом нисходящим движением раствора. Зона аэрации питается атмосферными осадками, поэтому для циркуляции раствора и выноса вещества необходимо, чтобы интенсивность выпавших атмосферных осадков была соизмерима со скоростью их инфильтрации в породу и доля просочившихся осадков превышала дефицит влаги в зоне аэрации, ибо в противном случае фильтрация не будет осуществляться и система будет закрыта для минералообразующих компонентов. Выполнение второго условия возможно только в достаточно влажном климате. Это является одной из основных причин того, что бокситоносные коры выветривания формируются в климате с суммой годовых осадков более 1 м.

В зоне насыщения скорость вертикальной фильтрации определяется фильтрационными свойствами наименее водопроницаемых слоев пород, поэтому она обычно мала и по сравнению с ней велика скорость латеральной фильтрации. В этих условиях нередко основным способом вертикального транспорта растворенных веществ становится гидромеханическая дисперсия. Градиент концентрации в вертикальном направлении возникает вследствие различной скорости латеральной фильтрации раствора в различных горизонтах пород.

Как известно, фильтрация раствора в зоне гипергенеза осуществляется под действием гравитации и подчиняется закону Дарси [2], по которому гидравлический градиент при действии силы тяжести не может быть больше единицы [2]. В этих условиях максимально возможная скорость фильтрации раствора равна коэффициенту фильтрации породы, что позволяет сформулировать оптимальные условия фильтрационных процессов в древние эпохи.

Как было отмечено выше, в природных условиях фильтрации зерна имеют, как правило, пористую структуру, причем поры в зернах заполнены неподвижным раствором и каждое зерно представляет собой субсистему с диффузионным транспортом растворенных компонентов. В общем случае изменение минерального состава породы происходит при конвективном транспорте (дисперсией и фильтрацией) растворенных компонентов по трещинам и диффузионном переносе их в поровых растворах зерен. Такие представления о переносе растворенных компонентов в природных системах сформулированы Д.С. Коржинским [9]. Из изложенного вытекает необходимость выделять внешнюю, конвективную, диффузию по трещинам и внутреннюю, молекулярную, в пределах зерен. Согласно решениям уравнений внутренней диффузии, замещение в зерне первичного минерала вторичным, вызванное привносом (или выносом) компонента i, проходит в общем случае две стадии.

Первая стадия соответствует кинетическому режиму процесса. Минеральные изменения развиваются в области, прилегающей к границе зерна. Размер ее (l_i^0) обратно пропорционален скорости (W_i) отложения

(растворения) минерала на границе зерна:

$$l_i^0 \approx \sqrt{D_i \frac{C_i - C_i^0}{W_i}},$$

где D_i – коэффициент молекулярной диффузии компонента i; C_i – концентрация компонента i в растворе на границе зерна; C_i^0 – концентрация компонента i, равновесная с первичным минералом (в центре зерна).

Размеры области начального развития вторичного минерала остаются практически неизменными. Первая стадия заканчивается полным растворением первичных минералов на периферии зерна и образованием резкой границы между первичным и вторичными минералами. Взаимоотношения минералов в эту стадию и распределение их концентраций (Q) в определенный момент времени показаны на фиг. 1. Длительность первой стадии (t_1) определяется уравнением:

$$t_1 \approx 2 \frac{\nu_i Q_2^0}{C_i - C_i^0} \frac{(l_i^0)^2}{D_i},$$

где ν_i – стехиометрический коэффициент компонента i в химической формуле вторичного минерала; Q_2^0 – концентрация вторичного минерала на периферии зерна.

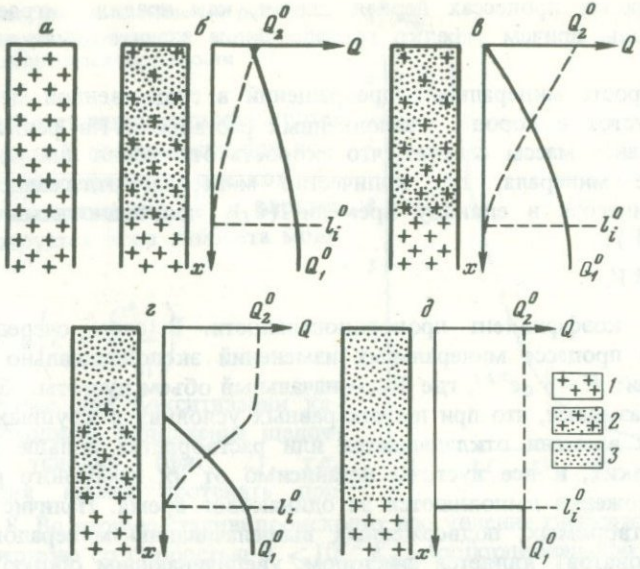
Во вторую стадию минеральные изменения определяются движением поверхности, разделяющей первичный и вторичный минералы, со скоростью, обратно пропорциональной $\sqrt{t}$, где t – время.

Для определения кинетики минеральных превращений имеет значение взаимосвязь размера области начального развития вторичного минерала (l_i^0) и скорости минеральных превращений в первую стадию (W_i):

$$W_i \cong D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} \approx D_i \frac{C_i - C_i^0}{(l_i^0)^2}.$$

Она является теоретической основой для определения скорости минеральных превращений по данным минералого-петрографических исследований, так как входящие в это равенство концентрации можно рассчитывать по термодинамическим константам, а D_i можно принять равным 10^{-6} см^2/с.

Все породы можно разделить на крупнозернистые, для которых $R > l_i^0$, и мелкозернистые, для которых $R < l_i^0$, где R – размер зерен. В данном случае критерием разделения служит отношение скорости переноса компонента i к скорости отложения или растворения минерала. Поэтому этот критерий будет различным для разных типов минеральных изменений. Принцип разделения пород по крупности зерен в данном случае отличен от используемого в литологии. В крупно- и мелкозернистых породах геохимические процессы будут протекать по-разному. В мелкозернистых породах минеральные изменения развиваются как в однородной среде, и внутренняя диффузия может не учитываться. В фильтрационных процессах размер зоны вторичного минерала увеличивается пропорционально скорости фильтрации раствора (U). В отличие от диффузионных процессов резкие границы между первичным и вторичным минералами в данном случае не формируются. Они могут



Ф и г. 1. Взаимоотношение и распределение концентраций на периферии зерна первичного и вторичного минералов в первую стадию процесса замещения за определенные отрезки времени

1 **– первичный минерал;** *2* **– частично измененная порода, сложенная первичным и вторичным минералом;** *3* **– вторичный минерал**

возникнуть только тогда, когда выполняется условие:

$$U(C_i - C_i^0) << W_i.$$

В крупнозернистых породах минеральные изменения развиваются по типу образования околотрещинных изменений, очковых текстур, "пряников" и других образований, контролируемых растворопроводящими трещинами.

Необходимо отметить, что в общем случае минеральные изменения развиваются в две стадии (или два этапа). В первую стадию вторичные минералы замещают первичные в пределах участков с практически неперемещающимися границами, где вторичные минералы образуют характерную зональность. Минеральные изменения развиваются в кинетическом режиме, и в эту стадию могут быть реализованы только частичные равновесия раствор–вторичные минералы или раствор–первичные минералы. Во вторую стадию происходит разрастание образованных вторичными минералами зон (наступление внутренних на внешние, как в теории метасоматической зональности [9]), нередко с реализацией условий локального или мозаичного равновесия.

Когда скорость минеральных превращений высока, первая стадия подавлена и основная масса вторичных минеральных образований формируется во вторую стадию. Это нередко имеет место в гидротермальных процессах (особенно в высокотемпературных), поэтому первая стадия в теории метасоматической зональности обычно не рассматривается.

В гипергенных процессах первая стадия, как правило, играет существенную роль, причем нередко гораздо более значительную, чем вторая стадия.

На скорость минеральных превращений в существенной мере влияет размер пустот в породе, заполненных раствором. Из решений уравнений баланса массы следует, что скорость отложения или растворения в пустоте минерала, т.е. количество минерала, отлагающегося или растворяющегося в единицу времени (ϑ_i), пропорциональна объему пустоты (V):

$$\vartheta_i \simeq \pm KV,$$

где K – коэффициент пропорциональности. В свою очередь, объем пустоты в процессе минеральных изменений экспоненциально меняется во времени: $V \approx V_0 e^{\pm kt}$, где V_0 – начальный объем пустоты. Эти уравнения показывают, что при прочих равных условиях в крупных пустотах в единицу времени откладывается или растворяется больше минерала, чем в мелких, и все пустоты независимо от их начального размера в случае отложения выполняются за одинаковое время. Наличие в породе легко растворимых, подверженных выщелачиванию минералов (например, карбонатов) является фактором, увеличивающим общую скорость минеральных изменений пород, так как при выщелачивании возрастает пористость пород. Для развития минеральных изменений в плотной скальной породе с ультратонкой пористостью необходимо предварительное формирование в этой породе трещиноватости, т.е. создание крупных пустот. Они делают систему открытой для минералообразующих компонентов и необходимы для ускорения минеральных превращений.

Изложенные общие закономерности и полученные математические соотношения позволяют количественно охарактеризовать многие гипергенные геохимические процессы, в том числе коро- и бокситообразование. В качестве примера рассмотрим один из наиболее важных для бокситообразования вопросов – бокситизацию каолина (замещение гиббситом каолинита в мономинеральной глинистой породе). Этот вопрос связан с выносом из породы SiO_2 и остаточным накоплением Al_2O_3 в форме $Al(OH)_3$ (гиббсита).

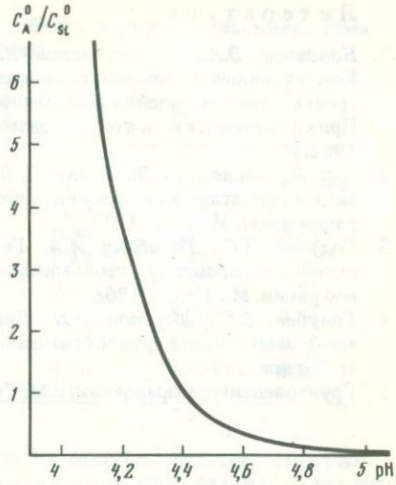
Согласно термодинамике, равновесие гиббсит–каолинит–раствор реализуется при P = 1 атм, T = 20–25°С, в интервале pH 0–8, при концентрации в растворе кремнекислоты C^0_{Si} = 1–2 мг/л. Следовательно, гиббситизация любой породы возможна при $C^0_{Si} < C^0_{Si}$, $C_{Al} \geqslant C^0_{Al}$, где C^0_{Al} – растворимость гиббсита.

Определения скорости разложения каолинита ($W_к$) по изложенной методике для бокситовых объектов Казахстана при T = 18–22°С, что соответствует данным палинологии, дали следующий результат:

$$W_к \approx 10^{-7}\ (C_{Si} - C^0_{Si});\ \ W_к \lessgtr 10^{-15}\ \text{моль/см}^3 \cdot \text{с}.$$

Полное растворение каолинита в глине, или длительность первой стадии, охватывает отрезок времени не менее 1 млн. лет. За это время гиббситом будут замещены участки породы размером в первые сантиметры в случае диффузионных процессов или участки породы размером в первые десятки сантиметров (не более 1 м), если происходит фильтрация раствора.

Ф и г. 2. Зависимость отношения равновесных концентраций алюминия и кремния от условий кислотности-щелочности



Если гиббситизация каолина протекает на дневной поверхности под воздействием атмосферных осадков (в процессе выветривания), то в первый этап формируется зона гиббсита мощностью

$$L \lesssim 10^7 u\left(l - \frac{C^0_{Al}}{C^0_{Si}}\right).$$

В этом случае для бокситизации каолина необходимо выполнение щелочно-кислых условий (фиг. 2), т.е. бокситизация может протекать при $5 < pH < 8$. Во вторую стадию происходит наступление гиббситовой зоны на каолинитовую со скоростью $\vartheta \lesssim 10^{-6} K_к$, пропорциональной скорости фильтрации (или коэффициенту фильтрации каолина $K_к$), т.е. составляет 1–2 м за 10 млн. лет. Если бокситовая порода открыта с дневной поверхности и находится под воздействием атмосферных вод, то суммарное изменение мощности гиббситовой зоны будет $\vartheta \lesssim 10^{-6} K_к\left(l - 10^3 \frac{C^0_{Al}}{C^0_{Si}}\right)$, т.е. уже при pH 5,5 начинается денудация бокситов и гиббситовая зона может расти только в условиях $pH \approx 6{,}7$.

Если происходит эрозия кровли каолина, то скорость ее не должна превышать 1 м за 1 млн. лет. В противном случае замещение гиббситом каолинита вообще не произойдет.

Бокситизация каолинового осадка в субаэральном диагенезе на водопроницаемых подстилающих породах вероятна, если коэффициент фильтрации составляет не менее 10^{-5} см/с. В этом случае скорость бокситизации лимитируется суммой годовых осадков. В условиях влажного тропического климата скорость седиментации каолинового осадка не должна превышать 1 м за 1 млн. лет.

Таким образом, формирование промышленных месторождений бокситов в процессе гиббситизации каолинов возможно в нейтральных условиях, при pH 6–7, в течение длительных эпох бокситообразования (многие десятки миллионов лет). Для территории Советского Союза каолины по сравнению с другими породами являются наименее перспективным субстратом для бокситонакопления. Монтмориллонитовые глины в этом отношении бесперспективны, основная причина этого состоит в их слабых фильтрационных свойствах (коэффициент фильтрации каолинов 10^{-5}–10^{-7} см/с, а монтмориллонитовых глин 10^{-8}–10^{-10}см/с [6]).

Литература

1. *Бондарев Э.А., Николаевский В.Н.* Конвективная диффузия в пористых средах с учетом явления адсорбации – Прикл. математика и теорет. физика, 1962, № 5.
2. *Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С.* Физико-математические основы фильтрации воды. М.: Мир, 1971.
3. *Голубев В.С., Гарибянц А.А.* Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968.
4. *Голубев В.С., Шарапов В.Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974.
5. Грунтоведение: Справочник/Е.М. Сергеев, Г.А. Гладковская, В.И. Осипов и др. М.: Изд-во МГУ, 1973.
6. *Де Уист Р.* Гидрогеология с основами гидрологии суши. М.: Мир, 1969.
7. *Жуков В.В.* Вопросы кинетики процесса каолинизации и обеления гиббситовых бокситов. – Геология руд. месторождений, 1975, № 5.
8. *Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978.
9. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.

УДК 551.3.0.53 : 552.323.5

В.И. Бгатов, А.В. Ван

СВЕТ – ФАКТОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучению основных факторов выветривания посвящена многочисленная литература, однако значение солнечного света как носителя лучевой электромагнитной энергии и ее воздействия на процессы гипергенеза никем не учитывалось. Между тем мощность общего излучения Солнца составляет $3{,}86 \cdot 10^{26}$ Вт, из которых на Землю попадает около $2 \cdot 10^{17}$ Вт. Солнечная постоянная равна 1,95 кал/см^2 · мин, что соответствует потоку в $1{,}36 \cdot 10^6$ эрг/см^2 · мин.

По своей природе фотохимические реакции направлены на дифференциацию вещества и свойственны только самой верхней пленке земной коры. Эти реакции протекают в состоянии электронного возбуждения атомов вещества, слагающего поверхность Земли, и наводят это состояние на подстилающие образования, которые, в свою очередь, трансформируют его в более глубокие горизонты. Естественно, что этот процесс затухает на определенной глубине в зависимости от начальной энергии фотохимических реакций, времени и состава веществ, вступающих в реакцию. Это и есть принципиальное отличие экзогенных процессов от эндогенных. Собственно кора выветривания и ее производные продукты не могут формироваться без участия солнечного света.

Вещества под воздействием электромагнитного излучения (фотонов) испускают электроны, т.е. происходит процесс фотоионизации. Первичным актом этого процесса являются поглощение фотонов атомами вещества и ионизация с испусканием электронов. В конденсированных средах механизм поглощения фотонов зависит от их энергии. В одних случаях энергия будет поглощаться электронами проводимости или валентными электронами в полупроводниках и диэлектриках, а при энергии, равной работе выхода электронов, может наблюдаться фотоэлектронная эмиссия. Простейший фотохимический процесс в жидкой фазе – перенос электронов, т.е. вызванная светом окислительно-восстановительная реакция. Напри-

Среднее количество (в мг/л) выщелоченных из биотита породообразующих химических компонентов (по четырем сериям опытов)

Среда	Условия эксперимента	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	K_2O
H_2O (pH 7)	В темноте	1,38	0,25	0,13	0,88	Не обн.
	При свете	1,79	0,58	0,29	0,19	"
HCl (pH 3)	В темноте	1,94	0,83	0,36	1,19	0,15
	При свете	4,34	1,01	0,42	1,33	0,15
KOH (pH 9)	В темноте	2,55	0,23	0,10	0,25	4,91
	При свете	4,32	0,54	0,22	0,00	7,55
HNO_3 (pH 3)	В темноте	1,85	0,48	0,22	1,22	0,30
	При свете	3,11	0,68	0,16	1,92	0,12

мер, при действии ультрафиолетового света на водный раствор, содержащий ионы Fe, Cr, V и др., электрон переходит от возбужденного иона к молекуле воды.

Для установления характера влияния светового излучения Солнца на процессы дифференциации вещества нами был проведен эксперимент по разложению биотита в воде и в слабых водных растворах HCl, KOH и HNO_3. Биотит, используемый в эксперименте, имел форму пластинок размером 50 X 30 мм при толщине около 2 мм. Вес каждой пластинки 5 г.

Пластинки были подвешены на капроновых нитях и погружены в названные растворы, одержащиеся в закрытых химических стаканах. Одна партия образцов подвергалась выщелачиванию под воздействием дневного солнечного света. Часть ультрафиолетового излучения, поглощаемого стеклянными стенками стаканов, компенсировалась дополнительной подсветкой кварцевой лампой. Другая партия выщелачивалась в аналогичных растворах и в одинаковом температурном режиме в условиях полной темноты (при свете проводилась только зарядка стаканов растворами). Для этого стаканы были обернуты светонепроницаемой бумагой. Опыт проводился в течение 8 мес. Через каждые 2 мес. выполнялись контрольные анализы химических компонентов, выщелоченных из биотита. При этом все растворы сливались и анализировались на кремнезем, глинозем, окислы железа, магния и калия (см. таблицу). Стаканы заливались свежими растворами и выдерживались снова в течение 2 мес.

По полученным аналитическим данным за отдельными исключениями наблюдается отчетливая тенденция более интенсивного выноса основных химических компонентов (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O) из биотита в условиях выщелачивания при участии солнечного света, чем в темноте.

Как видно из таблицы, вынос химических компонентов в разных растворах происходит неодинаково. Однако в большинстве случаев воздействие солнечного излучения увеличивало, иногда в 2 раза, количество выщелоченных веществ.

Установленное явление в естественных процессах выветривания должно приводить и, несомненно, приводит к огромному геологическому эффекту, истинный масштаб и суть которого требуют специальных исследований.

Изучение влияния солнечного излучения на преобразование горных пород должно стать объектом внимания геологов.

II. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

УДК 553.311.231

И.В. Витовская

МИНЕРАЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

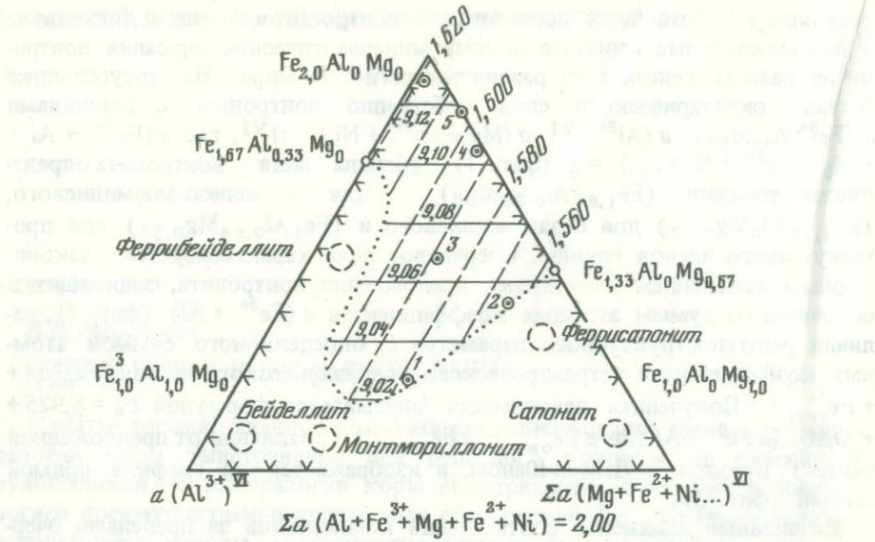
В статье рассматриваются возможности использования данных по минералогии коры выветривания при решении вопросов ее генезиса и рудоносности. В минералогии коры выветривания, являющейся минералогией преимущественно дисперсных образований [5], все более активно используются методы, позволяющие изучать физику и химию вещества на молекулярном уровне. Сюда относятся прежде всего методы электронной микроскопии во всем их разнообразии и ряд спектроскопических методов. В совокупности с традиционными рентгеновским, термическим, химическим и другими анализами они дают возможность получать достаточно детальные и точные характеристики строения и состава минералов: степень дисперсности и морфология отдельных частиц и их агрегатов, строение и состав поверхности минерального вещества, тонкие особенности его кристаллической структуры и химического состава. Сопоставление этих данных с результатами экспериментальной минералогии позволяет все более уверенно подходить к реконструкции физико-химических условий и механизмов минералообразования. Наиболее информативными при решении этих задач представляются три группы свойств минерального вещества.

1. Важнейшей характеристикой минерального вещества является его химический состав. При изучении условий минералообразования в коре выветривания данные о составе и границах минеральных видов и разновидностей особенно важны. Знание пределов допустимых колебаний химического состава, которые ограничивают область существования данного минерального вида, позволяет уточнить характер зональности, т.е. состав и число минеральных зон, и, как следствие, реконструировать условия минералообразования при их формировании. Особенно существенно определение минеральных видов и разновидностей для глинистых продуктов выветривания, в частности сложенных минералами группы смектитов. Долгое время, вслед за К. Росс и С. Гендриксом, считалось, что существуют непрерывные изоморфные серии алюможелезистых и железо-магниевых смектитов. Затем в 1961 г. Р. Грим и Г. Кульбицкий [10] показали, что это не подтверждается для Al-монтмориллонитов, а в 1969 г. Л. Шульц [16] нашел, что существует разрыв между группой монтмориллонита и бейделлита. В 1980 г. мы определили границы допустимых колебаний химического состава нонтронита, используя

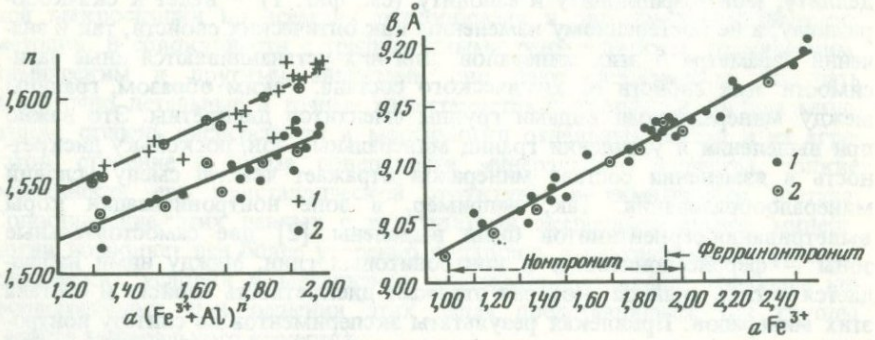
результаты собственных исследований нонтронитов Урала и Казахстана и опубликованные наиболее полные минералогические описания нонтронитов разного генезиса из различных регионов мира. На треугольнике состава октаэдрического слоя собственно нонтронита с вершинами $a\,(Fe_2^{3+}\,Al_0Mg_0)$, $a\,(Al^{3+})^{VI}$, $a\,(Mg + Fe^{2+} + Ni + \ldots)^{VI}$, где $a\,(Fe^{3+} + Al + Mg + Fe^{2+} + Ni + \ldots) = 2$ (фиг. 1), граница поля нонтронита определяется точками $(Fe_{1,67}Al_{0,33}Mg_0)$ для железо-алюминиевого, $(Fe_{1,33}Al_0Mg_{0,67})$ для безалюминиевого и $(Fe_1Al_{0,64}Mg_{0,33})$ для промежуточного членов группы. Очерченное поле характеризуется закономерным изменением показателей преломления нонтронита, зависящих в основном от суммы атомных коэффициентов $a\,(Fe^{3+} + Al)$ (фиг. 2), величин рентгеноструктурного параметра b, определяемого суммой атомных коэффициентов тетраэдрического и октаэдрического железа $(Fe^{3+}_{окт} + Fe^{3+}_{тетр})$. Полученная зависимость описывается формулой $b_0 = 8{,}925 + 0{,}105\,(a\,Fe^{3+})$ Å, где $a\,Fe^{3+}_{окт} + a\,Fe^{3+}_{тетр} > 1$, отличной от предложенной ранее Г. Бриндли и Д. Мак-Юаном, и изображается на графике прямой линией (фиг. 3).

Дальнейшее изменение соотношений компонентов за пределами очерченного поля при переходе к другим минералам группы смектита – бейделлиту, монтмориллониту и сапониту (см. фиг. 1) – ведет к скачкообразному, а не постепенному изменению как оптических свойств, так и значений параметра b этих минералов. Для них устанавливаются иные зависимости этих свойств от химического состава. Таким образом, границы между минеральными видами группы смектитов дискретны. Это важно при выделении и уточнении границ минеральных зон, поскольку дискретность в изменении состава минералов отражает четкую смену условий минералообразования. Так, например, в зоне нонтронитизации коры выветривания серпентинитов были выделены [2] две самостоятельные зоны – феррисапонитовых и нонтронитовых глин. Между ними наблюдается четкая граница, которая отражает дискретность свойств и состава этих минералов. Привлекая результаты экспериментов по синтезу нонтронита и диаграммы термодинамической устойчивости силикатов и окислов железа, можно уверенно интерпретировать различия в условиях формирования зон. Так, зона феррисапонита могла формироваться в условиях замедленной циркуляции растворов с повышенной активностью магния $[\lg[Mg] = -(3{,}8) - (-4{,}3)]$ и pH, близкими к нейтральным, т.е. ниже уровня грунтовых вод. Зона нонтронита, напротив, могла образоваться при меняющемся режиме обводнения и Eh в слабокислых растворах, пониженной активности в них магния ($\lg[Mg]$ –4,3) и высокой – кремнезема. Такие условия осуществляются только вблизи уровня грунтовых вод, в зоне капиллярной каймы.

Известные к настоящему времени данные свидетельствуют о том, что состав минералов группы смектитов – чрезвычайно чувствительный индикатор условий минералообразования. Установлено, например, что по тремолиту и волластониту образуется Mg-сапонит, по геденбергиту, андрадиту и другим железосодержащим силикатам – нонтронит, по основным плагиоклазам – бейделлит, по кислым – монтмориллонит и т.д. Хорошо известно также, что смектиты, образующиеся по исходным минералам неодинакового состава, даже в пределах одной геохи-



Фиг. 1. Диаграмма состава октаэдрического слоя нонтронита



Фиг. 2. Зависимость показателей преломления нонтронитов от суммы атомных коэффициентов (a) Fe^{3+} и Al в октаэдрах

$1 - n_g$; $2 - n_p$

Фиг. 3. Зависимость параметра b нонтронитов от суммы атомных коэффициентов (a) Fe^{3+} в октаэдрах (*1*) и тетраэдрах (*2*)

мической зоны имеют разный состав. Например, при выветривании амфиболитов Украины, Забайкалья, Центрального Французского массива [15] и других районов мира в псевдоморфозах по зернам плагиоклаза образуется алюмо-, а по зернам роговой обманки – феррибейделлит. При выветривании габбро в зоне монтмориллонитизации полевые шпаты могут замещаться Al-монтмориллонитом, а пироксены – Fe-Mg разбухающим хлоритом и т.д. Перечисленные примеры показывают, что при минералообразовании химизм среды играет важную роль не только на макро-, но и на микроуровне. Изучение подобных зависимостей на микро- или молекулярном уровне означает уже переход к расшифровке не только условий, но также и механизма минералообразования.

2. Еще более информативны при реконструкции механизмов, а также параметров среды минералообразования в коре выветривания данные о таких особенностях минералов, как морфология, размеры и особенно строение поверхности частиц и агрегатов. Эти свойства изучаются с помощью методов электронной микроскопии и сканирующего микроскопа.

Для почти всех силикатных минералов установлена чрезвычайно неровная поверхность выветривания. Форма и ориентация как естественных, так и искусственных полостей травления вдоль определенных кристаллографических направлений обосновывает известную зависимость скорости разложения минерала от его кристаллохимических особенностей. Незакономерное распределение полостей травления связано с наличием дислокаций, дефектов кристаллической решетки, посторонних включений и других случайных причин. Такое селективное, а не равномерное растворение зерен минералов с поверхности дает основание некоторым авторам [7] считать, что теория растворения минералов по типу объемной диффузии к процессам выветривания неприменима.

Морфология и размеры частиц новообразованной фазы, как правило, тесно связаны со степенью ее кристалличности и совершенства структуры. Эти особенности минералов служат весьма важными индикаторами физико-химических условий и скорости выветривания. Так, например, в зависимости от длительности и скорости выветривания, или, иначе, от его кинетики, по алюмосиликатным минералам, главным образом полевым шпатам, могут образовываться аморфная фаза, аллофан, галлуазит, каолинит или гиббсит. В частности, в работах В. Келлера [11, 12] убедительно показано, что каолинит в виде пачек чешуек (book-type kaolinite) сформировался в условиях медленного протекания процесса, при длительном сохранении равновесия между полевым шпатом и раствором. Напротив, удлиненные, неправильные, дисперсные частицы галлуазита, лишенные полостей, наблюдались на поверхности зерен полевого шпата, подвергшихся интенсивному, но кратковременному выветриванию. С другой стороны, Х. Исворен [9], изучая поверхность выветрелых туфов, установил, что при разложении стекла образуются глобулярный аллофан и спутанные волокна имоголита, а на поверхности вкрапленников плагиоклаза – мелкие кристаллы галлуазита. Полученные им результаты позволяют прийти к выводу, что скорость выветривания в этом случае определялась не внешними условиями, а составом и главным образом структурой исходного минерального вещества.

Разноречивые факты получены относительно существования или отсутствия переходного слоя между исходным минералом и новообразованной фазой. Это важно не только для выяснения механизма выветривания, но и при попытках вычисления его истинной скорости. Некоторые исследователи утверждают, что такой выщелоченный слой, представляющий собой "диффузионный барьер", существует, а его глубина зависит от природы минерала. Так, Р. Никсон [14] изучал поверхность выветрелых плагиоклаза и микроклина с помощью сканирования и фотоэлектронной спектроскопии. Он нашел, что размер этого слоя для микроклина не превышает 1–2 элементарных ячеек, а для плагиоклаза он намного больше. Однако в отличие от ряда других авторов он считает, что поскольку характер реакций, протекающих в этом

слое между веществом и диффундирующим раствором, неизвестен, абсолютные значения скорости выветривания рассчитать нельзя.

В нижних зонах коры выветривания нами был изучен гипергенно-измененный серпентин. Он тонкодисперсен (< 0,1 мкм), сильно гидратирован, со слабо упорядоченной структурой, содержит избыточный кремнезем. На этом основании мы пришли к заключению, что минерал образовался трансформационным путем в результате частичного выщелачивания магния с поверхности исходного серпентина. Этот вывод нашел подтверждение в исследованиях искусственно выщелоченного хризотила методом фотоэлектронной спектроскопии [19]. На частицах выщелоченного хризотила обнаружен диффузионный барьер из слоя силикагеля толщиной около 100 Å. Он сохраняет волокнистую структуру хризотила. К выводу о возможности трансформационных преобразований при выветривании пришел и Р. .Игглтон [8], изучая форму и размеры частиц нонтронита, возникшего при псевдоморфном замещении геденбергита.

Однако многие исследователи, изучавшие как природный, так и экспериментально полученный выветрелый материал, не обнаруживают такого "диффузионного барьера" на поверхности исходных минералов. Они считают, что выветривание контролируется не диффузией, а химической реакцией на поверхности раздела минерал–раствор [6].

Одним из важнейших показателей условий формирования и преобразования минералов в коре выветривания является механизм роста кристаллов. Он успешно изучается в ИГЕМ АН СССР Н.Д. Самотоиным, С.С. Чекиным и В.И. Финько с помощью метода вакуумного декорирования. Эти авторы [3] пришли к выводу, что каолинит и галлуазит образуются на поверхности выветрелых полевых шпатов и слюд путем растворения исходного и кристаллизации новообразованного минералов из растворов и что процесс протекает в несколько стадий с формированием псевдоморфоз обрастания.

Различные результаты, полученные исследователями при изучении не полностью идентичного исходного материала, скорее всего, должны свидетельствовать о том, что при выветривании возможны разные механизмы преобразования исходных минералов. Они зависят от особенностей как внутренних, так и внешних факторов минералообразования. Совершенно очевидно, что в этой области необходимы дальнейшие целенаправленные наблюдения.

3. Еще одним важным показателем условий и механизма минералообразования является степень кристалличности минералов, в частности содержание рентгеноаморфной, или, иначе, некристаллической, фазы в продуктах выветривания.

Общей для коры выветривания закономерностью является увеличение степени кристалличности и соответственное уменьшение степени гидратированности минералов по направлению к верхним ее горизонтам. Эта закономерность отмечена многими исследователями на примере минералов группы смектитов, каолинита и гидроокислов алюминия и железа. Она, в частности, может быть проиллюстрирована электронно-микроскопическими снимками и микродифракционными картинами гетита из площадной коры выветривания серпентинитов (фиг. 4, см. вкл.).

Степень кристалличности минералов зависит в основном от двух фак-

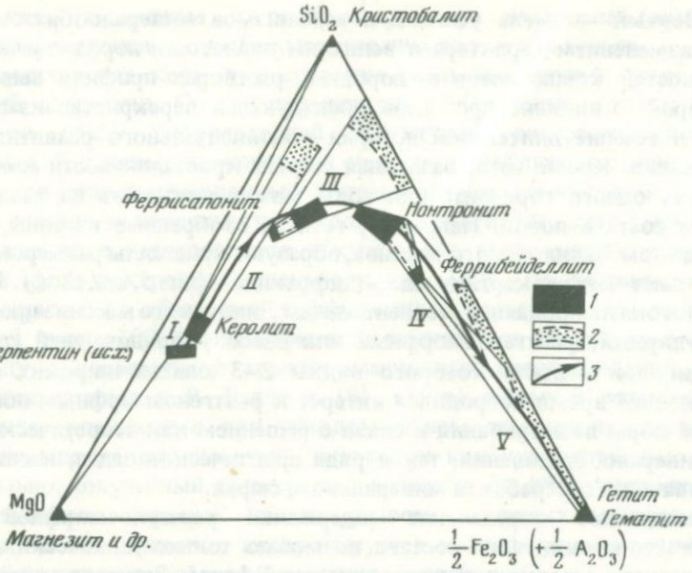
торов. Первый – смена условий и механизмов минералообразования в связи с изменением характера и величины пористости пород, значений pH и активностей компонентов в поровых растворах профиля выветривания. Второй – влияние процессов последующей перекристаллизации минералов в течение длительной истории континентального развития коры выветривания. Кроме того, различная степень кристалличности минералов в пределах одного горизонта или зоны может указывать на различия в исходном составе пород. Например, гетиты, отобранные из зоны охр по серпентинитам Халиловского массива, образуют кристаллы размером около 1 мкм и дают четкую картину микродифракции (фиг. 5, см. вкл.). В охрах же по флогопитизированным серпентинитам Липовского массива преобладает глобулярный, рентгеноаморфный или слабо упорядоченный гетит, на дифракционной картине которого видны 2–3 слабых широких кольца.

В последнее время возродился интерес к рентгеноаморфным новообразованиям коры выветривания в связи с решением как теоретических вопросов минералообразования, так и ряда практических задач, касающихся использования и переработки минерального сырья.

Количественное определение содержания рентгеноаморфной фазы алюмо-железо-кремниевого состава возможно только химическим путем из-за ее тесного срастания с кристаллической фазой. Результаты сравнения различных методов извлечения рентгеноаморфных образований, приведенные в работе У. Швертмана [17], показали, что наиболее эффективен дитионитный метод. Он слабо затрагивает решетку глинистых минералов, а степень разрушения кристаллических минералов окислов и гидроокислов резко падает с увеличением размеров частиц до 2 мкм и более.

Однако примеров, где при реконструкции генезиса и особенно условий и механизма минералообразования в коре выветривания используются количественные определения рентгеноаморфной фазы, пока немного. Больше всего работ посвящено определению рентгеноаморфной фазы в андосолях. Например, К. Тазаки [18], изучая выветрелые вулканические пеплы с помощью сканирующего микроскопа, установил следующее. В начальную стадию выветривания на неровной поверхности зерен плагиоклаза в качестве промежуточного продукта формируется слой аморфного вещества толщиной до 0,5 мкм. В последующую стадию из него кристаллизуются имоголит и гиббсит или галлуазит. В вулканическом стекле, вмещающем плагиоклазы, эти процессы идут быстрее.

Определение содержания и состава рентгеноаморфной фазы может помочь при реконструкции условий минералообразования в различных зонах и генетических типах профилей выветривания. Установлено, например, что количество и состав некристаллической железо-кремниевой фазы по профилю выветривания серпентинитов изменяются закономерно и типоморфны для каждой зоны [1]. Поэтому вместе с породообразующим минералом она была выделена в типоморфный для каждой зоны минеральный парагенезис. Диаграмма парагенезисов (фиг. 6) площадной коры выветривания серпентинитов отражает изменение химического и минерального состава пород в процессе выветривания. Качественные скачки в соотношениях железа и кремния фиксируются на диаграмме перегибами стрелки, указывающей направление процесса в вертикальном разрезе коры выветривания. Из диаграммы видно также, что состав рентгеноаморфной



Ф и г. 6. Диаграмма типоморфных минеральных парагенезисов коры выветривания серпентинитов

1–2 **– фазы:** *1* **– кристаллическая,** *2* **– рентгеноаморфная гелевидная;** *3* **– направление изменения состава парагенезисов и последовательность геохимических зон (*I–V*)**

фазы является опережающим для зоны и особенно отчетливо отражает основную тенденцию поведения железа и кремния при переходе от зоны к зоне.

Так, "керолитизация" серпентинитов, т.е. образование диспергированного и гидратированного хризотила по исходному серпентину, протекает при близком к конгруэнтному растворении минерала. Однако существенно кремниевый состав рентгеноаморфной фазы указывает на то, что переход к следующей зоне обусловлен резко опережающим выносом магния и относительным накоплением кремнезема. Этот процесс, отраженный на диаграмме перегибом стрелки, приводит к образованию феррисапонита – минерала с трехслойной структурой (два слоя кремнекислородных тетраэдров на один октаэдрический слой) вместо двухслойного серпентина. Железо-кремниевый состав рентгеноаморфной фазы в зоне феррисапонита свидетельствует об относительном накоплении этих компонентов и резком выносе магния с образованием в следующей зоне нонтронита. Резкая интенсификация выноса кремнезема при переходе от зоны нонтронита к зоне охр фиксируется существенно железистым составом рентгеноаморфной фазы в зоне нонтронита и четким перегибом стрелки на диаграмме.

Важным следствием и одновременно доказательством формирования значительных количеств рентгеноаморфной фазы в верхних зонах коры выветривания служит явление усадки продуктов выветривания. Оно связано с процессами самопроизвольного старения коллоидной системы с

образованием гелей, их последующими структурированием и перекристаллизацией. Эти процессы могли, по-видимому, продолжаться в течение длительного времени континентального развития коры выветривания. А.Г. Черняховский и Б.П. Градусов [4] при изучении каолиновых кор выветривания предположили, что высокая степень кристалличности каолинита связана с выносом рентгеноаморфных образований в ходе развития элювиального процесса.

Исследование рентгеноаморфной фазы позволяет также реконструировать условия накопления и распределения рудного компонента в продуктах выветривания. Так, в коре выветривания ультраосновных пород никель, как выяснено, накапливается в результате не только его изоморфного вхождения в структуру породообразующих минералов, но и процессов сорбции рентгеноаморфной фазы. Эта фаза формируется в начальные этапы выветривания, и содержания никеля в ней всегда выше, чем в кристаллической. При перекристаллизации гелей под воздействием просачивающихся растворов происходит частичная потеря никеля. Вероятно, поэтому в более молодых корах выветривания современных тропических областей (Куба, Западная Африка, Новая Каледония, Филиппины), для которых характерно более высокое содержание некристаллической фазы, никеля в охристых образованиях больше, чем в древних корах (Урал, Украина, США), где оно, как правило, не достигает кондиционных значений.

Различия в никеленосности продуктов выветривания в зависимости от содержания некристаллической фазы и степени кристалличности вещества представляют и чисто практический интерес. Они могут быть использованы при выборе оптимального способа металлургической обработки руд, что в настоящее время отмечают и зарубежные исследователи [13]. Определение степени дисперсности вещества и содержания в нем рентгеноаморфной фазы важно также и в других случаях использования минерального сырья, например, при выборе глин для изготовления окатышей в процессе агломерации железных руд.

Далеко не полное изложение возможностей минералогии при реконструкции условий и механизмов минералообразования в коре выветривания позволяет все же говорить о высокой информативности этих данных при современном методическом уровне исследований. Несомненно, что при интерпретации накопленного эмпирического материала огромная роль принадлежит экспериментальным исследованиям и методам термодинамики. Однако правильные выводы могут быть получены только при тщательном сопоставлении названных методов исследования.

Литература

1. *Витовская И.В.* Типоморфные минеральные парагенезисы никеленосной коры выветривания серпентинитов. – Геология руд. месторождений, 1978, № 6.
2. *Витовская И.В., Цепин А.И.* Результаты изучения продуктов выветривания серпентинитов с помощью микрорентгеноспектрального анализа. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1975, вып. 15.
3. *Финько В.И., Чекин С.С., Самотоин Н.Д.* Особенности каолинизации породообразующих силикатов в корах выветривания. – В кн.: Проблемы теории образования коры

выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.
4. *Черняховский А.Г., Градусов Б.П.* Генезис и природа каолинового продукта выветривания. – Докл. АН СССР, 1976, 277, № 4.
5. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. *Berner R.A.* Rate control of mineral dissolution under earth surface condition. – Amer. J. Sci., 1978, 278, N 9.
7. *Berner R.A., Siöberg E.L., Velbel M.A., Krom M.D.* Dissolution of pyroxenes and amphiboles during weathering. – Science, 1980, 207, N 4436.
8. *Eggleton R.A.* Nontronite topotaxial after gedenbergite. – Amer. Miner., 1975, 60, N 11/12.
9. *Eswaren H.* Morphology of allophane, imogolite and halloysite. – Clay Miner., 1972, 9, N 3.
10. *Grim R.E., Kulbicki G.* Montmorillonite high temperature reactions and classification. – Amer. Miner., 1961, 46, N 11/12.
11. *Keller W.D.* Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin. – Clays and Clay Miner., 1976, 24, N 5; 1977, 25, N 5.
12. *Keller W.D.* Kaolinization of feldspars as displayed in scanning electron micrographs. – Geology, 1978, 6, N 3.
13. *Kühnel R.A., Roorda H.J., Steensma J.J.S.* Distribution and partitioning of elements in nickeliferous laterites. – Bull. BRGM, rep. N 1, Orleans, 1978.
14. *Nixon R.A.* Differences in incongruent weathering of plagioclase and microcline – cation leaching versus precipitates. – Geology, 1979, 7, N 4.
15. *Proust D.B., Velde B.* Beidellite crystallization from plagioclase and amphybole precursos: local and long – range equilibrium during weathering. – Clay Miner., 1978, 13, N 2.
16. *Schultz L.G.* Lithium and potassium absorption, dehydroxylation temperature and structural weter content of aluminias smectites. – Clays and Clay Miner., 1969, 17, N 3.
17. *Schwertmann U.* Use of oxalate for Fe extraction from soils. – Canad. J. Soil Sci., 1973, 53, N 5.
18. *Tazaki K.* Micromorhology of plagioclase surface at incipient stage of weathering. – Earth Sci., 1978, 32, N 2.
19. *Thomassin H., Goni J., Baillif P.* et al. An XPS study the dissolution kinetics of chrysotile in 0,1 *N* oxalic Acid at different temperatures. – Phys. Chem. Miner., 1977, 1, N 4.

УДК 551.311.231:552.16:553.24.065

Н.А. Лизалек

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ГУМИДНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

На территории Сибири на протяжении мезозойско-кайнозойского времени имели место эпохи как формирования мощных кор выветривания, так и интенсивной пропилитизации и аргиллизации пород. Выяснение условий формирования этих внешне подобных, но генетически различных групп пород имеет большое практическое значение. Расшифровке их генезиса уделялось в последние годы большое внимание. В результате многие проявления, описанные ранее как "коры выветривания", были отнесены к гидротермальным образованиям. Одной из причин этого является некритический подход специалистов, работающих в области гипергенных процессов: практически все глинизированные породы, не имеющие явных следов высокотемпературного воздействия или гидротермаль-

ного рудонакопления, относились к элювию. Последнему способствовали сравнительная редкость и крайне неравномерное распределение типоморфных рудных минералов. Однако пересмотр генезиса вторичных продуктов далеко не всегда проводится обоснованно. Значительная часть использующихся критериев, например: развитие глинистых минералов, аналогичных минералам в ореолах аргиллизации, появление смешанно-слойных образований, резкое стремление к мономинеральности, зависимость состава продуктов от состава исходных пород, сохранение реликтовых структур, селективное замещение исходных минералов вторичными, неоднозначны [6]. Они характерны как для современных гидротермальных образований, так и для современных кор выветривания. Некоторые критерии – наличие жильной фазы, приуроченность к зонам разломов, привнос железа в коры выветривания на ультраосновных породах – как признаки исключительно гидротермального процесса дискуссионны.

Изучение преобразования пород на современных гидротермальных полях Камчатки и Курильских островов, анализ известных данных по современному корообразованию в условиях гумидного тропического климата, а также исследование древних гидротермальных метасоматитов и гумидных кор Сибири показывают, что наиболее достоверной характеристикой пород кор выветривания и зон гидротермального метаморфизма являются ассоциации породообразующих аутигенных минералов.

Минералообразование в корах выветривания влажных тропиков и зависимость его от гидрохимических обстановок рассмотрены многими исследователями [1, 4, 7]. По своему строению, химическому и минеральному составу мезозойско-кайнозойские коры выветривания Сибири подобны корам современных гумидных субтропических и тропических областей. Во всех случаях происходит вынос из пород ультрапресными водами сильных оснований и кремния и накопление полуторных элементов вплоть до образования бокситов и железистых охр. В нижних горизонтах профилей и в разрезах "низинных кор" формируются глинистые минералы группы каолинита и монтмориллонита. Характерные особенности кор: 1) образование минералов свободного глинозема и окислов железа; 2) отсутствие легко растворимых карбонатов и сульфатов; карбонаты появляются лишь в редких случаях, например в основании профиля выветривания ультраосновных пород; 3) отсутствие минералов, образованных закисными формами железа; 4) отсутствие в верхних горизонтах профиля аутигенных минералов кремнезема; известные факты формирования кремнистых пород в зоне гипергенеза имеют место, как правило, за пределами профиля гумидных кор; 5) отсутствие среди аутигенных минералов гидрослюд и обычно хлоритов, хотя не исключено появление гидратированных продуктов по реликтовым слюдам и хлоритам; 6) зависимость состава продуктов выветривания от состава исходных пород. Последнее определяется обусловленностью набора и содержания катионов в промывных водах составом выветривающихся пород. Имеются и другие причины. Так, формирование монтмориллонита в зоне выветривания в больших масштабах за счет инфильтрации катионов невозможно из-за его способности к набуханию в условиях обводнения при низких температурах с увеличением объема в десятки раз. Давление набухания достигает 2 кг/см^2 [8], что практически исключает движение растворов. Синтез монтморил-

лонита идет только за счет внутрислойного перераспределения первично присутствующих элементов, что имеет место лишь при выветривании основных пород.

В результате формируются определенные ассоциации аутигенных минералов. Наиболее распространены из них в корах по ультраосновным породам: керолит–нонтронит–опал; нонтронит (гарниерит, непуит)–гетит; нонтронит–монтмориллонит–гетит–гематит; гематит–гетит–псиломелан. По основным породам развиты ассоциации: монтмориллонит–гетит; монтмориллонит–гидрохлорит–гетит; монтмориллонит–галлуазит–каолинит–гетит; каолинит–гетит; каолинит–гиббсит–гетит (гематит); гиббсит–гетит–гематит или гетит–гематит–гиббсит. Кора выветривания на нефелиновых сиенитах характеризуется ассоциациями: монтмориллонит–гетит; монтмориллонит–каолинит–галлуазит; галлуазит–каолинит–гиббсит–гетит; гиббсит–каолинит–гетит; гиббсит–гетит. В корах на гранитоидах и щелочных сиенитах в Сибири известна ассоциация каолинит–галлуазит; по литературным данным, в современных корах образуются ассоциации каолинит–гетит–гиббсит; гиббсит–каолинит–гетит и гиббсит–гетит. Также закономерны ассоциации вторичных минералов в корах выветривания осадочных и метаморфических пород.

Изучение гидротермального метаморфизма различных типов пород под воздействием щелочных и кислых растворов на современных сольфатарно-гидротермальных полях Камчатки и Курильских островов показывает принципиально иной состав ассоциаций новообразованных минералов. При щелочном метасоматозе главный процесс – привнос в породы оснований, кремния, CO_2, H_2S и рудных элементов. Основные особенности минерального состава измененных пород: алюмосиликаты, неустойчивые в коре выветривания; карбонаты, иногда сульфаты; сульфиды железа и другие рудные элементы; минералы кремнезема. Состав аутигенных минералов определяется составом гидротермальных растворов. С повышением температуры до 90°С проницаемость монтмориллонитовых глин увеличивается в 10–100 раз [3]. Это создает условия для повсеместной монтмориллонитизации пород кислого состава под влиянием щелочных вод, что и наблюдается на современных гидротермальных полях [5]. Лишь в краевых зонах ореолов гидротермального метасоматоза сказывается влияние первичных пород [2]. В глубоких горизонтах формируются пропилиты с характерной серицит-хлорит-эпидотовой минеральной ассоциацией. Выше – зона монтмориллонитизации с цеолит-кварц-монтмориллонитовой ассоциацией.

В случае кислотного выщелачивания под воздействием слабокислых гидротерм из пород извлекаются щелочные и щелочноземельные элементы. Формируются минералы группы каолинита с гидроокислами железа. В более кислых растворах (pH менее 4) подвижными становятся полуторные элементы и начинается формирование алунита, реже сульфатов железа, накопление минералов кремнезема. Очень кислые воды выносят все элементы, кроме кремния. Последний накапливается в виде опалитов (вторичных кварцитов). Характерные признаки продуктов кислотного выщелачивания: 1) отсутствие карбонатов и сульфидных минералов; 2) образование сульфатов алюминия и железа; 3) образование минералов кремнезема – кварца, кристобалита, тридимита, опала; количество их

увеличивается с повышением степени выщелачивания пород; 4) характер минералообразования целиком определяется составом растворов и не зависит от состава вмещающих пород [5].

Наиболее распространенные минеральные ассоциации в глинистых продуктах щелочного метасоматоза: монтмориллонит–минералы кремнезема; монтмориллонит–кальцит–минералы кремнезема; монтмориллонит–цеолиты–минералы кремнезема; монтмориллонит–пирит–минералы кремнезема. С глубиной основными минералами становятся хлорит, серицит, кальцит, кварц, халцедон, ангидрит, появляется эпидот. В зоне кислотного выщелачивания образуются ассоциации вторичных минералов: каолинит–минералы кремнезема; каолинит–минералы кремнезема–гетит–гематит; каолинит–алунит–минералы кремнезема; минералы кремнезема–алунит (ярозит и другие сульфаты железа); минералы кремнезема (вторичные кремнистые породы). Встречаются также ассоциации алунит -пирофиллит (иногда с каолинитом), пирофиллит–алунит–минералы кремнезема. В зоне перехода от щелочного метасоматоза к кислотному выщелачиванию имеются ассоциации: монтмориллонит–каолинит–минералы кремнезема; монтмориллонит–каолинит–минералы кремнезема–пирит–гетит.

Таким образом, даже в кратком обзоре четко выявляется неодинаковая направленность процессов изменения пород. Не заметить различия между продуктами выветривания и гидротермального метаморфизма по минеральным ассоциациям практически невозможно. Эти различия нивелируются наложенным на метаморфизованные породы выветриванием, что и создает основные трудности в интерпретации их генезиса. Хлорит и слюды в условиях зоны выветривания переходят в вермикулит, монтмориллонит, каолинит; растворяются карбонаты и сульфаты; окисляются сульфиды. Гидролиз алюмосульфатов ведет к формированию гидроокислов алюминия. В результате возникают профили сложного строения. В основании их сохраняются реликты гидротермально-измененных пород, сменяющиеся вверх по профилю продуктами коры выветривания. В большинстве случаев изучение минеральных ассоциаций позволяет уверенно судить об условиях формирования вторично-измененных пород. Анализ с этих позиций на территории Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области объектов, считавшихся корами выветривания, показал, что 10–15% их количества следует считать гидротермальными образованиями. Гипергенный характер остальных не подлежит сомнению. Сложнее диагностировать коры выветривания аридного литогенеза, для которых характерны процессы огипсования, кальцитизации или окремнения. Здесь следует обратить внимание на то, что формирование глинистых пород в аридном климате практически не происходит, хотя и имеют место частичная трансформация амфиболитов в монтмориллонит (образуется ассоциация монтмориллонит–кальцит–гидроокислы железа), частичное изменение исходных глин и т. д. [4]. Однако более обычны не свойственные гидротермальным метасоматитам сочетания: неизмененные исходные породы – гипс, ярозит, тенардит и др.; исходные породы – кальцит, иногда с доломитом; исходные породы – халцедон, кварц.

Литератра

1. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979.
2. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972.
3. *Гольдберг В.М., Баскаков А.А., Ляшко Н.Н., Скворцов Н.П.* Проницаемость глинистых пород. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 9.
4. *Михайлов Б.М., Куликова Б.М.* Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
5. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
6. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977.
7. *Шварцев С.Л.* Гидрохимия зоны гипергенеза. М. : Недра, 1978.
8. *Шмельков В.Е.* Экспериментальные исследования давления, развиваемого глинами при набухании. – Тр. ВНИИ экон., орг. пр-ва и техн.-экон. информ. в газовой пром-сти, 1975, вып. 8.

УДК 549.086:553.91

А.Д. Додатко

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ ГНЕЙСОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

На территории Украинского щита среди докембрийских осадочно-метаморфогенных образований широко распространены графитоносные породы, в которых установлены около 60 месторождений и рудопроявлений графита. Эти породы имеют преимущественно архейский возраст и приурочены к трем районам щита – Побужскому, Приднепровскому (Западно-Криворожскому) и Приазовскому. О.Е. Иванцев отмечает присутствие подобных комплексов и в северо-западной части щита, в Волынском районе.

Во всех указанных районах графитовые проявления связаны с архейскими парагнейсами, которые в виде крупных или небольших останцов залегают среди мигматитов и других ультраметаморфических пород. Количество графита в них меняется от 1–2 до 10–12%, редко больше, однако чаще находится в пределах 4–8%.

При комплексном изучении кор выветривания на щите было установлено, что во всех графитоносных районах широко развита мезозойская кора выветривания мощностью от 20–30 до 60–80 м с глубокими (до 100–120 м и более) карманами вдоль контактов отдельных разновидностей пород. Наиболее детально кора графитоносных пород изучена в пределах Завальевского месторождения в Побужском районе. В пределах этого месторождения в элювии отчетливо проявляется вертикальная зональность: зона дезинтегрированных пород; зона развития монтмориллонита, нонтронита, гидрохлорита, гидрослюд и других промежуточных образований; зона каолинита и гидроокислов железа с незначительной примесью других минералов. По имеющимся данным, на всех других развитых на щите месторождениях и рудопроявлениях графита строение коры выветривания аналогичное, что позволяет считать кору Завальского месторождения типичной для всех графитоносных комплексов.

Строение коры в Завальевском месторождении обусловлено частой

изменчивостью и невыдержанностью по простиранию материнских пород и выражается в распространении самых разнообразных минералов в зонах начальных и промежуточных продуктов выветривания. Графитоносные гнейсы имеют преимущественно биотит-кварц-плагиоклазовый состав, однако всегда содержат примесь серицита, хлорита, роговой обманки, пироксена, магнетита, граната, силлиманита и других минералов. Частое переслаивание отдельных разновидностей материнских пород и непостоянство их минерального состава создают в нижних зонах коры довольно сложную и пеструю картину. Достаточно отметить, что здесь встречаются около 40 реликтовых, в том числе и акцессорных минералов, развиты около 20 гипергенных новообразований, а в верхней и частично во второй зонах встречены 12 эпигенетических минералов, в том числе очень редкие для кор выветривания – алунит, галотрихит, эпсомит, горсейксит и др.

Несмотря на большое разнообразие минеральных видов в первой и второй зонах коры, большая часть их присутствует в незначительном количестве. Среди глинистых минералов к числу породообразующих относятся гидрослюды (в том числе широко развит селадонит), смектиты (монтмориллонит, нонтронит и др.), каолинит и гидрохлориты. Среди рудных преобладают гетит и гидрогетит, присутствуют также гематит, пиролюзит, псиломелан и др. В третьей зоне коры минеральный состав значительно упрощается. Здесь преобладают гипергенные каолинит, гидроокислы железа, халцедон, реликтовые кварц и графит, эпигенетические сидерит, кальцит, доломит и арагонит.

При изучении минерального состава графитсодержащих кор была предпринята попытка проследить изменения графита в зоне гипергенеза. В материнских породах он всегда обладает чешуйчатым строением с размером отдельных чешуек от нескольких микрометров до 1–2 мм. Часто отдельные чешуйки графита образуют сростки, достигающие 1–2 см в длину и 3–4 мм в ширину. В сростках иногда присутствуют тонкие прослойки биотита и других минералов. В коре выветривания чешуйки графита остаются практически без изменения. Лишь сростки чешуй с силикатными и другими гипергенными минералами разрываются и дробятся. Исследование кристаллической структуры графита по более чем 20 пробам свежих и в разной степени выветрелых гнейсов показало, что по величине межплоскостного расстояния наиболее сильного рефлекса 002 графит из свежих и слабо выветрелых гнейсов относится к частично упорядоченным (d_{002} изменяется в пределах 3,43–3,37Å, полуширина рефлекса 30–36′), а бо́льшая часть проб графита из сильно выветрелых гнейсов характеризуется упорядоченной кристаллической структурой (d_{002} менее 3,37Å, полуширина рефлекса 22–25′). При детальном анализе дифрактограмм удается заметить, что в отдельных пробах из сильно выветрелых гнейсов (из второй и третьей зон коры) понижается интенсивность некоторых рефлексов, а слабые отражения с межплоскостным расстоянием 1,730; 1,156; 1,138Å и др. иногда отсутствуют. Электронно-микроскопические исследования подтвердили слабую изменчивость чешуй графита при выветривании. В двух сериях проб из наиболее полных разрезов коры следы разрушения или выщелачивания графита не установлены. Приведенные данные получены в специализированных лабораториях, на новейшем оборудовании, и достоверность их не вызывает сомнения. Тем не менее дан-

Баланс элементов в коре выветривания графитовых гнейсов Завальевского месторождения (в %)

Зона	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$C_{граф}$
III	–25,4	–17,4	–18,4	–94,5	–68,3	–88,2	–74,9	+12,7	–98,3	–24,9
II	–15,1	–16,6	–5,0	–66,6	–44,4	–79,6	–42,3	+24,2	–80,5	–19,6
I	–6,9	–5,0	–3,6	–48,6	–11,1	–45,7	–16,0	+57,6	–39,1	–8,2

Примечание. Знак "минус" – вынос, знак "плюс" – накопление.

ные массового химического опробования графитовых руд и геохимическое изучение графитоносных кор свидетельствуют об уменьшении содержания графита в верхних зонах кор выветривания, вероятно, в результате окисления и выноса за пределы элювия.

Геохимия графитоносных кор изучена еще недостаточно. Полные химические анализы пород коры имеются только для неполного профиля в пределах северо-западного фланга месторождения. В пределах собственно Завальевского месторождения разрез пород коры более полный, однако до настоящего времени он систематически не изучался. Поэтому данные о миграции главных породообразующих окислов являются предварительными, однако и они позволяют отметить ряд важных особенностей.

Вычисленные изообъемные содержания окислов и средние их содержания в отдельных зонах показали, что уже в зоне дезинтеграции среднее содержание графита относительно содержания в исходных породах уменьшается примерно на 8% (см. таблицу). Дефицит его в верхней части второй зоны приближается к 20%, а в породах третьей (каолинитовой) зоны он равен 25–26%. Это свидетельствует о том, что в процессе формирования коры примерно 1/4 часть углерода окисляется и либо уходит в атмосферу в виде CO_2, либо насыщает растворы углекислотой и обусловливает специфическую миграцию элементов, существенно отличающуюся от известных на других типах пород. В коре выветривания графитовых гнейсов традиционно устойчивые при мезозойском гипергенезе алюминий и железо частично выносятся за пределы элювия (до 17–20% валового содержания), в то время как кремнезем мигрирует слабее (15,1%). В изученных разрезах коры резко уменьшается количество двухвалентного железа, из нее в значительном количестве выносятся щелочные земли и натрий. Калий всегда находится в избытке, в первой и второй зонах коры его почти на 50% больше, чем в невыветрелых гнейсах. Избыточное содержание калия объясняется его значительным привносом и концентрацией в породах коры при эпигенетической гидрослюдизации смектитов, образовании селадонита и т. д. Марганец, фосфор, сульфидная сера и связанные с ней цветные и другие металлы интенсивно выносятся из пород коры. Имеющиеся данные показывают, что миграционная способность элементов определяется как их свойствами, так и формой вхождения в состав пород. Изоморфные примеси удаляются почти полностью, а отдельные минеральные выделения (особенно окисные) накапливаются в коре.

УДК 551.311.231:552 (574.53)

К.С. Джумабаев

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАРШАЛЛИТОВОГО ТИПА И ПРОЦЕССЫ МАРШАЛЛИТИЗАЦИИ

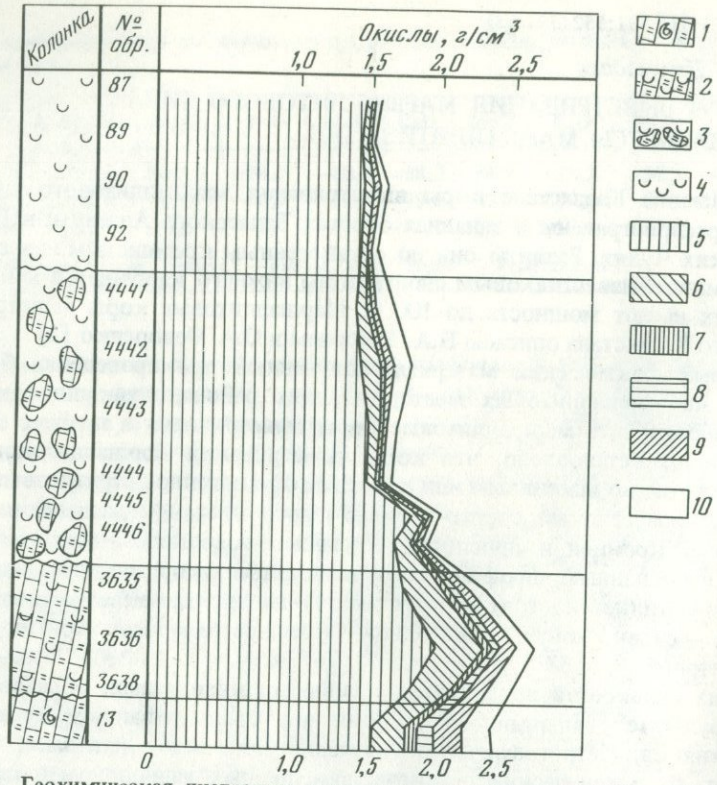
В Южном Казахстане коры выветривания маршаллитового типа широко распространены в западнах отрогах Таласского Алатау и в Причимкентских Чулях. Развиты они по органогенным кремнистым известнякам и кремнисто-известняковым спонголитам нижнего карбона и в некоторых случаях имеют мощность до 100 м. Маршаллитовые коры выветривания Южного Казахстана описаны Б.А. Тюриным и О.А. Федоренко [2].

Новый фактический материал, полученный при проведении буровых работ на маршаллитовых месторождениях района, позволил нам более детально изучить маршаллитовые коры выветривания и процесс маршаллитизации. Установлено, что коры выветривания маршаллитового типа развиваются по массивным или слоистым органогенно-детритусовым кремнистым известнякам светло- и темно-серого цветов с желваками и стяжениями кремней и прослоями кремнисто-известняковых спонголитов. По нашим данным, профиль коры выветривания органогенных кремнистых известняков состоит из трех зон: 1) гипергенно-окремненных известняков – силькретов; 2) переходной – кремнисто-маршаллитовый; 3) маршаллитовой.

Зона силькретов представлена сливными кварцитами, образованными в результате гипергенного окремнения брекчированных кремнистых известняков. Петрографическое изучение силькретов показало, что они состоят из органических остатков, замещенных халцедоном и сцементированных скрытокристаллическим кремнистым веществом. Органические остатки представлены спикулами губок, иногда отмечаются реликты раковин моллюсков и члеников криноидей. В зависимости от степени гипергенного окремнения породы содержание кремнезема повышается от 60–70 до 96%. Содержание окиси кальция уменьшается от 5,42 до 0,3–0,1%. Порода полностью сохраняет структуру известняка. Мощность зоны 15–20 м.

Переходная (кремнисто-маршаллитовая) зона сложена брекчиевидными породами, состоящими из остроугольных псевдообломков кремней и кварцитов, сцементированных песчаным материалом того же состава. В основании зоны количество псевдообломков составляет 70–85%, вверх по разрезу оно постепенно уменьшается до 20%. Размер псевдообломков в основании разреза от 0,2 до 5,0 см, в верхней части – от 0,1 до 1,5 см. Порода сохраняет структуру известняка. Характерен стабильный химический состав пород зоны: содержание кремнезема около 80–82%, глинозема – 5–8%. Мощность зоны 15–35 м.

Маршаллитовая зона отличается от переходной исчезновением включений кремней и большей пористостью. Маршаллиты сохраняют структурные и текстурные признаки известняка (слоистость, отдельность, отпечатки фауны и т. д.). Породы песчаниковидные, плотные и рыхлые, белого цвета. Мощность маршаллитовой зоны непостоянна, в случае благоприятных условий она доходит до 83 м, но обычно составляет 20–30 м.



Ф и г. 1. Геохимическая диаграмма коры выветривания кремнистых известняков участка Мансурата

1 – слабо выветрелый кремнистый известняк; *2* – силькретовая зона; *3* – переходная кремнисто-маршаллитовая зона; *4* – маршаллитовая зона; *5* – SiO_2; *6* – Al_2O_3; *7* – Fe_2O_3; *8* – CaO; *9* – п. п. п.; *10* – прочие оксилы

Таблица 1

Характер изменения химического состава кремнистых известняков в коре выветривания маршаллитового типа (участок Мансурата)

Зона	Число образцов	Объемный вес, мг/см³	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	П.п.п.	Сумма
Маршаллитовая (М)	6	1500	93,5* / 1402,5	0,1 / 1,5	2,07 / 31,0	0,23 / 3,45	0,1 / 1,5	0,97 / 14,5	96,97 / 1454,5
Переходная (П)	6	1600	88,94 / 1423,0	0,15 / 2,4	4,95 / 79,2	1,81 / 28,9	0,1 / 1,6	1,87 / 29,9	97,82 / 1565,1
Силькретовая (С)	6	2400	76,44 / 1834, 5	0,2 / 4,8	11,34 / 272,1	2,07 / 49,68	2,05 / 49,2	3,86 / 92,6	95,96 / 2302,9
Известняк кремнистый (И)	1	2350	64,4 / 1513,4	0,15 / 3,5	10,93 / 256,9	3,13 / 73,3	5,42 / 127,4	8,68 / 204,0	92,70 / 2178,5

* В числителе – вес. %, в знаменателе – мг/см³.

Геохимическая характеристика профиля коры выветривания по кремнистым известнякам участка Мансурата приведена на диаграмме (фиг. 1). Результаты химических анализов были пересчитаны на объемные концентрации для определения величин подвижности окислов при выветривании методом абсолютных масс и приведены в табл. 1.

Величины выноса и привноса окислов, характеризующие баланс вещества при выветривании, показаны в табл. 2. Приведенный баланс породообразующих окислов при выветривании (см. табл. 2) позволил установить ряды миграционной способности путем сравнения величин привноса и выноса, выраженных в процентах. Величины привноса или выноса равны отношению концентрации вынесенного или привнесенного окисла к его концентрации в нижележащей зоне [1].

Для маршаллитового профиля участка Мансурата ряды миграционной способности выглядят следующим образом.

Маршаллитовая зона. Вынос: Fe_2O_3 (87,9%) > Al_2O_3 (60,86%) > п. п. п. (51,5%) > TiO_2 (37,5%) > CaO (6,25%) > SiO_2 (1,4%).

Кремнисто-маршаллитовая зона. Вынос: CaO (96,7%) > Al_2O_3 (70,89%) > п. п. п. (67,7%) > TiO_2 (50,0%) > Fe_2O_3 (41,85%) > SiO_2 (22,4%)

Силькретовая зона. Привнос: TiO_2 (37,1%) > SiO_2 (21,2%) > Al_2O_3 (0,06%). Вынос: CaO (61,4%) > п. п. п. (54,6%) > Fe_2O_3 (32,2%).

Еще более характерен вынос окислов при сравнении маршаллитовой зоны и слабо выветрелых известняков: CaO (98,8%) > Fe_2O_3 (95,2%) > > п. п. п. (92,9%) > Al_2O_3 (87,9%) > TiO_2 (57,1%) > SiO_2 (7,3%).

Накопление кремнезема шло только в зоне силькрета. В целом же для всех зон характерны процессы выноса. В силькретовой зоне происходит вынос более половины окислов кальция, а в кремнисто-маршаллитовой зоне они вынесены почти полностью. Процесс удаления окислов железа постепенно возрастает снизу вверх, достигая максимума в маршаллитовой зоне, вследствие чего происходит обеление пород. Глинозем в силькретовой зоне малоподвижен, основная часть его выносится из кремнисто-маршаллитовой зоны, в меньшей степени – из маршаллитовой зоны.

Таблица 2

Баланс вещества при выветривании кремнистых известняков участка Мансурата (в мг/ см³)

Окислы	Вынос и накопление окислов							
	С – И		П – С		М – П		М – И	
	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос
SiO_2	–	321,1	411,5	–	20,5	–	110,9	–
TiO_2	–	1,3	2,4	–	0,9	–	2,0	–
Al_2O_3	–	15,2	192,9	–	48,2	–	225,9	–
Fe_2O_3	23,6	–	20,8	–	25,4	–	69,8	–
CaO	78,2	–	47,6	–	0,1	–	125,9	–
П.п.п.	111,1	–	62,7	–	1,5	–	189,5	–
Сумма	212,9	337,6	737,9	–	110,5	–	714,0	–

Подсчет абсолютного количества кремнезема, вынесенного из двух верхних зон и накопленного в зоне силькрета, на участке Мансурата с учетом средних мощностей зон показал, что количество вынесенного кремнезема из верхних зон на 22% больше накопленного в зоне силькрета, что говорит о частичном выносе кремнезема из профиля выветривания.

Для изучения процесса маршаллитизации нами применен один из методов электронной микроскопии – вакуумное декорирование. Большая чувствительность этого метода к изменению рельефа поверхности по глубине позволила проследить стадии превращения кремнистых известняков в маршаллит. Электронно-микроскопические исследования проведены в ИГН АН КазССР В.Г. Раевым.

На электронных микрофотографиях (фиг. 2, см. вкл.) выявлена поверхностная структура образцов пород, отобранных из маршаллитового профиля, начиная с невыветрелых кремнистых известняков и кончая маршаллитами. На фиг. 2,*а* приведен электронно-микроскопический снимок поверхности кремнистых известняков с характерным сколом. На фиг. 2,*б* видно появление первых каплевидных сгустков кремнистого вещества в стадии начальной силькретизации кремнистых известняков. Постепенно в процессе гипергенного метасоматоза количество аморфных кремнистых сгустков возрастает. В зоне силькрета (см. фиг. 2, *в*) породы почти полностью состоят из шарообразных кремнистых сгустков (глобул), которые при уплотнении деформируются и преобразуются в халцедон. Прежние очертания рельефа поверхности кремнистых известняков выражены слабо, но отмечается закономерное унаследование положения поверхностей образующихся халцедоном. В переходной зоне (см. фиг. 2, *г*) аморфное кремнистое вещество в результате дальнейшей кристаллизации преобразовано в халцедон или кварц. В маршаллитовой зоне процесс кристаллизации уже завершен. Порода представлена хорошо образованными, обособленными кристаллами кварца (см. фиг. 2, *д, е*).

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что при формировании порошковатого дезинтегрированного маршаллита определяющую роль играли, очевидно, следующие процессы: 1) выщелачивание и вынос

из профиля выветривания карбонатов и других подвижных элементов; 2) перемещение кремнезема вниз по профилю и метасоматическое замещение им выщелачивавшихся минералов, главным образом карбонатов; 3) кристаллизация аморфного кремнезема в условиях свободного пространства – в порах, пустотках, трещинах и т. д. Таким образом, преобладание процессов выноса из верхних зон маршаллитового профиля обусловило высокую пористость породы и способствовало свободному росту хорошо образованных, не связанных (дезинтегрированных) монокристаллов кварца. В связи с этим при механическом воздействии маршаллиты довольно легко распадаются в порошкообразую (мучнистую) массу.

Литература

1. *Вялухин Г.И., Березницкая Р.Я.* Древняя кора выветривания вулканогенных пород района р. Карагандысая (Южный Урал). – В кн.: Материалы по литологии и геохимии осадочных образований Урала. Свердловск: Ин-т геологии УФ АН СССР, 1971.

2. *Тюрин Б.А., Федоренко О.А.* О маршаллитах Причимкентского района и их связи с процессами бокситообразования. – В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1973, вып. 1.

УДК 549.623.78:551.311.231(574.13)

В.Г. Раев, Н.И. Подлипаева

ОБРАЗОВАНИЕ ОРТОХРИЗОТИЛА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА

Хризотил – трубчатая разновидность серпентиновых минералов – один из наиболее распространенных породообразующих минералов в корах выветривания на ультраосновных породах. Несмотря на широкое распространение, сведений о механизме его образования или замещения очень мало. Рассмотрено образование хризотила по лизардиту [1] и по вермикулиту [3]. При образовании хризотила по лизардиту разрыв и закручивание силикатных слоев в трубки происходит под углами 60 и 120° и по направлениям $[\overset{\pm}{1}00]$, $[\overset{\pm}{1}\overset{\pm}{1}0]$, $[\overset{\mp}{1}\overset{\pm}{1}0]$. Разрыв связей по указанным кристаллографическим направлениям происходит в результате их ослабления и определяется выносом железа или алюминия, стабилизировавших его напряженную структуру.

По данным авторов, закручивание хризотиловых трубок по вермикулиту происходит вокруг направлений [100] и $[1\bar{3}\bar{0}]$ с углами между трубками 60 и 120°. Процесс преобразования связан с выносом Al и Fe из тетраэдрического слоя и замещением Fe на Al в октаэдрическом слое вермикулита. В обоих случаях образуется хризотил моноклинной модификации.

При исследовании ультраосновных пород коры выветривания Кемпирсайского массива нами изучен механизм образования ортохризотила ромбической модификации по шестислойному ортосерпентину. Исследование проводилось методами электронной микроскопии (на просвет, микродиф-

ракции, локальным микрозондированием) и электронографии. Анализ электронно-микроскопических снимков частиц ортосерпентина из слабо выветрелых серпентинитов показал, что на многих пластинчатых минералах присутствуют необычные свертывания слоев в трубки под углами 60 и 120°. На некоторых из них образуются фигуры в виде равносторонних треугольников с последующим послойным заполнением трубками всей плоскости минерала. Разрывы слоев и их свертывание происходит по направлениям $[\overset{\pm}{0}10]$, $[\overset{\mp\pm}{3}10]$, $[\overset{\mp\mp}{3}10]$.

Микродифракционные картины с базальными отражениями [00l] получены как от пластинчатых частиц ортосерпентина с крупных загибов, так и от вновь образованных трубок ортохризотила. Различие между ними наблюдается в распределении пространственных рефлексов [h0l]. Если на электронограммах от ортосерпентина эти рефлексы распределены разупорядоченно, то на электронограммах трубок ортохризотила они строго упорядочены, что вполне согласуется с предположением о внутренней структурной перестройке, связанной с перераспределением катионов в структурных многогранниках. Расчет параметров элементарных ячеек по полученным электронограммам дал следующие значения:

	a, Å	*b*, Å	*c*, Å	*β*,°
Пластинчатый ортосерпентин	5,30	9,20	7,23	90
Трубчатый ортохризотил	5,25	9,08	7,24	90

Электронографическим методом косых текстур установлено, что пластинчатый серпентин, по которому идет образование ортохризотила, имеет ортогональную структуру с периодом повторяемости в шесть слоев. Параметры элементарной ячейки равны: $a = 5{,}31$Å; $b = 9{,}21$Å; $c = 43{,}34$Å ($7{,}22 \times 6$). Характер распределения интенсивностей рефлексов [20l] позволил отнести пластинчатый ортосерпентин к типу структуры D [2]. Косые структуры ортосерпентина получены на электронограмме ЭР-100, электронограммы с базальными отражениями с ортосерпентина и ортохризотила – на электронном микроскопе ЭВМ-100ЛМ.

Для уточнения причин закручивания, наличия катионов в структурах изучаемых минералов суспензионные препараты изучались с помощью микрорентгеноспектральной приставки "Кевекс-рэй" непосредственно в электронном микроскопе JEM-100C. Локальность анализа 500Å. Анализы выполнены инженером А.В.Моховым в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР. Данные о составе пластинчатого ортосерпентина получены с участков, не подвергавшихся закручиванию. Здесь спектр характеристического рентгеновского излучения содержит линии Mg, Si и Fe, на участках, где слои свернуты в трубки, спектр показывает почти полное отсутствие железа и увеличение содержания Si. Подтверждением факта выноса железа является обнаружение на поверхностях некоторых минералов, в которых слои заполнены трубками ортохризотила, звездчатых образований из палочек гетита, расположенных под углами 60 и 120°. Это позволяет предположить, что Fe выносится в результате окисления. Вынос Fe из ортосерпентина, по-видимому, приводит к несоответствию размеров между октаэдрическими и тетраэдрическими сетками его структуры, что становится причиной разрыва слоев и закручивания их в трубки.

Приведенные исследования показали, что трубки ортохризотила образуются прямым переходом по шестислойному пластинчатому ортосерпентину; при этом закручивание пластинчатого серпентина идет по шести кристаллографическим направлениям $[0\overset{\pm}{1}0]$, $[\overset{\pm}{3}\overset{\pm}{1}0]$, $[\overset{\mp}{3}\overset{+}{1}0]$; трубки ортохризотила в плоскости слоя образуют между собой углы 60 и 120°; образование ортохризотила по ортосерпентину, по-видимому, обусловлено выносом Fe, стабилизировавшего его напряженную структуру.

Литература

1. *Горшков А.И., Токмаков П.П., Сивцов А.В.* О прямом переходе пластинчатого серпентина политипной модификации I T в трубчатый хризотил. – В кн.: Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М.: Наука, 1977.
2. *Звягин Б.Б., Мищенко К.Е., Шитов В.А.* Исследование полиморфных разновидностей серпентиноподобных минералов методом дифракции электронов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966.
3. *Mifsud A., Fornes V., Rausell-Colom I.A.* Natural alteration of vermiculite to chrisotile. – Amer. Miner., 1977, **62**, N 11/12.

УДК 551.311.231/477

Д.П. Хорошева

НОНТРОНИТОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ОКОМКОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОНЦЕНТРАТОВ

Исследования нонтронитовых кор выветривания ультраосновных пород на Урале показали, что они являются не только рудой на никель, но и сырьем для производства железорудных окатышей и могут заменить дефицитный высококачественный щелочной бентонит [2, 4]. На территории Украинского щита коры выветривания ультрабазитов, содержащие нонтронит, имеют широкое распространение. С ними связаны месторождения силикатного никеля, сосредоточенные в Среднем Приднепровье и Побужье. На известных месторождениях имеются горизонты нонтронитовых глин с некондиционным содержанием металла, которые могут являться упрочняющими добавками для окомкования железорудных концентратов.

Автором впервые на Украине были оценены нонтронитовые коры выветривания Среднего Приднепровья как сырье такого типа. При выполнении работы были использованы материалы по силикатным никелевым рудам и корам выветривания Ю.Б. Басса, М.Б. Славутского, Е.С. Шалыт, М.Д. Эльянова, А.Д. Додатко и многих других.

Эти коры выветривания характеризуются двумя типами профилей – нонтронитовым и охристым [1]. Нонтронитовый профиль коры распространен преимущественно на платформенных ультрабазитах девладовского комплекса (Северное Криворожье), перидотитах, хризотиловых серпентинитах; охристый развит на геосинклинальных ультрабазитах при-

днепровского комплекса (Верховцевский, Сурский, Никопольский районы), где распространены главным образом антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты. Тип выветривания тех и других разновидностей ультраосновных пород латеритный. Кремнистый профиль, наблюдаемый в коре ультраосновных пород Приднепровья, приурочен к резко приподнятым формам древнего рельефа, имеет ограниченное распространение и не связан с какими-либо определенными магматогенными комплексами.

К месторождениям нонтронитового профиля относятся Девладовское, Терновское, Красный Яр. С охристым профилем выветривания, содержащим нонтронит, связаны месторождения и рудопроявления силикатных никелевых руд Сухохуторское, Новое, Комплексное, Карнауховское, Николаевское, Павловское, Петровское и др. Примерами окремнелой коры выветривания с зоной кремнисто-нонтронитовых пород являются Славгородское месторождение, Усть-Каменское проявление и др.

Отмечаются полный, сокращенный и неполный профили выветривания. Полный профиль коры представлен четырьмя зонами и в том числе второй, состоящей из промежуточных продуктов выветривания – нонтронитовых, нонтронит-хлоритовых, нонтронит-охристых пород. Распространение полного профиля является наиболее благоприятным поисковым признаком для нонтронитовых глин. Сокращенный профиль определяется непосредственным залеганием зоны охр на выщелоченных, дезинтегрированных породах.

Стадийность образования продуктов выветривания, различная степень устойчивости исходных и гипергенных минералов, неоднородность состава материнских пород обусловили минералогическую, химическую и другие характеристики нонтронитовых глин. Нонтрониты, отвечающие проекту технических условий для окомковательных фабрик, установлены среди продуктов выветривания нонтронитового профиля платформенных ультрабазитов девладовского комплекса. Образование нонтронитовых глин происходит здесь преимущественно за счет разложения хризотиловых апоперидотитов, серпентинитов и перидотитов. Коры выветривания охристого профиля на геосинклинальных ультраосновных породах приднепровского комплекса бесперспективны как связующие добавки.

Среди месторождений силикатного никеля нонтронитового профиля – Девладовского, Красноярского и Терновского, расположенных в Северном Криворожье, только глины первых двух представляют практический интерес.

Строение нонтронитовых глин месторождений в разрезе неоднородно. Они, подобно уральским, представляют собой горизонт, состоящий из трех зон (снизу вверх): выветрелые нонтронитизированные ультрабазиты; собственно нонтронитовые глины; обохренные нонтрониты. Кровлей нонтронитов являются каолинит-гидрогетитовые породы третьей зоны коры, чаще всего это легированные никелем железные руды. Подстилают горизонт выщелоченные ультрабазиты. Особенности строения, состава и условий залегания нонтронитового горизонта Девладовского и Красноярского месторождений позволили выявить ряд общих закономерностей, которые необходимо учитывать при дальнейших работах на нонтронитовые глины. Содержание нонтронита в коре выветривания находится в пря-

мой зависимости от состава материнских пород. На месторождениях среди ультрабазитов в направлении с запада на восток установлено увеличение серпентинизированных габбро-перидотитов с высоким содержанием плагиоклаза (до 25–30%). В нонтронитовой толще за счет выветривания плагиоклаза появляется каолинит, снижающий качество нонтронитов для окомкования.

Нонтронитовые залежи по условиям залегания мало различаются. Появление нескольких пластов нонтронитов в залежах объясняется неоднородным составом и чередованием исходных пород. Колебания глубин залегания нонтронитового пласта обусловлены неровным рельефом почвы подстилающих пород. Нонтрониты, залегающие непосредственно под бучакскими образованиями, обогащены пиритом и карбонатом. Вторичные процессы сульфидизации значительно развиты в западной половине залежи 3 Девладовского месторождения, еще более широко – в Верховцевском и Сурском районах Приднепровья [3].

Слабо легированные железные руды, распространенные на месторождениях и залегающие выше нонтронитов, по аналогии с уральскими могут обладать связующими свойствами и в смеси с нонтронитовыми глинами участвовать в процессе окомкования окатышей.

Концентрации никеля обычно связаны с нонтронитовым горизонтом коры выветривания ультрабазитов. Нонтронитовые глины этого горизонта также представляют интерес как сырье для окомкования. Одновременная добыча никелевых руд, нонтронитов и легированных железных руд для окомкования железорудных концентратов удешевит стоимость добычи основных полезных ископаемых.

Литература

1. *Литвиненко А.У., Додатко А.Д., Хорошева Д.П.* Особенности строения и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
2. *Суслов Ю.Я.* Комплексная оценка и использование нонтронитовых глин Урала. – Разведка и охрана недр, 1976, № 7.
3. *Хорошева Д.П.* Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья. – Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1.
4. *Цибизов А.П., Салыкин А.А.* и др. Использование нонтронитов при окомковании. – Бюл. ЦНИИМ, 1973, вып. 4 (696).

УДК 553.611.6.002.2

Б.Г. Виничук, А.П. Поддубный

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ САХАРИНСКОГО МАССИВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД (Южный Урал)

Продукты коры выветривания ультраосновных пород обычно рассматриваются как возможные источники рудных гипергенных месторождений никеля, кобальта и железа. В отдельных случаях в качестве минеральных красящих пигментов используются охристые породы и для изготовления огнеупоров – магнезит [1, 4]. Однако области использования минерального сырья коры выветривания не исчерпываются этими направлениями. Нами ведутся систематические исследования нонтронитовых глин как потенциальных заменителей дефицитного щелочного бентонита в окомковании железорудных концентратов [5].

Новое направление использования глинистого элювия гипербазитов требует принципиально иного подхода к изучению свойств как пород в целом, так и глинистых минералов. Если при исследовании месторождений силикатного никеля основное внимание уделяется вопросам генезиса рудных компонентов, характеру их распределения по профилю коры выветривания, факторам миграции и концентрации, то при выяснении связующей способности глинистого элювия на первом плане стоит изучение минерального состава пород, особенно минералов с активными коллоидно-химическими свойствами – монтмориллонита и нонтронита. Определенную роль играет и присутствие других глинистых и неглинистых минералов.

В породах коры выветривания ультрабазитов по физико-химическим и коллоидно-химическим свойствам основные минералы можно разделить на три группы: активно-связующие, отрицательно влияющие на связующую способность и инертные. К активно-связующим минералам относятся монтмориллонит, нонтронит и их смешанно-слойные производные с преобладанием разбухающих слоев; к отрицательно влияющим на связующую способность глинистых пород – гидрохлорит, каолинит, галлуазит, серпентин, керолит; к инертным – окислы и гидроокислы железа, кварц, карбонаты, хромшпинелиды и т.д.

В последних исследованиях И.В. Витовской [2,3] содержатся сведения о наличии в глинистых продуктах коры выветривания серпентинитов Южного Урала гелевидной рентгеноаморфной железо-кремниевой фазы. Прямое воздействие рентгеноаморфной фазы на связующую способность глинистого материала пока не установлено, но имеющиеся косвенные данные свидетельствуют о ее положительном влиянии на прочность окатышей. Поэтому для оценки глинистого элювия коры выветривания ультрабазитов как связующей добавки в окомковании необходимо его рассматривать как совокупность минералов с различными физико-химическими свойствами, генетически связанных с определенными типами материнских пород.

С этих позиций нами проведено геолого-технологическое исследование коры выветривания Сахаринского габбро-пироксенит-дунитового массива,

расположенного юго-восточнее г. Магнитогорска. Ультраосновные породы массива в различной степени серпентинизированы и рассечены многочисленными дайками пород основного состава. В приконтактовой зоне ультрабазитов и габбро развит инъекционный метасоматический комплекс полосчатых габбро-пироксенитов.

Мезозойская остаточная кора выветривания по породам массива имеет площадной и реже линейный характер. Профиль коры выветривания по ультрабазитам полный, керолит-нонтронит-охристый.

Разнообразие исходных пород, их перемежаемость, развитие дайкового комплекса предопределили сложный многокомпонентный минеральный состав глинистых пород в профиле коры выветривания, что отражается и на их технологических свойствах. По наличию и соотношению основных глинистых породообразующих минералов в продуктах коры выветривания Сахаринского массива выделены пять минералого-технологических типов глинистого элювия, имеющих различную связующую способность.

Первый тип – охристо-каолинитовый – распространен на месторождении достаточно широко и в геохимическом отношении представляет верхнюю зону профиля коры выветривания габбро и плагиоклазовых пироксенитов. Макроскопически это рыхлые глинистые породы от светло-желтого до буровато-желтого цветов. Мощность элювия охристо-каолинитового типа на месторождении от 4 до 10 м. В минеральном составе данного типа преобладают каолинит (50–70%) и гидроокислы железа (20–35%). Остальная часть приходится на минералы-примеси: глинистые – гидрослюда, галлуазит, монтмориллонит, смешанно-слойные минералы и др. и неглинистые – магнетит, ильменит, кварц, карбонаты, опал.

Особенностью химического состава охристо-каолинитового материала является повышенное содержание Al_2O_3 (до 30%) и Fe_2O_3 (до 31%), что связано с преобладанием в породе каолинита и гетита. В обменном комплексе ведущими являются катионы кальция и магния. По соотношению этих катионов выделяется глинистый материал с примерно равным соотношением и с преобладанием катионов кальция над катионами магния. В целом сумма обменных катионов невелика и колеблется от 6 до 26 мг-экв/100 г. Изменения в соотношениях обменных катионов и их сумма связаны, очевидно, с присутствием монтмориллонита, нонтронита и их смешанно-слойных производных. Преобладание в данном типе минералов, весьма инертных в коллоидно-химическом отношении, – каолинита и гидроокислов железа, не образующих структурированных суспензий, отрицательно сказывается на свойствах окатышей. Окатыши, полученные с добавкой охристо-каолинитового материала, имеют сильно пористую рыхлую структуру и низкую прочность, что свидетельствует о явно недостаточной связующей способности пород этого типа.

Второй тип – охристо-нонтронитовый – относится к переходной зоне и генетически связан с апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Макроскопически это бурые и темно-бурые рыхлые песчано-охристые породы мощностью 8–9 м. Основную роль в минеральном составе играют нонтронит (40–50%) и гидроокислы железа (40–45%). Согласно данным И.В. Витовской [2, 3], для этого типа элювия определено наибольшее содержание рентгеноаморфной фазы. Остальные минералы имеют резко подчиненное значение.

Здесь характерно низкое содержание SiO_2 (29–32%) и Al_2O_3 (7–8%) и весьма высокое – Fe_2O_3 (40–46%). Сумма обменных катионов колеблется от 50 до 55 мг-экв/100 г. Основную долю составляют катионы магния; катионов кальция значительно меньше. Характерно наличие обменного натрия в количестве 5–7 мг-экв/100 г. Связующие свойства элювия охристо-нонтронитового типа высокие и обусловлены присутствием нонтронита и предположительно глинистого материала рентгеноаморфной фазы.

В зоне гидролиза коры выветривания Сахаринского месторождения по минералого-петрографическим особенностям и технологическим свойствам выделяются три основных типа глинистого элювия: нонтронитовый; нонтронит-монтмориллонитовый; объединенный гидрохлорит-гидрослюдисто-каолинитовый с содержанием различного количества монтмориллонита и нонтронита.

Одним из наиболее перспективных является третий нонтронитовый тип глинистого элювия, образующийся по апоперидотитовым и аподунитовым серпентинитам и пироксенитам. Это глины от темно-зеленого до светло-зеленого цвета мощностью 3–8 м. Помимо породообразующего нонтронита, в данном типе присутствуют смешанно-слойные минералы, реже монтмориллонит; из неглинистых преобладают гидроокислы железа (25–35%), реликты серпентинитовых минералов, пироксенов, магнетит и др. На контакте с дайковым комплексом встречаются гидрохлорит и гидрослюды.

Нонтронитовые глины характеризуются содержанием (в %): SiO_2 – 33–41; Al_2O_3 – 10–14; Fe_2O_3 – 28–33; $Fe_{общ}$ – 20–29; MgO – 1–6; CaO – 0,7–1,2. По характеру и содержанию обменных катионов глинистый элювий нонтронитового типа относится к категории щелочноземельного, причем соотношение основных обменных катионов кальция и магния различно. Характерно, что в ряде проб отмечается повышенное количество катионов натрия – до 12 мг-экв/100 г. Величина суммарной обменной емкости нонтронитовых глин изменяется от 50 до 69 мг-экв/100 г. Высокая связующая способность нонтронитовых глин связана с образованием значительного числа точечных контактов при взаимодействии с водой как между глинистыми частицами, так и с концентратом, которые формируют структурный каркас окатыша, достаточно устойчивого к деформационным воздействиям.

Четвертым типом является нонтронит-монтмориллонитовый. Исходными породами для его образования служили пироксениты и серпентиниты светло-зеленого и зеленого цветов с буроватым оттенком мощностью 3,5–11 м. В составе элювия этого типа основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, нонтронит и их смешанно-слойные структурные производные. В качестве глинистых минералов-примесей присутствуют гидрослюда, гидрохлорит, каолинит, галлуазит, неглинистых – гидроокислы железа, карбонаты, кварц, опал, реликтовые минералы.

Содержание SiO_2 в химическом составе элювия этого типа колеблется от 38 до 47%, Al_2O_3 – от 8,5 до 17% в зависимости от преобладания нонтронита или монтмориллонита; MgO (2,5–6%) преобладает над CaO (0,3–3,7%). По составу обменных катионов глины относятся к магниево-кальциевым и кальциево-магниевым. Отмечается повышенное количество

обменного натрия – до 12 мг-экв/100 г. Сумма обменных катионов достигает 84 мг-экв/100 г, что приближает эти глины к бентонитам. Как и для предыдущего типа, элювий со значительным содержанием высокодисперсных минералов – монтмориллонита и нонтронита – имеет весьма высокую связующую способность, достаточную для упрочнения окатышей.

Пятый тип глинистого элювия – наиболее сложный в минеральном отношении. В зависимости от состава исходных пород и развития тех или иных метасоматических преобразований на контактах пород или даек габброидов в процессе выветривания образуется глинистая порода. Она состоит из гидрохлорита, гидрослюды, каолинита. Большое значение имеют и их смешанно-слойные производные. Положительное влияние на связующую способность оказывает присутствие монтмориллонита или нонтронита, содержание которых изменяется от 15 до 35%. Породы грязно- и светло-зеленого цветов, иногда с желтоватым или буроватым оттенком, мощность их 4–12 м.

Химический состав пород этого типа имеет весьма широкие вариации содержаний таких компонентов, как Al_2O_3 (5,5–20,5%), Fe_2O_3 (12,6–31,6%), $Fe_{общ}$ (10–23%). Для элювия этого типа характерно наиболее высокое содержание щелочноземельных окислов. Соотношение обменных катионов в этом типе пород различно. Содержание катионов натрия 3,5–6 мг-экв/100 г. Суммарная емкость катионного обмена изменяется от 33 до 60 мг-экв/100 г. Следует отметить, что колебание основных компонентов химического состава для всех типов глинистого элювия зависит от соотношения тех или иных минералов, что также отражается и на емкости обменных катионов. Содержание свободного кремнезема для исследованных разновидностей невелико – 0,2–4,6%.

Технологические свойства глинистого материала как связующей добавки определяются спецификой минерального состава. Присутствие весьма крупных пластинчатых или чешуйчатых частиц гидрохлорита, гидрослюды и их структурных производных, очень слабо диспергирующихся при взаимодействии с водой, создает сравнительно небольшое число единичных контактов. Такие частицы будут своеобразными "изоляторами", препятствующими возникновению контактов как у частиц концентра, так и у тонкодисперсных глинистых минералов, что, естественно, негативно сказывается на прочности окатышей.

Таким образом, из рассмотренных выше минералого-технологических типов глинистого элювия Сахаринского месторождения для окомкования железорудных концентратов могут быть пригодны три типа: охристо-нонтронитовый, нонтронитовый, нонтронит-монтмориллонитовый. По результатам изучения вещественного состава и технологических исследований установлено, что связующая способность глинистого элювия коры выветривания зависит от количественного содержания в нем монтмориллонита и нонтронита. В свою очередь, наличие оптимального содержания нонтронита и монтмориллонита определяется соотношением основных компонентов химического состава (SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3, MgO) и величиной обменной емкости глин. Кроме того, необходимо учитывать, что при повышенном (10–15%) содержании гидрохлорита, гидрослюды, каолинита связующая способность элювия значительно снижается.

Литература

1. *Белов В.В.* Генетические и промышленные типы уральских месторождений минеральных красок и их связь с образованием древних кор выветривания. – В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов: Саратов. ун-т, 1969.
2. *Витовская И.В.* Исследование преобразования нонтронита в гетит в профиле остаточной коры выветривания серпентинитов. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1978, вып. 16.
3. *Витовская И.В.* Типоморфные минеральные парагенезисы никеленосной коры выветривания серпентинитов. – В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.
4. *Никитин К.К., Глазковский А.А.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970.
5. *Поддубный А.П., Цибизов А.Н.* О результатах промышленного применения нонтронитовых глин для окомкования железорудного концентрата. – В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980.

УДК 553.481 : 550.8 + 622.348.1 : 622.7

А.С. Вершинин

ОСНОВЫ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ГИПЕРГЕННЫХ НИКЕЛЕВЫХ РУД

Геолого-технологическое картирование (ГТК) является важным средством, открывающим пути более эффективного использования разведанных запасов минерального сырья для технологически необогатимых гипергенных кобальтово-никелевых руд. Его методика разработана недостаточно. Задачей технологического картирования является выделение технологически однородных блоков (ТОБ), сложенных определенными типами руд в пределах разведуемого месторождения.

Гипергенные никелевые руды характеризуются большим разнообразием природных литолого-минералогических типов, которые служат прототипами для технологических типов и субтипов руд (см. таблицу).

Важнейшим элементом методики ГТК является выделение технологических признаков, которыми характеризуются технологические типы руд, формирующие ТОБ, т.е. нужно выделить такие особенности вещественного состава природных типов руды, которые наиболее ярко характеризуют их технологические свойства, а следовательно, и оптимальные варианты технологической переработки руд. В нашем случае, когда руды необогатимы и технологические процессы завершаются выпуском различных продуктов, технологические параметры выбираются на основе корреляции между минеральным и химическим составом руд [3].

В ходе исследования было установлено, что технологическим параметром, отображающим связь между природными минералого-литологическими типами руд и оптимальными способами их металлургического передела, может служить мультипликативный показатель зональности коры выветривания $K_з = Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3/SiO_2 \cdot MgO$, который по своей сущности отражает степень физико-химического разложения никеленосных образований.

Окислительно-восстановительная обстановка формирования руд учитывается дополнительным коэффициентом $K_в = (Fe_2O_3 + FeO)/Fe_2O_3$. Для

Геолого-технологическая группировка типов руд гипергенных месторождений никеля

№ п/п	Литолого-минералогический тип руд	Профиль, генетический тип образований коры выветривания	Геохимические коэффициенты		Технологический тип руд	Оптимальные процессы технологической переработки
			$\frac{Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3}{SiO_2 \cdot MgO}$	$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3}$		
1	Латериты	Охристо-латеритный; серпентин-охристо-латеритный; серпентин-нонтронит-охристо-латеритный	60–375	1,0004	Никелево-железные слабо магнезиальные	Избирательное восстановление в трубчатых вращающихся электропечах и конверторах
2	Охры уплотненные (субструктурные)	То же	18–70	1,0018	Железо-кобальтово-никелевые слабо магнезиальные	Кислотный гидрометаллургический
3	Охры структурные	Керолит-охристый; керолит-нонтронит-охристый	5–20	1,0037	То же	?
4	Охры + серпентиниты выщелоченные (75 и 25%)	Серпентин-охристо-латеритный; серпентин-нонтронит-охристо-латеритный	2–7	1,0045	"	Щелочной гидрометаллургический
5	Охры кремнистые	Керолит-нонтронит-охристо-кремнистый	0,3–3,0	1,0066	Никелевые железистые	?
6	Нонтрониты и серпентиниты нонтронитизированные	Керолит-нонтронит-охристый; керолит-нонтронитовый	0,1–0,6	1,0077	Никелевые нормально кремнистые	Плавка в шахтных печах
7	Серпентиниты выщелоченные	Серпентин-латеритный; серпентин-охристо-латеритный	0,04–0,15	1,0111–1,0312	Никелевые магнезиальные	Электроплавка на бедный ферроникель
8	Серпентиниты брекчированные с гарниерит-керолит-кварцевой минерализацией	Инфильтрационные образования в линейно-трещинных зонах среди плотных гипербазитов	0,02–0,09	1,0830	Никелевые магнезиально-кремнистые	То же

Таблица (окончание)

№ п/п	Литолого-минералогический тип руд	Профиль, генетический тип образований коры выветривания	Геохимические коэффициенты		Технологический тип руд	Оптимальные процессы технологической переработки
			$\frac{Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3}{SiO_2 \cdot MgO}$	$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3}$		
9	Карстовые образования обломочно-глинистые	Выполнение средних и верхних зон карстовых полостей	0,2–1,2	Нет данных	Никелевые нормально кремнистые	Плавка в шахтных печах
10	То же	Выполнение глубинных зон карстовых полостей	0,03–0,30	" "	Никелевые сильно кремнистые, кремнисто-магнезиальные	Электроплавка на богатый ферроникель
11	Охры шамозитизированные с магнетитом	Керолит-нонтронит-охристый	8–35	1,1724	Железо-кобальтово-никелевые	Кислотный гидрометаллургический (?)
12	Серпентиниты выщелоченные, керолитизированные, обохренные, шамозитизированные	То же	0,6–2,0	1,5000	То же	Щелочной гидрометаллургический (?)
13	Диориты выщелоченные, монтмориллонитизированные, шамозитизированные	Керолит-монтмориллонит-охристый преобразованный	0,5–3,5	2,0000	"	То же
14	Сидерит-шамозит-гетитовые руды	Глинисто-оолито-бобово-конгломератовые руды осадочного генезиса	1–350	1,02–1,77	Железные легированные	Обогащение, перемешивание с забалансовыми никелевыми рудами, избирательное восстановление

руд, подвергнутых процессу преобразования в восстановительной обстановке, используется приведенный показатель зональности $K_з^п = K_з \cdot K_в$.

При ГТК никелевых месторождений в площадной латеритной коре выветривания гипербазитов в качестве технологического признака использовалось соотношение линейных продуктивностей окисных и силикатных никелевых руд [1].

При более глубоком анализе было установлено, что названные технологические параметры находятся в тесной корреляционной связи ($r = -0{,}94$), которая отчетливо выражается уравнением прямой линии в логарифмических координатах (см. фигуру): $T = -0{,}64 \cdot \lg K_з - 0{,}04$, где T – отношение запасов никеля в силикатных ($P_с$) и окисных ($P_в$) рудах выделенного ТОБ (месторождения). Приведенное уравнение выведено в итоге обобщения материалов разведки по 12 месторождениям.

Подобное использование особенностей минерального и химического состава руд в качестве технологических признаков является вынужденной мерой, обусловленной большой сложностью минеральных анализов никелевых руд и отсутствием универсальной методики их технологических испытаний по пробам малого объема. Однако такой подход позволяет учесть большое разнообразие технологических переделов гипергенных никелевых руд и их требований к шлакообразующим компонентам руд, а также применять ГТК гипергенных месторождений никеля на всех стадиях их разведки без привлечения дополнительных исследований.

На основе выделенного технологического признака – $K_з$ – нами разработана классификация, включающая 14 технологических типов гипергенных никелевых и никельсодержащих руд (см. таблицу), которая может служить средством прогнозной технологической оценки месторождений. Основой такой оценки является соответствие рудам с конкретными интервалами $K_з$ оптимальных способов металлургического передела. Выбор способа переработки руд разведуемого месторождения однозначно определяет оптимальную программу их технологических испытаний.

Для ряда технологических типов (3, 5, 11–13) оптимальные технологические процессы еще не разработаны, что побуждает вести научный поиск в соответствующих направлениях.

Практической основой ГТК являются частные технологические классификации руд, которые, помимо учета природных, литолого-минералогических особенностей руд, базируются на технологических требованиях к ним.

При этом основная задача заключается в возможно более полном использовании запасов разведанного месторождения. Пример такой классификации для никелевых месторождений карстового типа, руды которых перерабатываются методом плавки в шахтных печах, приводился нами ранее [2].

Успешное проведение ГТК невозможно без опоры на предшествующий опыт геологического изучения месторождений, из которого с достаточной очевидностью вытекают основные геологические факторы, обусловливающие закономерности возникновения технологических неоднородностей в объеме месторождения. Выявление этих факторов и их прослеживание в пространстве является ведущим методическим принципом ГТК. Отсюда становится очевидной необходимость построения геолого-технологических

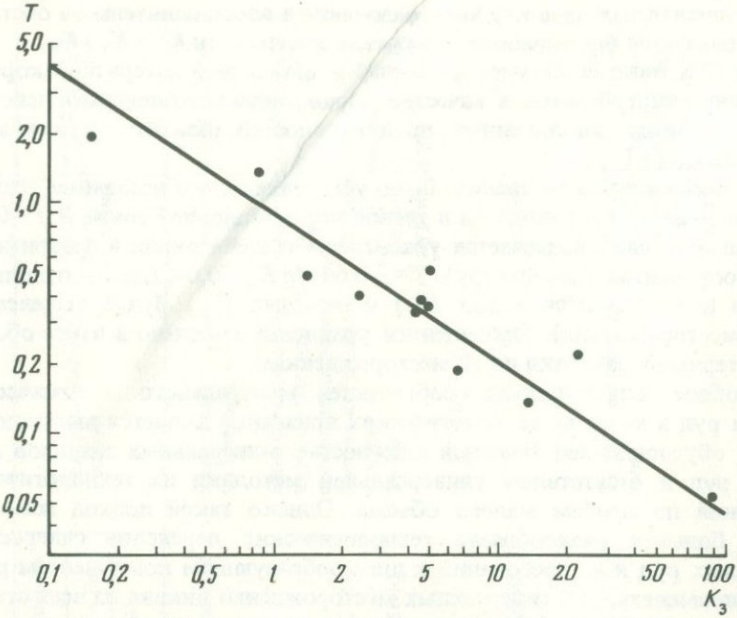


График корреляционной зависимости технологических параметров никелевых месторождений в латеритной коре выветривания

T – отношение запасов никеля в силикатных и окисных рудах; $K_з$ – мультипликативный показатель зональности коры выветривания

карт и разрезов, отображающих пространственное положение ТОБ, сложенных различными технологическими типами руд, на геологической основе.

На основе материалов ГТК осуществляется усреднение руд и планирование добычи однородного потока руды, удовлетворяющей технологическим требованиям завода, в пределах объемов, соответствующих определенным периодам его работы (на весь период отработки, на 5 лет и на 1 год).

Важный элемент методики ГТК – составление геолого-технологических моделей ТОБ, которые по существу являются геолого-математическими моделями. Для их составления предварительно изучается объемная (по трем направлениям) изменчивость распределения технологических параметров, а также рудных и шлакообразных компонентов. Геолого-технологические модели позволяют обоснованно выбрать систему технологического опробования (количество и места взятия минералогических, малообъемных лабораторных и представительных технологических проб для заводских испытаний).

Оценка достоверности ГТК проводится путем сравнения необходимого и фактического количества измерений в пределах группы ТОБ одного технологического типа.

Применение ГТК при разведке гипергенных месторождений никеля позволяет оптимально планировать народнохозяйственное использование запасов, уменьшить расходы на технологические испытания руд, снизить

потери сырья в недрах и при металлургическом переделе, избежать снижения производительности заводов из-за недостаточной изученности технологических свойств руды, снизить себестоимость металлургического передела за счет улучшения качества рудного потока.

Литература

1. *Вершинин А.С., Карлос Кромбет Э., Хосе Ариоса И.* О геолого-технологическом картировании никеленосной коры выветривания гипербазитов. – Изв. вузов. Горн. журн., 1977, № 5.
2. *Вершинин А.С., Петруха Л.М., Чернов Ю.П., Чащин Ф.Я.* Особенности геолого-технологического картирования промышленных типов никелевых руд карстового типа. – Изв. вузов. Горн. журн., 1978, № 10.
3. *Коц Г.А., Чернопятов С.Ф., Шманенков И.В.* Технологическое опробование и картирование месторождений. М.: Недра, 1980.

УДК 553.493 : 551.311.231

Н.А. Григорьев

О ПРОФИЛЯХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

При исследовании редкометальных месторождений в корах выветривания в последние годы основное внимание уделялось вопросу о влиянии состава исходной редкометальной минерализации на процессы вторичного накопления полезных компонентов [2]. Вместе с тем установлено, что практическая ценность подобных месторождений во многом определяется и особенностями процессов выветривания [3, 5]. Отсюда вытекает необходимость сопоставления изучаемых объектов с корами выветривания эталонных профилей [7]. Сопоставление же это, как выяснилось, часто затруднительно. Обычная зональность характерна в основном для кор выветривания редкометальных гранитов [1]. Большинство кор выветривания, содержащих минералы редких элементов или самоцветы, характеризуется сложным, а иногда и необычным минеральным составом. Зональность, обусловленная выветриванием, здесь либо сложнее обычной, либо практически отсутствует. Главная причина этого – влияние на процесс выветривания состава и структурно-текстурных особенностей исходных пород. Последние чаще всего представлены пучками (штокверками) пегматитовых или гидротермальных жил (прожилков), которые сами зональны и сопровождаются зональными метасоматическими образованиями. В подобных случаях в корах выветривания наблюдается сложное чередование различных минеральных ассоциаций, отражающее первичную и вторичную зональность. Так, на примере колумбитоносной коры выветривания [5] установлено, что пегматиты и зоны сопровождающих метасоматических оторочек выветриваются по-разному (см. таблицу). В пределах пегматитовых жил фактически даже отдельные минералы выветриваются по собственным схемам. Максимальное различие в составе образующихся продуктов имеет место на начальных стадиях выветривания. В это время алюмосиликаты, содержащие железо и щелочноземельные металлы, преобразуются в железо-магниевые гидрослюды или монтмо-

Главные минералы танталоносной коры выветривания

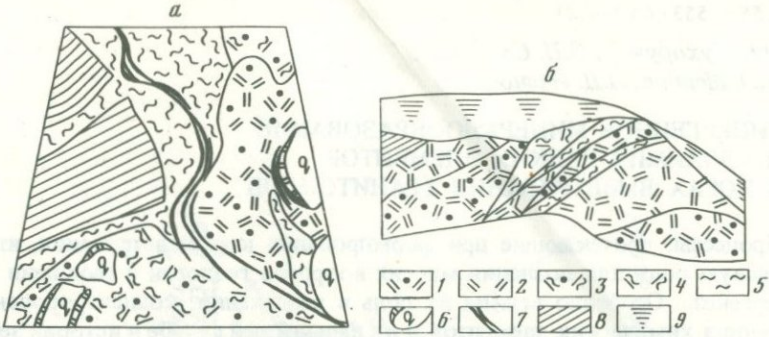
Зона коры выветривания	Пегматитовые жилы	Зона метасоматической оторочки		Амфиболиты
		актинолитовая	слюдяная	
Верхняя	Каолинит, мусковит, калиевые полевые шпаты	Нонтронит	Гидробиотит, гидрофлогопит	Каолинит, монтмориллонит, амфиболы
Средняя	Калиевые полевые шпаты, альбит, каолинит, мусковит	Актинолит, нонтронит	Биотит, флогопит, гидробиотит, гидрофлогопит	Амфиболы, монтмориллонит, плагиоклаз, каолинит

риллонитовые минералы, а остальные – подвергаются каолинизации, иногда через промежуточную стадию образования гидромусковита.

Дополнительные осложнения могут быть вызваны необычной интенсивностью выветривания отдельных пород. Например, в изумрудоносной коре выветривания каолинизация плагиоклазовых жил и линз распространяется местами на 15 м и ниже процессов не только химического выветривания, но даже дезинтеграции всех остальных образований [6]. Как выяснилось, главная причина этого – сильная тектоническая нарушенность плагиоклазовых жил и линз. В каолинизированных их участках такие хрупкие минералы, как кварц, раздроблены, а местами даже перетерты в песок. Вторая причина – наличие в плагиоклазитах и прилегающих к ним метасоматических каймах флюорита, растворение которого, как известно, активизирует процесс выветривания.

Среди изученных автором объектов наиболее сложна кора выветривания грейзенизированных карбонатных пород [4], где в результате просадок и свалов в образующиеся карстовые полости оказались перемещены продукты разных стадий выветривания различных горных пород. Наиболее детально здесь изучены продукты выветривания грейзенизированных мраморов. Судя по их составу и статистическим закономерностям распределения в разрезах, выветривание грейзенизированных мраморов протекало с образованием полного и сокращенного профилей. В первом случае последовательно сменялись стадии: 1) растворения кальцита; 2) растворения флюорита и преобразования мусковита в гидромусковит; 3) каолинизации гидромусковита. Во втором случае последние две стадии совмещены. В настоящее время в коре выветривания и особенно в ее верхней части продукты различных стадий чередуются в беспорядке. Например, есть участки, где в небольших объемах представлены все продукты сокращенного (см. фигуру, *а*) или полного (см. фигуру, *б*) профилей.

Изучение всех минеральных ассоциаций, слагающих подобные коры выветривания, и взаимоотношений этих минеральных ассоциаций друг с другом трудоемко и не гарантирует от ошибок при определении генетических аналогов среди эталонных профилей. Более перспективным оказалось определение тех опорных первичных минеральных ассоциаций, продукты разных стадий выветривания которых можно надежно выделить. Для



Чередование минеральных ассоциаций в коре выветривания грейзенизированных мраморов (*а* – зарисовка забоя, брекчии, *б* – стенки канавы)

1–5 **– продукты разных стадий выветривания грейзенизированных мраморов: *1* –флюорит-мусковитовые, *2* – гидромусковитовые, *3* – флюорит-каолинит-гидромусковитовые, *4* – каолинит-гидромусковитовые, *5* – каолинитовые; *6* – обломки кварцевых жил с оторочками мусковит-флюоритового грейзена; *7* – участки рыхлых пород, густо пропитанные гидроокислами марганца; *8* – различные продукты выветривания слабо грейзенизированных песчаников и сланцев; *9* – делювий и почва**

колумбитоносной коры выветривания это блоковые зоны жил гранитных пегматитов, для изумрудоносной коры – линзы и жилы плагиоклазитов, для коры выветривания грейзенизированных карбонатных пород – грейзенизированные мраморы. Детальное изучение формирующихся за их счет вторичных продуктов показало, что во всех отмеченных случаях выветривание полевых шпатов не заходило дальше образования по ним плохо окристаллизованного каолинита, а основной массы мусковита – образования гидромусковита или тонких сростков мусковита с каолинитом.

Таким образом, отмеченные коры выветривания, несмотря на сложность минерального состава и строения, являются генетическими аналогами кор выветривания эталонного каолинит-гидрослюдистого профиля.

Литература

1. *Болотов А.М., Бравина С.Б.* Минералого-геохимические особенности кор выветривания редкометальных гранитов на примере Приазовья и Кокчетавской глыбы. – В кн.: Литогеохимические методы поисков скрытого оруденения. М.: Наука, 1972.
2. *Бурков В.В.* Некоторые факторы образования месторождений редких элементов в корах выветривания. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
3. *Бурмин Ю.А.* Основные условия формирования элювиальных россыпей. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
4. *Григорьев Н.А.* Бериллий в экзогенном цикле. М.: Наука, 1978.
5. *Григорьев Н.А.* Особенности минералообразования при формировании колумбитоносных кор выветривания гранитных пегматитов и пегматоидных гранитов. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
6. *Григорьев Н.А., Айзикович А.Н., Шерстобитова Л.А.* Каолиновые образования изумрудоносной коры выветривания. – Докл. АН СССР, 1980, 253, № 4.
7. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.

УДК 550 : 553.068.3 (477)

Ф.В. Сухоруков, Э.П. Солотчина,
Б.Л. Щербов, Л.Д. Иванова

ГИПЕРГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ И ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

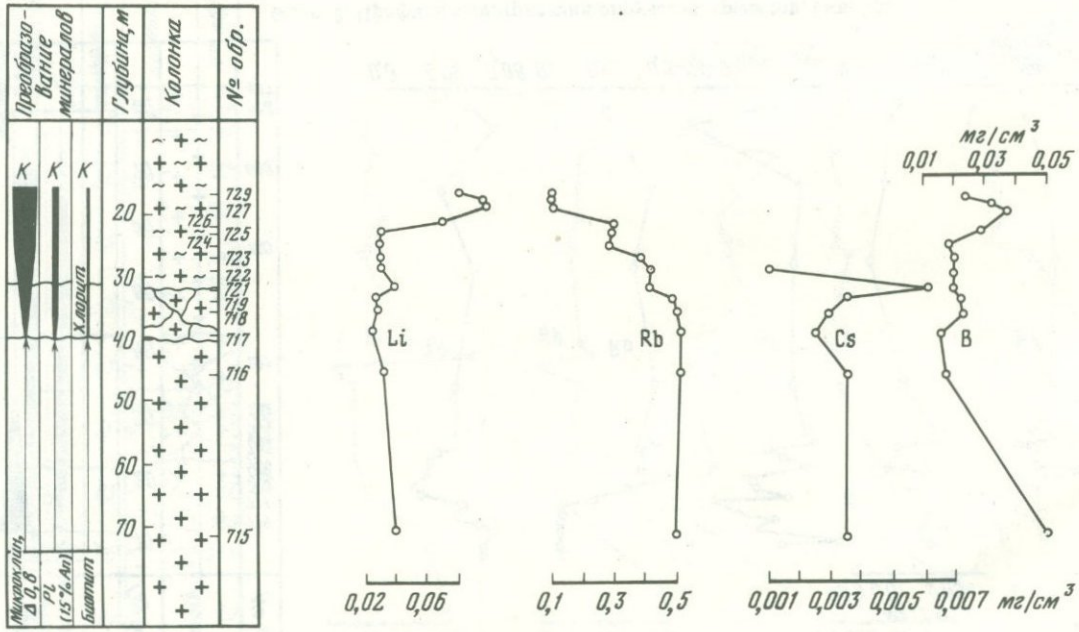
Процессы, протекающие при формировании кор выветривания, играют ключевую роль для познания многих вопросов геологии и геохимии зоны гипергенеза. Особенно велика их роль в разделении, концентрировании и рассеянии химических элементов и их дальнейшей судьбе в истории земной коры. В предлагаемой работе рассмотрено распределение и поведение в корах выветривания B, Be и редких щелочей. Для решения этих вопросов весьма важно знание особенностей минеральных превращений исходных пород в "конечный" продукт – каолинит, количественных соотношений новообразованных минералов и детальной характеристики их тонкой кристаллической структуры.

В этом сообщении мы остановимся на процессах минералообразования и геохимии редких элементов при формировании кор выветривания на кислых породах. Всего изучено более 50 разрезов, где в элювии сохраняется структура исходной породы, четко проявлена зональность профилей выветривания, уплотнение элювия незначительно или отсутствует. В качестве примеров таких разрезов выбраны коры выветривания на гранитах Украинского кристаллического щита и Кокчетавской глыбы, плагиогранитах Украинского щита и кварцевых порфирах Ангренской депрессии.

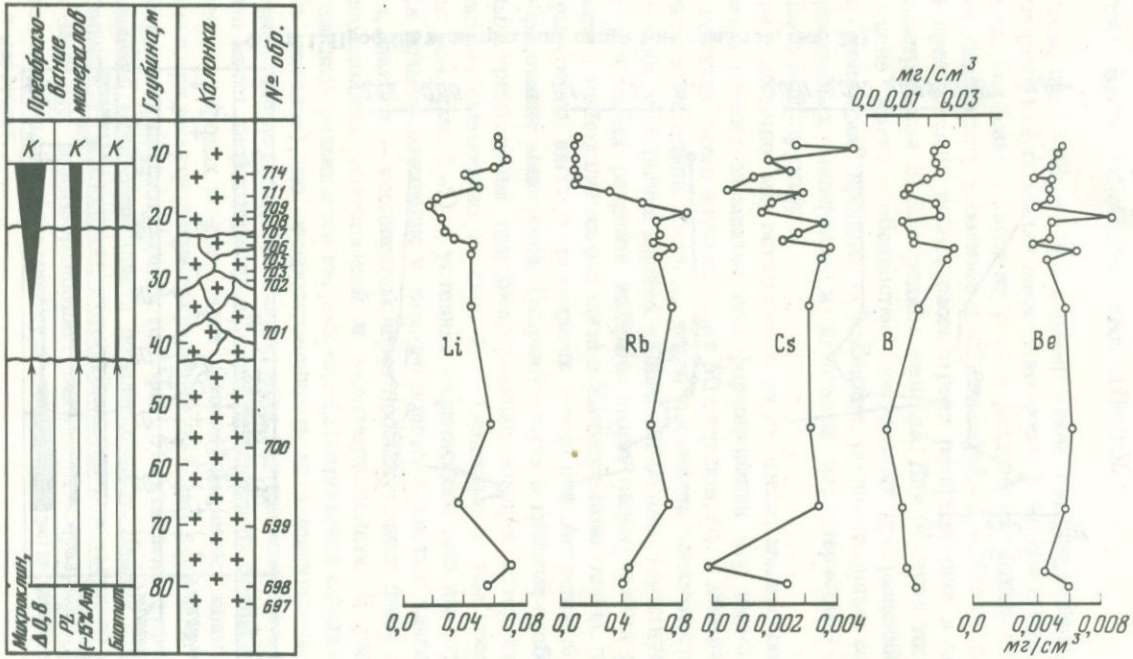
Преобразование минералов. Направленность и главные особенности минеральных превращений при выветривании кислых изверженных пород представлены схематично на фиг. 1–7. Основным путем преобразования гранитов (см. фиг. 1–5) в условиях украинского типа выветривания [7] является прямое замещение калиевого полевого шпата и плагиоклаза каолинитом, биотита – каолинитом через промежуточные фазы хлорита или смешанно-слойных образований и монтмориллонита. В ряде разрезов по плагиоклазу развивается гидрослюда (алюминиевая слюда с дефицитом калия в межслое), но распространенность ее незначительна. Образуется она в самом начале процесса выветривания, быстро замещаясь каолинитом. Основная масса диоктаэдрических слюд представлена серицитом, который отмечается в породах в переменных количествах, имеет эндогенное происхождение и при выветривании сохраняется по всему профилю.

Выветривание плагиогранитов (см. фиг. 6) начинается с преимущественного развития монтмориллонита по плагиоклазу. Наряду с ним в самом начале возникает и каолинит, который постепенно вверх по разрезу полностью замещает монтмориллонит. Биотит преобразуется в смешанно-слойные минералы биотит-вермикулитового типа, затем в монтмориллонит и далее в каолинит.

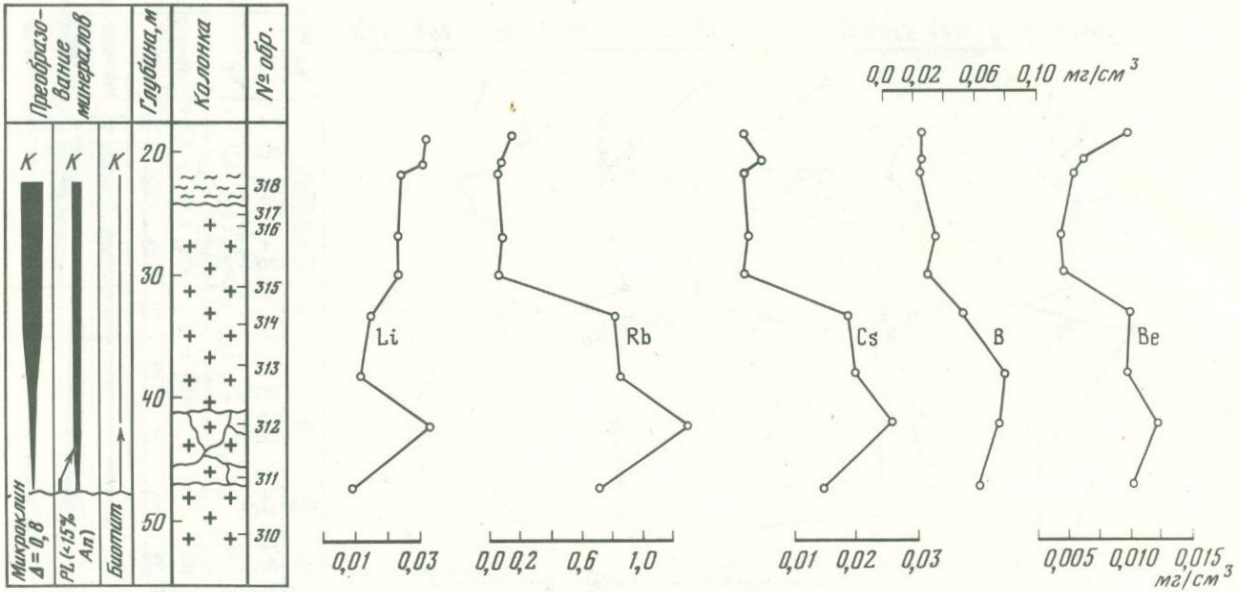
Преобразование кварцевых порфиров (см. фиг. 7) характеризуется интенсивным замещением вкрапленников полевого шпата гидрослюдой с параллельным развитием каолинита. Полные псевдоморфозы глинистых минералов по вкрапленникам полевого шпата в зоне дезинтеграции состоят



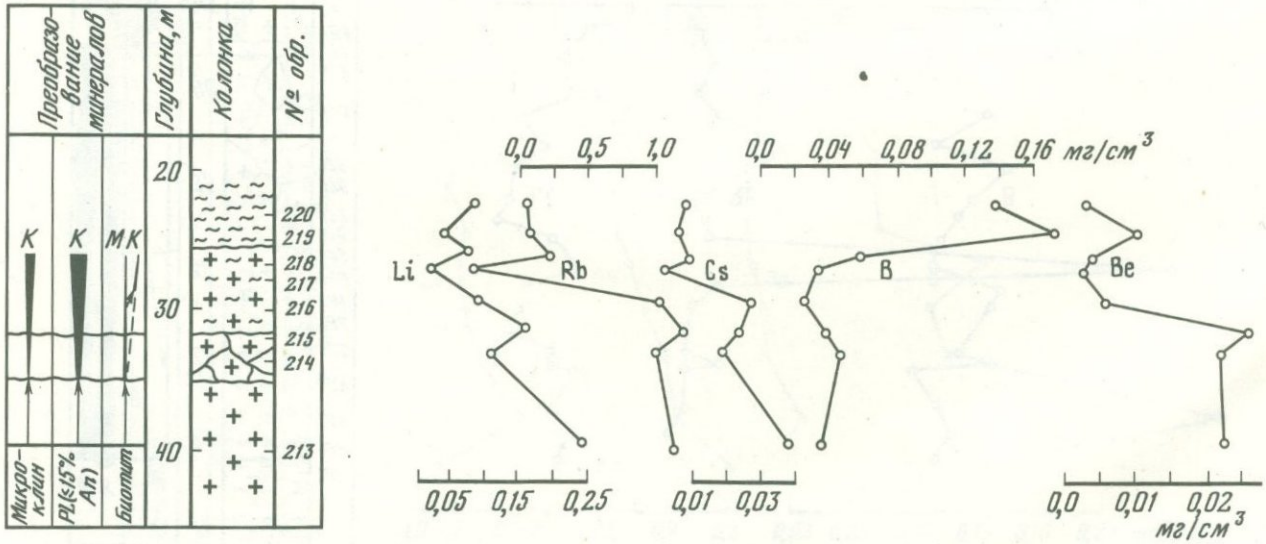
Фиг. 1. Профиль выветривания овручских гранитов, скв. 251



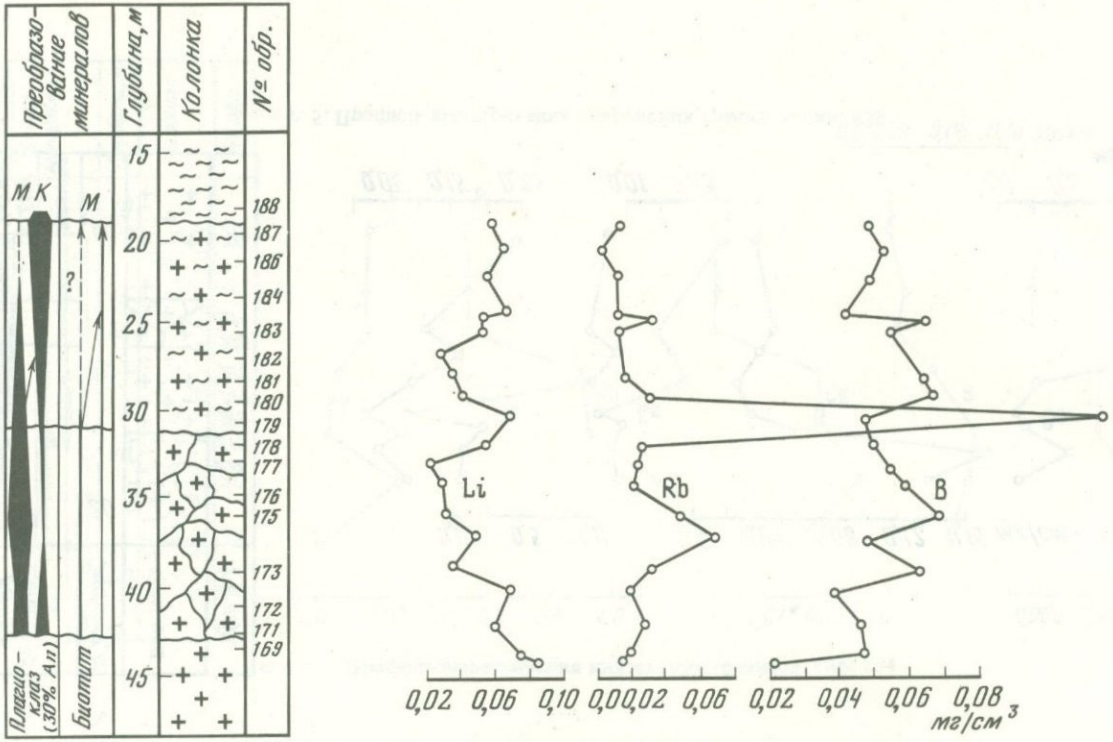
Ф и г. 2. Профиль выветривания овручских гранитов, скв. 252



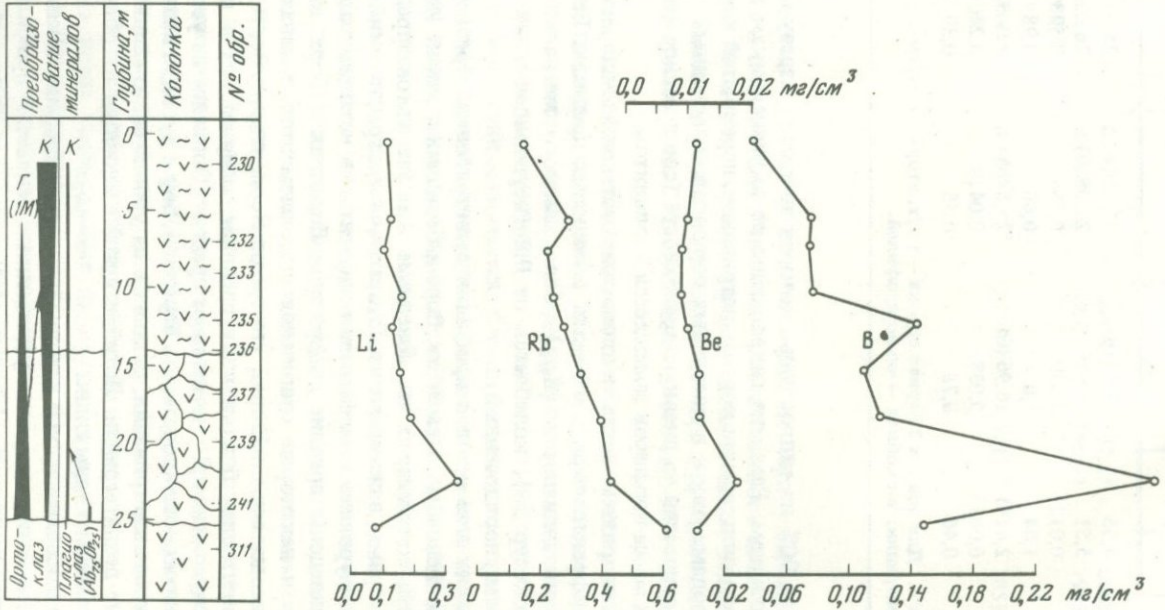
Ф и г. 4. Профиль выветривания князевских гранитов, скв. 754



Фиг. 5. Профиль выветривания лавровских гранитов, скв. 939



Фиг. 6. Профиль выветривания плагиогранитов, скв. 16 345



Фиг. 7. Профиль выветривания кварцевых порфиров, скв. III

Средние содержания редких элементов и некоторые их отношения в усредненном профиле выветривания гранитов

Зона профиля выветривания	Be	B	Li	Rb	Cs	Li/Mg	Li/Al, $n \cdot 10^{-3}$	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1. Исходная	4,55	15,46 (6)	31,6 (6)	260,1 (6)	5,14 (5)	0,0131	0,38	132,25	6669,2	50,6
2. Зона дезинтеграции	5,51	21,6 (6)	23,05 (6)	269,2 (6)	4,96 (5)	0,0073	0,27	145,98	7923,4	54,3
	0,0121	0,039	0,054	0,593	0,0108					
	1,04	1,0	0,66	0,98	0,73					
3. Зона глин	2,6 (4)	16,96 (6)	25,8 (6)	129,5 (6)	4,07 (4)	0,0089	0,262	121,23	3857,5	31,8
	0,0054	0,038	0,0478	0,240	0,0072					
	0,46	0,78	0,58	0,39	0,49					

Примечание. Для зон 2 и 3 первая строка – в г/т, вторая – мг/см^3, третья – коэффициент концентрации; в скобках – число профилей.

часто более чем на 90% из гидрослюды, которая вверх по разрезу быстро замещается каолинитом. Развитие гидрослюды по вкрапленникам наблюдается как в зоне дезинтеграции коры выветривания, перекрытой юрскими угленосными породами, так и в кварцевых порфирах, выведенных по бортам Ангренской депрессии на дневную поверхность (современное выветривание); основная масса порфиров замещается каолинитом.

Структурная упорядоченность каолинитов, установленная методами рентгеновской дифрактометрии, меняется в широких пределах. Величина коэффициента кристалличности ($K_{кр}$), определяемого методом косых рентгеновских текстур [4], колеблется от 0,2 (неупорядоченный каолинит) до 1,2 (весьма упорядоченный).

Поведение редких элементов в профилях выветривания. При изучении геохимии редких щелочных элементов, бора и бериллия в корах выветривания [1, 8–10] было отмечено, что поведение этих элементов определяется многими факторами, важнейшие из которых – петрографический состав исходных пород и уровень концентрации элементов в исходных породах.

В таблице приведены средние содержания бериллия и бора, лития и рубидия и цезия и некоторые отношения этих элементов в зонах коры выветривания кислых пород. Видно, что средние содержания Be, B, Li, Cs в изученных гранитоидах близки к их средним содержаниям в кислых породах [2], а содержания Rb превышают средние. Опираясь на усредненные данные, можно констатировать, что бериллий, бор и рубидий выносятся в целом из профиля выветривания, оставаясь на уровне содержания исходных пород в зоне дезинтеграции. Литий и цезий выносятся из обеих зон, но более интенсивно – из зоны глин.

Распределение этих элементов в каждом отдельном профиле показывает, что оно сложнее, чем это следует из усредненных данных. В профилях выветривания овручских гранитов Украинского щита Li и Rb имеют противоположные тенденции распределения (см. фиг. 1,2). Вынос Li из зоны дезинтеграции четко коррелируется с замещением биотита хлоритом, а накопление его в зоне глин – с интенсивным развитием каолинита. Распределение рубидия и цезия контролируется количеством серицита и

сохранностью калиевого полевого шпата. При уменьшении количества серицита и полном замещении калиевого полевого шпата каолинитом содержания Rb и Cs в профиле резко падают. Более высокие содержания редких щелочей и особенно накопление бора в профиле скв. 252 по сравнению с профилем скв. 251 обусловлены заметным количеством в нем серицита.

В продуктах выветривания гранитов Кокчетавской глыбы, так же как и в самих гранитах, содержания всех рассматриваемых элементов выше. На крупнозернистых гранитах Зерендинского массива (см. фиг. 3) развивается профиль выветривания, в котором все элементы, кроме Be, выносятся. В зоне глин ,отмечается некоторое их накопление по сравнению с зоной дезинтеграции, но уровень концентрации исходных пород не достигается (в глинистой зоне сохраняется 69% Li, 53% Rb, 35% Cs). Монотонное распределение элементов в глинистой части профиля выветривания согласуется с соотношениями серицита и каолинита.

На Князевском участке при выветривании мелко- и среднезернистых аплитовидных гранитов (см. фиг. 4) все элементы накапливаются в зоне дезинтеграции. Это связано с повышенным количеством серицита и развитием здесь гидрослюды. В зоне глин Li накапливается значительно, тогда как Rb, Cs, B, Be выносятся. Значительное накопление лития объясняется полной каолинизацией минералов исходных пород, причем каолинит имеет высокую степень упорядоченности структуры, что обеспечивает прочное удержание лития каолинитом. Вынос Rb и Cs из зоны глин связан с полным разложением биотита и калиевого полевого шпата.

Разрез коры выветривания на крупно- и грубозернистых биотитовых гранитах Лавровского участка (см. фиг. 5) представлен коренными породами и зоной дезинтеграции, обогащенной в верхней части глинистыми минералами. Здесь наблюдается активный вынос всех редких щелочей, что связано с интенсивным разложением биотита, который замещается каолинитом через смешанно-слойные минералы и монтмориллонит, а также частичным разложением калиевого полевого шпата. Интересно, что каолинит в этом профиле имеет исключительно низкую структурную упорядочен-

ность, что, вообще говоря, не свойственно каолинитам, развитым по гранитоидам. Бериллий в этом профиле также выносится, бор несколько накапливается в самых верхах разреза.

Породы профиля выветривания на плагиогранитах Побужья (см. фиг. 6) характеризуются низкими содержаниями Rb и Cs (Cs в породах не обнаружен, кроме одной пробы, а Rb почти в 40 раз меньше, чем в обычных гранитах). Литий вначале выносится, что отвечает превращению биотита в смешанно-слойные минералы (биотит-вермикулитового типа) и образованию монтмориллонита по плагиоклазу, а затем накапливается благодаря интенсивному развитию каолинита. Рубидий в зоне дезинтеграции удерживается монтмориллонитом, а в зоне глин намечается тенденция выноса Li и Rb. Бор накапливается вверх по разрезу, причем наиболее активно в зоне дезинтеграции, где он сорбируется монтмориллонитом.

Кварцевые порфиры и продукты их выветривания – гидрослюда и каолинит – на Ангренском месторождении (см. фиг. 7) характеризуются повышенным содержанием редких щелочей и бора. Бор распределяется в полном соответствии с количеством гидрослюды: накапливается в зоне дезинтеграции, где она составляет 70% и более среди новообразованных минералов, а вверх по разрезу, по мере замещения гидрослюды каолинитом, выносится. Бериллий в профиле выветривания распределен равномерно. Литий накапливается в продуктах выветривания и особенно в зоне дезинтеграции, тогда как рубидий монотонно выносится. Накопление лития в зоне дезинтеграции является необычным. Естественно допустить, что это связано с резкощелочными условиями выветривания, выразившимися в том числе в образовании значительного количества гидрослюды.

Изученные коры выветривания являются древними и перекрыты рыхлыми отложениями, чаще всего продуктами разрушения этих же кор. Связанные с образованием перекрывающих толщ наложенные процессы оказывают влияние на конечный результат распределения редких элементов в древних корах выветривания, особенно в их верхних частях. Наиболее показателен в этом отношении бор, который часто существенно накапливается в продуктах переотложения, сорбируясь из вод бассейна седиментации. В таких случаях, как правило, бором обогащаются и подстилающие эти осадки элювиальные продукты выветривания (например, Лавровский участок).

Детальное рассмотрение минеральных превращений при выветривании кислых пород показывает, что основным путем преобразования полевых шпатов в глинистые продукты является прямое замещение калиевого полевого шпата и плагиоклаза каолинитом. Принципиальное значение для формирования в зоне выветривания различных типов слоистых структур имеет отношение темпов выноса кремнезема и щелочей.

Расчеты относительной подвижности щелочей и Si за вычетом Si, связанного в кварце, показали, что формирование каолинита возможно в самые начальные стадии выветривания кислых пород. Однако самым важным доказательством прямого замещения калиевого полевого шпата каолинитом, механизм которого толкуется по-разному [5, 11], являются результаты электронно-микроскопического изучения каолинизированных калиевых полевых шпатов с использованием метода декорирования золотом. Средние плагиоклазы, которыми сложены плагиограниты Украин-

ского кристаллического щита, замещаются монтмориллонитом, по которому в дальнейшем развивается каолинит.

Гидрослюда обнаруживается микроскопическим и рентгеновским методами в зоне дезинтеграции, но ее мало, и она вверх по разрезу замещается каолинитом. Единственным исключением из этого правила является кора выветривания Ангренского месторождения, где гидрослюда широко развита по вкрапленникам полевых шпатов, однако вверх по разрезу она также быстро замещается каолинитом.

Часто принимаемый за гидрослюду серицит исключительно устойчив к выветриванию, хорошо сохраняется в профиле и замещается непосредственно каолинитом, минуя стадию гидратации [3].

Полученные данные по характеристикам тонкой кристаллической структуры каолинита показывают широкий диапазон колебаний их значений в зависимости от особенностей строения выветривающихся пород и путей его образования. Каолиниты, развитые по мелкозернистым гранитам с низким содержанием биотита и других темноцветных минералов, т.е. за счет полевых шпатов (в основном калиевого полевого шпата), имеют высокое значение $K_{кр}$ (1,2), нулевые значения микроискажений и большие размеры областей когерентного рассеяния. Каолиниты, развивающиеся по гранитам с заметным количеством темноцветных минералов и плагиогранитам, имеют среднюю или низкую степень кристалличности ($K_{кр}$ = = 0,65–0,2) и значительные микроискажения (до 0,37 Å), что связано со значительной долей каолинита, развивающегося по хлориту, смешанно-слойным минералам, гидрослюде и монтмориллониту, а также с присутствием щелочноземельных элементов, оказывающих влияние на формирование структуры каолинита. Следовательно, структурные характеристики каолинитов должны меняться в профиле выветривания. В верхних частях разреза $K_{кр}$ должен становиться выше, а микроискажения – уменьшаться, если количество несовершенного каолинита, развивающегося по промежуточным фазам, будет несущественным.

Распределение бора, бериллия и редких щелочей и основные особенности их поведения в профилях выветривания кислых пород в значительной мере определяются типом и количественными соотношениями глинистых минералов, включая серицит. Наиболее четко это проявляется для бора и лития. Бор накапливается в зоне дезинтеграции особенно интенсивно в тех профилях, где развиваются трехслойные глинистые минералы и прежде всего гидрослюда. Давно известно, что основным минералом-носителем бора в осадочных породах являются слюды и гидрослюды. Экспериментально доказано, что он изоморфно замещает алюминий и кремний в тетраэдрических позициях. Такая форма связи бора является основной и в корах выветривания, хотя слюды как минералы с переменным слоевым зарядом могут сорбировать бор. Так же, по-видимому, бор связан и с другими трехслойными минералами. Замещение трехслойных минералов каолинитом приводит к выносу бора из профиля выветривания, хотя в некоторых случаях эта тенденция сильно затушевана наложенными процессами. Каолиниты всегда содержат бор, и, как правило, более дисперсные и с менее упорядоченной структурой характеризуются более высокими его содержаниями.

Литий выносится из профиля выветривания кислых пород (исключе-

ние составляют кварцевые порфиры), причем преимущественно на начальных стадиях выветривания, а в зоне глин, где он прочно связан в каолините, накапливается по сравнению с зоной дезинтеграции. Допуская [8, 10], что литий, ион которого по размеру близок к иону алюминия в шестерной координации, входит в решетку каолинита, можно добавить, что наблюдается прямая зависимость между содержанием лития в каолинитах и степенью упорядоченности его структуры.

Рубидий ведет себя при выветривании прямо противоположно литию. Он почти всегда (за исключением Ангрена) накапливается в зоне дезинтеграции и выносится из зоны глин. Важно заметить, что эта закономерность сохраняется при больших колебаниях содержаний в исходных породах. Цезий в большинстве случаев, где он надежно определяется, ведет себя аналогично рубидию.

Уменьшение величин отношений K/Rb, K/Cs и Rb/Cs в зоне глин по сравнению с исходными породами свидетельствует о более энергичном выносе из профилей выветривания калия по отношению к рубидию и цезию и рубидия по отношению к цезию, что полностью соответствует направленному ряду уменьшения энергии гидратации щелочных и щелочноземельных элементов [6].

Рубидий и цезий должны удерживаться в профиле выветривания сильнее, чем калий, что и наблюдается в зоне дезинтеграции, где формируется основная масса трехслойных минералов и рубидий и цезий играют роль обменных оснований. Вынос из зоны глин объясняется тем, что рубидий и цезий из-за своего большого ионного радиуса не входят в структуру глинистых минералов.

Уровень содержания редких щелочей, особенно Rb и Cs, в исходных кислых породах может использоваться как индикатор автометасоматического и постмагматического изменения гранитных массивов или их отдельных частей, а также для отнесения гранитов к различным типам гранитоидов. В плагиогранитах, комагматичных с основными породами, содержание рубидия в 40 раз меньше, чем среднее для гранитов. Важно, что относительный вынос редких щелочей не зависит от содержания их в исходных породах, что может быть использовано при оценке концентраций их в выветривающихся гранитоидах.

Литература

1. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* Редкие щелочные металлы и стронций в корах выветривания гранодиоритов и некоторых других пород. – В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика). М.: ИМГРЭ, 1971, вып. 6.
2. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
3. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* О гидрослюдах осадочных пород. – В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970.
4. *Кринари Г.А.* О возможности использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.
5. *Куковский Е.Г.* Превращение слоистых силикатов. Киев: Наука. думка, 1973.
6. *Лебедев В.И.* Основы энергетическо-

го анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957.
7. *Лисицина Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
8. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А.* Геохимия лития в осадочном цикле. – Геохимия, 1970, № 2.
9. *Сухоруков Ф.В., Росляков Н.А., Щербов Б.Л.* Минералообразование и поведение бора, бериллия и золота в процессах выветривания силикатных пород. – В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия. Новосибирск: Наука, 1978.
10. *Хорстман Э.Л.* Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. – В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
11. *Финько В.И., Чекин С.С., Самотоин Н.Д.* Особенности каолинизации породообразующих силикатов в корах выветривания. – В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

УДК 550:553.068.3

В.М. Цибульчик, В.А. Пономарчук, Ю.Г. Шипицын

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЮГА СИБИРИ

В настоящее время поведение редких элементов в процессах выветривания изучено слабо. Состояние исследований по этой проблеме освещено в ряде публикаций [2, 3, 7]. Специальных работ по геохимии редких элементов в корах выветривания регионов, расположенных к востоку от Урала, опубликовано мало [1, 8]. В настоящей статье в сравнительном плане рассматривается поведение Nb, Ta, Zr, Hf в продуктах выветривания трех районов юга Сибири: Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан), предгорий Горного и Рудного Алтая, Енисейского кряжа. Изученные коры выветривания по возрасту мезо-кайнозойские, по составу относятся к каолиновому типу и сформированы на различных исходных породах.

Редкие элементы определены нейтронно-активационным и рентгенорадиометрическим методами. Их распределение в профилях выветривания анализировалось изообъемным методом, а поведение в процессе выветривания рассмотрено во взаимосвязи с изменениями содержаний породообразующих компонентов, прежде всего геохимически родственного элемента – титана. Глинистые минералы диагностированы и количественные соотношения между ними определены рентгенографическим методом.

На Кокчетавском поднятии изучены 15 профилей выветривания, сформированных на породах разного возраста и состава: девонских редкометальных гранитах орлиногорского комплекса, ордовикских биотит-роговообманковых гранитах Зерендинского массива и габбро-диоритах района г. Кокчетава. Кора выветривания распространена плащеобразно. В ней выделяются две зоны (снизу вверх): дезинтеграции (0,5–3,5 м); глинистого структурного элювия (5,0–10,0 м). Верхняя часть зоны глинистого структурного элювия нередко переотложена. Такие зоны в профилях выветривания характерны и для других изученных районов. На Кокчетавском поднятии коры выветривания перекрыты песчано-глинистыми осадками неоген-четвертичного возраста мощностью до 20 м, практически не затронуты вторичными процессами и не содержат продуктов наложенной минерализации.

Рассматривая распределение средних содержаний и коэффициентов концентрации редких элементов (табл. 1), отметим следующее. Максимальные средние содержания Nb (54,9 г/т) и Ta (6,0 г/т) устанавливаются в редкометальных гранитах орлиногорского комплекса, а минимальные содержания Ta (0,05 г/т) – в габбро-диоритах; в последних фиксируются также самые низкие концентрации Zr (52 г/т) и Hf (0,8 г/т). Собственные минералы Nb и Ta устанавливаются обычно как акцессории только в редкометальных гранитах орлиногорского комплекса; самый распространенный из них – колумбит. Основная масса Nb и Ta (80–90%) в исходных породах заключена, как правило, в слюдах (биотите, мусковите) и амфиболе. В гранитах Зеренды существенную роль в балансе этих элементов играют титановые минералы (сфен, ильменит), с которыми связано до 50–70% Na и Ta от их общего количества в породе. Zr и Hf во всех исходных породах концентрируются в основном в цирконе.

В изученных разрезах кор выветривания Кокчетавской глыбы Nb и Ta – относительно подвижные элементы. K_A Nb колеблется в пределах 0,4–0,7, а Ta – от 0,3 до 1. Миграция Nb и Ta, как показывает анализ фактического материала, происходит совместно с выносом всех породообразующих компонентов исходных пород. В большинстве изученных профилей выветривания Nb и Ta слабо отделяются от геохимически близкого элемента-гидролизата Ti. Zr и Hf во всех исследованных профилях выветривания Кокчетавской глыбы могут быть отнесены к числу инертных компонентов. K_A этих элементов изменяется в пределах 0,9–1,4. Характерно, что в разрезе коры выветривания орлиногорских гранитов и в отдельных зонах выветривания значения K_A для Zr несколько выше соответствующих значений K_A для Hf. Кроме того, в этих разрезах величина Zr/Hf выше, чем в исходных породах. Таким образом, при формировании элювия исходных пород и его отдельных зон иногда происходит несущественный вынос Hf, а Zr всегда накапливается. Определенная способность Hf к миграции в зоне гипергенеза отмечена при изучении осадков Таджикской депрессии [6]. В корах выветривания Белгородского района КМА [3] установлена дифференциация этих элементов при большей подвижности Zr.

В переотложенной коре выветривания K_A для изученных редких элементов близки к 1,0, изменяясь от 0,7 до 1,3. Таким образом, в процессе ближнего (делювиального, делювиально-пролювиального) переотложения элювиального материала заметное увеличение содержания редких элементов не происходит. Значительное увеличение содержаний Ti в переотложенных продуктах на орлиногорских (K_A = 4,25) и зерендинских (K_A = 2,27) гранитах следует связывать с их относительным обогащением титановыми минералами при переотложении и вымыванием глинистой части.

Распределение редких элементов по фракциям в изученных разрезах элювия (табл. 2) определяется формами их нахождения в исходных породах, а также минералогией гипергенных новообразований. В продуктах выветривания орлиногорских гранитов Ta концентрируется (до 55,7 г/т) во фракциях 0,05–0,01 мм, где, по данным минералогических исследований, сосредоточена основная масса минералов-концентраторов этого элемента (колумбит, титановые минералы, слюды). В элювии зерендинских гранитов, особенно в зоне глин, фракцией-концентратором этого

Таблица 1

Распределение редких элементов и титана в корах выветривания юга Сибири

Район	Разрез	Зона	Среднее содержание р.э. в исходных породах (зона I); K_A р.э. (зоны II–V)				
			Ti (164)	Ta (226)	Nb (393)	Zr (342)	Hf (168)
Кокчетавское поднятие (Северный Казахстан)	1	I	1500,0	54,9	6,0	134,3	5,4
		II	0,57	0,55	0,93	1,0	0,92
		III	0,57	0,52	0,53	1,30	0,92
		IV	0,57	0,53	0,60	1,27	0,92
		V	4,25	0,69	0,74	–	1,25
	2	I	1920,0	28,0	1,3	160,0	6,9
		II	0,80	0,39	0,26	1,31	1,00
		III	1,25	0,65	0,50	1,10	1,33
		IV	1,14	0,63	0,38	1,15	1,22
		V	2,27	1,00	1,30	1,00	–
	3	I	4500,0	–	0,05	52,0	0,8
		II	1,33	–	1,07	1,44	1,45
		III	0,85	–	0,57	1,28	0,92
		IV	0,95	–	0,71	1,29	1,08
Предгорья Горного и Рудного Алтая	1	I	1800,0	5,5	0,6	167,2	6,0
		II	1,01	3,00	2,31	0,81	–
		III	1,42	2,50	2,12	0,72	0,66
		IV	1,38	2,64	2,18	0,76	–
		V	0,36	0,98	1,05	0,94	–
	2	I	3720,0	1,7	0,5	177,6	–
		II	0,86	5,22	2,35	0,92	–
		III	1,06	10,00	1,64	0,92	–
		IV	1,02	8,91	1,78	0,92	–
		V	1,22	–	0,80	–	–
	3	I	2400,0	3,2	1,0	171,4	5,4
		II	1,11	5,42	1,07	0,86	0,85
		III	1,30	7,10	1,04	0,93	0,71
		IV	1,26	6,74	1,05	0,91	0,78
Енисейский кряж (Заангарский щелочной массив)	1	I	–	193,3	8,0	703,0	15,6
		II	–	0,73	0,77	0,63	0,49
		III	–	0,70	0,40	0,69	0,46
		IV	–	0,71	0,50	0,66	0,46
	2	I	–	80,0	3,9	600,0	12,0
		II	–	–	–	–	–
		III	–	0,52	0,40	0,60	0,55
		IV	–	–	–	–	–
	3	I	–	738,7	31,4	6996,0	128,3
		II	–	1,18	0,54	1,60	0,96
		III	–	0,49	0,25	0,60	0,57
		IV	–	0,68	0,38	0,97	0,72

Примечание. Разрезы коры выветривания. Кокчетавское поднятие: 1 – на гранитах орлиногорского комплекса; 2 – на гранитах Зерендинского массива; 3 – на габбро-диоритах района г. Кокчетава; предгорья Алтая: 1 – на гранитах из предгорий Горного Алтая; 2 – на диоритах и гранодиоритах из предгорий Горного Алтая; 3 – на гранитах из предгорий Рудного Алтая; Енисейский кряж: 1 – на ийолитах; 2 – на фойяитах; 3 – на пегматитах. Здесь и далее в таблицах: I – исходные породы; II – зона дезинтеграции; III – зона глинистого структурного элювия; IV – непереотложенная кора выветривания (в целом); V – переотложенная кора выветривания; K_A – коэффициент концентрации, представляющий отношение средних содержаний элемента (в мг/см^3) в зонах II–IV к соответствующим содержаниям в зоне I, K_A в зоне V рассчитаны по отношению к средним содержаниям (в мг/см^3) элементов в зоне IV; в скобках у индекса элемента – общее число анализов; прочерк – данные отсутствуют.

Таблица 2

Распределение по фракциям редких элементов и титана (в г/т) в продуктах выветривания Северного Казахстана

Зона	Исходные пробы, фракции (в мм)	Граниты орлиногорского комплекса			Граниты зерендинского комплекса			Габбро-диориты		
		(55)	(55)	(55)	(70)	(70)	(70)	(48)	(38)	(40)
II	Исходные пробы	480,0	6,0	5,7	2400,0	0,4	7,9	0,05	136,0	1,8
	> 0,05	420,0	4,4	5,2	1740,0	0,3	66,6	0,06	–	1,7
	0,05–0,01	2040,0	55,7	25,0	2400,0	0,3	23,0	0,03	100,0	1,8
	0,01–0,001	2400,0	50,5	12,2	5760,0	0,4	3,3	0,04	79,0	2,2
	< 0,001	1200,0	29,4	13,4	4680,0	0,5	4,1	0,03	–	1,6
III	Исходные пробы	1500,0	8,8	7,5	3600,0	1,0	13,8	0,05	116,3	1,4
	> 0,05	1080,0	5,4	5,4	3960,0	1,3	16,3	0,04	185,1	1,6
	0,05–0,01	2700,0	23,8	20,2	2580,0	0,6	20,7	0,06	87,1	1,6
	0,01–0,001	2880,0	19,7	8,7	3300,0	0,5	2,5	0,05	90,0	1,2
	< 0,001	1080,0	19,6	12,4	2280,0	0,4	2,9	0,02	67,1	0,9
V	Исходные пробы	6960,0	6,5	9,4	7260,0	0,9	–	–	–	–
	> 0,05	6360,0	3,7	3,2	18180,0	0,3	–	–	–	–
	0,05–0,01	9480,0	19,8	33,1	8400,0	1,8	34,9	–	–	–
	0,01–0,001	10320,0	12,2	15,6	9300,0	1,7	12,2	–	–	–
	< 0,001	5940,0	7,9	9,6	2400,0	0,8	4,3	–	–	–

элемента является самая крупная фракция (> 0,05 мм), обогащенная сфеном и ильменитом, в которых сосредоточена преобладающая масса Ta исходных пород. В профиле выветривания на габбро-диоритах Ta не концентрируется ни в одной из выделенных фракций, что связано с рассеянной формой его нахождения в исходных породах. Ti распределяется по фракциям примерно так же, как и Ta. Как показывают соответствующие расчеты, в изученных разрезах элювия фракциями-носителями Ta являются фракции > 0,01 мм. С ними связано 55,3–96,0% Ta от его количества в исходных пробах. Максимальное количество Ta (44,7%), связанное с тонкими фракциями (< 0,01 мм), устанавливается в зоне глин на габбро-диоритах. Таким образом, рассеянная форма нахождения Ta в исходных породах благоприятствует концентрации этого элемента в глинистых продуктах выветривания. В переотложенных корах выветривания в связи с повышением "глинистости" слагающего их материала доля Ta, связанного с тонкими фракциями, выше, чем в подстилающем элювии, и может достигать 84,6%. Hf во всех разрезах элювия и переотложенных кор выветривания определенно концентрируется и накапливается во фракциях 0,05–0,01 мм, где сосредоточен главный минерал-концентратор этого элемента – циркон. Минимальные содержания Hf устанавливаются в тонких фракциях.

Фракции < 0,001 мм, по данным рентгеноструктурного анализа, во всех изученных разрезах сложены практически только глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом) в разных количественных пропорциях. Анализ соотношений Ti и Ta, Zr и Hf в этих фракциях в сопоставлении с таковыми в исходных пробах позволяет отметить следующее (см. табл. 2). Степень концентрации Ta и Hf во фракциях < 0,001 мм определяется уровнем содержаний этих элементов в исходных породах.

Поэтому максимальные концентрации Ta и Hf в самых тонких фракциях (до 29,4 и 13,4 г/т соответственно) установлены в профилях выветривания редкометальных орлиногорских гранитов. Во всех изученных профилях выветривания наибольшее накопление Ti и Ta, Zr и Hf во фракциях < 0,001 мм происходит в зонах дезинтеграции. Именно в этих зонах отношения содержаний указанных элементов во фракциях < 0,001 мм к их содержаниям в исходных пробах максимальны и всегда выше соответствующих отношений в зонах глин. Это объясняется тем, что в зонах дезинтеграции фракции < 0,001 мм сложены в значительной части не каолинитом, а гидрослюдой и монтмориллонитом, аккумулирующая способность которых в отношении указанных элементов выше, чем у каолинита [4]. Поэтому можно считать, что гидрослюда и монтмориллонит в большей мере, чем каолинит, благоприятствуют накоплению редких элементов в глинистом материале кор выветривания.

В предгорьях Горного и Рудного Алтая исследованы 26 разрезов кор выветривания палеогенового возраста, образованных на пермских гранитах, гранодиоритах и диоритах калбинского комплекса. Характерная особенность геологической позиции элювиальных образований из предгорий Алтая состоит в том, что они перекрыты мощной (до 200 м) толщей глин, песков и супесей неоген-четвертичного возраста и по геологическим условиям залегания аналогичны корам выветривания Украинского щита. В них более существенно проявлены вторичные наложенные процессы, заметно изменившие картину распределения изученных редких элементов в первичном элювиальном материале.

В исходных породах (см. табл. 1) следует отметить прежде всего невысокие содержания Nb и Ta, не образующих собственных минералов.

Характерно также, что в диоритах и гранодиоритах Горного Алтая, а также в гранитах Рудного Алтая заметную роль в балансе Nb и Ta играют минералы Ti (ильменит, сфен). С ними в диоритах (гранодиоритах) связано до 30%, а в гранитах Рудного Алтая – до 30–50% Nb и Ta от их общего количества в названных породах. Zr и Hf связаны главным образом с цирконом.

Во всех разрезах элювия из предгорий Алтая характерно значительное накопление Nb и Ta, причем Nb концентрируется в большей мере, чем Ta. Это подтверждается соответствующими значениями K_A для этих элементов (см. табл. 1). Факты преимущественного накопления Nb по сравнению с Ta при выветривании отмечались рядом исследователей [2, 5] и объяснялись предпочтительной аккумуляцией Nb гидроокислами Fe. Возможно, что по этой причине в изученных профилях выветривания также происходит большее накопление Nb, нежели Ta. Это предположение подтверждается тем, что во всех разрезах элювия четко фиксируется накопление окисного Fe, причем K_A этого элемента, изменяющиеся в пределах 1,91–4,27, по величине близки K_A для Nb и Ta. Близкие K_A для Nb, Ta и окисного Fe отмечались в коре выветривания гранитов Украинского щита [5], залегающей в сходной геологической обстановке. Можно полагать, кроме того, что значительное накопление Nb и Ta в корах выветривания из предгорий Алтая связано также с возможной миграцией этих элементов из перекрывающих осадочных отложений, нередко содержащих залежи бокситов с повышенным содержанием Nb и Ta. Zr и Hf, связанные с устойчивым к выветриванию цирконом, являются слабоподвижными элементами при выветривании. Характерно, что в изученных разрезах из предгорий Алтая, как и в элювии Кокчетавского поднятия, K_A для Zr выше K_A для Hf, и, кроме того, в них величина Zr/Hf больше, чем в исходных породах. Это свидетельствует о разделении этой пары элементов при большей подвижности Hf. В переотложенной коре выветривания K_A для изученных редких элементов близки к 1,0. Таким образом, переотложенные выветрелые продукты из предгорий Алтая, как и на Кокчетавском поднятии, наследуют концентрации этих элементов, установленные в подстилающем элювии. Резкое снижение концентраций Ti в продуктах переотложения гранитов Горного Алтая (K_A = 0,36) объясняется тем, что низкие содержания минералов этого элемента в исходных гранитах и элювии при переотложении существенно разубоживаются кварцевым материалом.

Характерная особенность распределения Ta по фракциям в элювии гранитов из предгорий Горного Алтая, связанная с рассеянием его в минералах исходных пород, состоит в том, что этот элемент концентрируется и накапливается (до 62%) в самых тонких фракциях (0,01 мм), где его содержания в 2 раза выше, чем в исходных породах (табл. 3). Zr и Hf определенно концентрируются и накапливаются во фракции 0,05–0,01 мм, где сосредоточен циркон – главный минерал-концентратор этих элементов. Минимальные содержания Zr и Hf, как и в выветрелых продуктах Кокчетавского поднятия, устанавливаются в тонких фракциях. Максимальные содержания Ti и Ta в элювии гранитов из предгорий Рудного Алтая (табл. 4) установлены в крупных фракциях ($>$ 0,05 мм), где накапливается сфен, концентрирующий значительные количества этих элементов. Zr и Hf, как и во всех предыдущих разрезах, концентрируются во фрак-

Таблица 3

Распределение по фракциям редких элементов и титана (в г/т) в зоне глин из элювия гранитов (предгорья Горного Алтая)

Исходные пробы, фракции (в мм)	Ti (35)	Ta (74)	Zr (25)	Hf (34)
Исходные пробы	3240,0	0,6	170,0	5,7
> 0,05	3480,0	0,3	103,2	4,9
0,05–0,01	2280,0	0,7	641,1	18,4
0,01–0,001	3840,0	1,3	200,8	4,2
0,001	2580,0	1,2	100,1	4,2

Таблица 4

Распределение по фракциям редких элементов и титана (в г/т) в элювии гранитов (предгорья Рудного Алтая)

Зона выветривания	Исходные пробы, фракции (в мм)	Ti (35)	Ta (31)	Zr (31)	Hf (35)
II	Исходные пробы	3000,0	0,4	177,6	5,6
	> 0,05	3060,0	0,5	243,3	6,9
	0,05–0,01	2760,0	0,9	290,0	10,0
	0,01–0,001	1500,0	0,4	229,5	6,7
	< 0,001	3180,0	0,6	81,5	4,6
III	Исходные пробы	5760,0	0,7	214,6	5,8
	> 0,05	8820,0	–	–	7,2
	0,05–0,01	6300,0	1,2	747,5	30,4
	0,01–0,001	4140,0	0,8	171,8	6,1
	< 0,001	4500,0	0,8	120,8	5,9

циях 0,05–0,01 мм, где накапливается устойчивый к выветриванию циркон – основной аккумулятор этих элементов. Анализ данных по распределению изученных редких элементов во фракциях (см. табл. 3, 4) позволяет отметить также еще одну характерную деталь: в элювии гранитов из предгорий Алтая отношения содержаний Ti и Ta, Zr и Hf в самых тонких фракциях (< 0,001 мм), сложенных глинистыми минералами, к их содержаниям в исходных пробах всегда больше единицы только для Ta, изменяясь от 1,0 до 2,0. Для Ti, Zr и Hf эти отношения, как правило, меньше единицы. Можно полагать поэтому, что Ta предпочтительнее, чем Ti, Zr и Hf, аккумулируется глинистым веществом продуктов выветривания.

В пределах Енисейского кряжа изучена площадная верхнемеловая–эоценовая кора выветривания, развитая на щелочных породах Заангарского массива. Кора выветривания здесь имеет мощность до 25–30 м и обычно перекрыта маломощным чехлом четвертичных делювиальных отложений.

Характерная особенность распределения редких элементов в исходных породах массива (ийолитах, фойяитах, пегматитах) состоит в том, что Nb,

Ta, Zr и Hf распространены в широком спектре различных породообразующих и акцессорных минералов, имеющих довольно сложный состав и весьма неустойчивых в условиях выветривания. Так, Nb, помимо собственных минералов (главным образом пирохлора, реже – колумбита, эшинита, эвксенита), присутствует также в породообразующих (эгирине, арфведсоните, лепидомелане) и акцессорных минералах (велерите, астрофиллите, церий-манганите, тодороките, ильмените, сфене). Zr входит в состав более 20 минералов; из них наиболее распространены циркон, эвдиалит, катаплеит, минералы группы велерита, гельциркон; в небольших количествах (до 1,7%) Zr содержится в астрофиллите, сфене, ильмените, тодороките, эгирине, арфведсоните. Обычен изоморфизм Zr с Hf, Ti, Nb, Ta. Характерно также, что Ta и Hf, обычно сопровождающие геохимически родственные элементы – Nb и Zr, присутствуют в сравнении с ними в резко подчиненном количестве. Данные табл. 1 показывают, что на Енисейском кряже самые высокие концентрации Nb, Ta, Zr и Hf устанавливаются в пегматитах.

В изученных профилях выветривания происходит в основном вынос редких элементов: K_A этих элементов обычно менее единицы. Лишь в зоне дезинтеграции пегматитов K_A для Nb и особенно для Zr выше единицы. Это, вероятно, следует связывать с высоким содержанием и чрезвычайно неравномерным распределением минералов-концентраторов этих элементов в пегматитах, а также с тем обстоятельством, что в зоне дезинтеграции эти минералы-концентраторы подвергнуты лишь начальным изменениям с несущественным освобождением и выносом Nb и Zr. Характерно также, что K_A для Nb и Zr всегда выше соответствующих значений K_A для геохимически родственных элементов – Ta и Hf. Поэтому величины отношений Nb/Ta и Zr/Hf в продуктах выветривания всегда выше, чем в исходном субстрате. Таким образом, на примере изучения профилей выветривания щелочных пород Заангарского массива видно, что рассеяние изученных редких элементов в неустойчивых породообразующих и акцессорных минералах исходных пород способствует возникновению при выветривании миграционноспособных форм этих элементов и и разделению геохимически родственных пар Nb–Ta, Zr–Hf.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Поведение изученных редких элементов в продуктах выветривания в значительной мере определяется формами их нахождения в исходных породах, а также характером гипергенного минералообразования. Присутствие Nb, Ta, Zr, Hf в устойчивых минеральных формах существенно снижает миграционную способность этих элементов при выветривании. Гидрослюда и монтмориллонит, обладающие большей аккумулирующей способностью, чем каолинит, благоприятствуют накоплению редких элементов в глинистом материале кор выветривания. При выветривании происходит также разделение геохимически родственных пар Nb–Ta, Zr–Hf.

2. Наложенные вторичные процессы, а также переотложение выветрелого материала могут существенно изменять первичное распределение редких элементов в элювиальных продуктах.

3. В изученных районах исследованные коры выветривания каолинового типа сформированы на породах с низкими содержаниями редких

элементов, близкими к кларкам, и повышенных концентраций этих элементов не содержат. Поэтому можно считать, что при выветривании каолинового типа на породах с околокларковым содержанием редких элементов не возникает условий, способствующих их значительной концентрации в элювиальных продуктах.

4. Установленные особенности распределения редких элементов в изученных корах выветривания могут быть использованы при геохимических поисках редкометальных концентраций по вторичным ореолам.

Литература

1. *Болотов А.Н., Бравина С.Б.* Редкометальные коры выветривания Приазовья и Кокчетавской глыбы. – В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
2. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания. – Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4.
3. *Бурков В.В., Чеховских Е.Г.* Редкие и малые элементы в корах выветривания и бокситах. – В кн.: Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976.
4. *Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Лукашев В.К.* Геохимическое изучение земной коры. Минск: Наука и техника, 1977.
5. *Пачаджанов Д.Н.* Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе: Дониш, 1975.
6. *Пачаджанов Д.Н.* Геохимия красноцветных меловых отложений Таджикской депрессии. М.: Наука, 1981.
7. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. – Геохимия, 1965, № 2.
8. *Цибульчик В.М., Пономарчук В.А.* Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корах выветривания из предгорий Алтая. – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5.

УДК 551.311.231 :553.463 (574.3)

А.К. Мазуров, Г.С. Букуров, Р.П. Козодоева

ОБ АГРЕГАТИВНЫХ ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ГЛИНАХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (Центральный Казахстан)

Среди многообразия экзогенных месторождений, связанных с корами выветривания, самостоятельное значение приобретают вольфрамоносные коры на скарново-грейзеновых вольфрамовых месторождениях, выявленные в Центральном Казахстане.

Скарново-грейзеновое, преимущественно шеелитовое оруденение изученного месторождения локализовано в надинтрузивной зоне лейкократовых гранитов акчатауского комплекса. В структурном отношении месторождение представляет собой грабен-синклиналь, вытянутую в северо-восточном направлении. Центральная часть структуры сложена известняками, алевролитами и песчаниками фаменского возраста, внешняя – туфами дацитовых, липарито-дацитовых и липаритовых порфиров с прослоями песчаников и алевропесчаников франского возраста [1, 4].

Руды месторождения, с которыми связана рассматриваемая кора выветривания, комплексные, в основном вольфрам-молибденовые, разделен-

ные по генетическим признакам на три типа: штокверковые, скарново-грейзеновые и развитые по ним вольфрамсодержащие руды коры выветривания. Линейная вытянутость коры выветривания совпадает с простиранием грабен-синклинали и прослеживается на протяжении 4 км.

Глубина химического выветривания колеблется от 5 до 200 м. Нижняя граница коры выветривания неровная, с максимальным погружением в северной и южной частях участка (фиг. 1). Кора выветривания имеет зональное строение, обусловленное процессами взаимодействия исходных пород с водами различного происхождения. Образованные в результате новые минеральные ассоциации являются отражением той или иной среды минералообразования, а текстурно-структурные особенности минералов чаще свидетельствуют о псевдоморфном замещении исходных пород.

Профиль коры выветривания включает следующие зоны (снизу вверх): дезинтеграции; галлуазит-монтмориллонит-гидрослюдистую (с подзонами гидрослюдистой, бейделлит-монтмориллонитовой и монтмориллонит-гидрослюдистой); охристо-каолиновую. Минеральный состав зон и подзон коры выветривания показан в табл. 1, 2.

Трехокись вольфрама в монтмориллонит-галлуазитовой и бейделлит-монтмориллонитовой подзонах охристо-каолиновой зоны в основном связана с наиболее тонкими классами –0,04, +0,01 и < 0,01 мм; в подзоне гидрослюд – с классами +10, (–10)–(+5) и (–0,04)–(+0,01) мм. В монтмориллонит-галлуазитовой и бейделлит-монтмориллонитовых подзонах охристо-каолиновой зоны трехокись вольфрама в основном приурочена к минералам глин, в подзоне гидрослюд она связана с шеелитом. Наибольший как научный, так и практический интерес представляет нахождение вольфрама в глинистой части коры.

Для выявления агрегативных форм нахождения вольфрама в глинистых минералах были проведены электронно-микроскопические, электронно-зондовые и рентгеноструктурные исследования. Удалось установить, что в глинах вольфрам находится в субмикроскопических бесструктурных коллоидных образованиях совместно с окислами и гидроокислами железа и марганца.

Наиболее трудными для исследования объектами явились не дающие микродифракционных картин микрошаровидные, "цепочечные" обособления, наблюдаемые среди глинистой фракции (фиг. 2, см. вкл.). Размеры отдельных обособлений чрезвычайно малы – 100–160Å. Микроконкреции сложены гелями железо-марганцево-фольфрамового состава. Такие образования могли возникнуть в результате каогуляции растворов, в которых присутствовала вольфрамовая кислота.

Агрегативное состояние микроконкреций вольфрама, железа и марганца, а также факт их глубокой консервации в глинистых минералах свиде-

Ф и г. 1. Схематическая карта и геологический разрез вольфрамоносной коры выветривания

1 – четвертичные отложения – суглинки, пески; *2* – глины неогена; *3–7* – зоны и подзоны вольфрамоносной коры выветривания: *3* – охристо-каолиновая, *4* – монтмориллонит-галлуазитовая, *5* – бейделлит-монтмориллонитовая, *6* – гидрослюд, *7* – дезинтеграции; *8–12* – отложения девона: *8* – переслаивание алевролитов и мраморизованных известняков, *9* – туфы липаритового состава, *10* – алевропесчаники, *11* – туфы андезитового состава, *12* – туфы дацитового состава; *13* – граниты акчатауского комплекса; *14* – тектонические нарушения; *15* – скважины

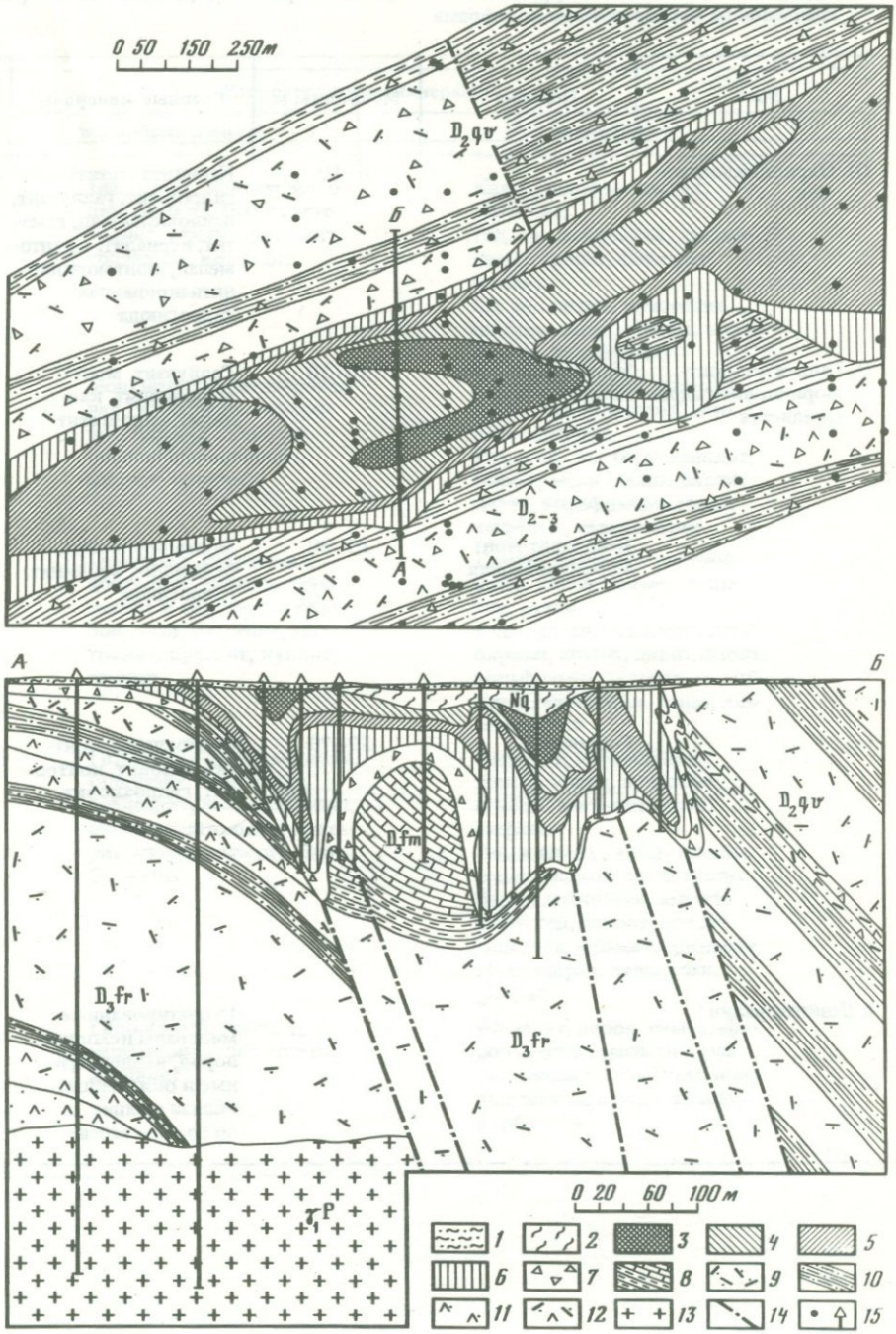

0 50 150 250m
D_2qv
Б
D_{2-3}
А
А
Б
Nq
D_3fm
D_2qv
D_3fr
D_3fr
γP_1
0 20 60 100 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Таблица 1

Минеральный состав вольфрамоносной коры выветривания, развитой на скарново-грейзеновом месторождении вольфрама

Зона	Подзона	Мощность, м	Главные минералы	Второстепенные минералы	
				новообразованные	реликтовые
III. Охристо-каолиновая		0–10	Каолинит, гетит, гидрогетит, галлуазит, псиломелан-вад, гематит, вернадит, криптомелан, монтмориллонитизированная гидрослюда	Бейделлит, монтмориллонит, гиббсит, бемит, моттрамит, вюстит, русселит, голландит, корнадит	Кварц, полевые шпаты, магнетит Ред. зн.: лейкоксен, халькопирит, гранат, флюорит, шеелит Ед. зн.: пирит, муассонит, циркон, барит, эпидот, волластонит, вольфрамит
II. Галлуазит-монтмориллонит-гидрослюдистая	Монтмориллонит-галлуазитовая	20–50	Галлуазит, монтмориллонит, каолинит, гидрогетит	Монтмориллонитизированная гидрослюда, нонтронит, диккит, халцедон, опал, псиломелан-вад, куприт, тенорит	Гранат, флюорит, полевой шпат, кварц, шеелит, циркон, магнетит Ред. и ед. зн.: барит, эпидот, апатит, молибденит, биотит, пирит, вольфрамит, топаз, амфибол, халькопирит
	Бейделлит-монтмориллонитовая	10–30	Монтмориллонит, бейделлит, каолинит, гидрослюда	Галлуазит, гидрогетит, нонтронит, гидроокислы железа и марганца, халцедон, опал, русселит, моттрамит, пухерит, куприт, вюстит	Гранат, флюорит, полевой шпат, кварц, магнетит, шеелит, рутил Ред. и ед. зн.: халькопирит, циркон, апатит, пирит, барит, вольфрамит, галенит, молибденит, халькозин, топаз, ильменорутил
	Гидрослюд	50–70	Гидрослюда, монтмориллонит, нонтронит, гидрохлорит	Гидромусковит, каолинит, галлуазит, гидрогетит, бейделлит, халцедон, опал, русселит, штольцит, пухерит, куприт, вюстит, базобисмутит	Флюорит, полевой шпат, гранат, кварц, мусковит, шеелит, магнетит, сфен, амфибол Ред. и ед. зн.: халькопирит, топаз, циркон, молибденит, барит, лейкоксен, апатит, пироксен, эпидот, цоизит, гипс, вольфрамит, сфалерит, арсенопирит, халькозин, галенит
I. Дезинтеграции			Гидратированные минералы исходных пород, выщелоченные и окисленные вблизи трещин и по граням зерен	Гидрослюда, серицит, монтмориллонит, яшмы, каолинит	Флюорит, пироксены, амфиболы, сфен, магнетит, апатит, шеелит, сульфиды, полевые шпаты, слюды, гранаты, карбонаты

Таблица 2

Геохимические особенности вольфрамоносной коры выветривания на скарново-грейзеновом месторождении вольфрама

Зона	Подзона	Геохимические параметры					Распределение вольфрама по минеральным формам				
		коэффициент выщелачивания	коэффициент разложения	коэффициент ферритизации	коэффициент окисления	коэффициент концентрации	Общее содержание WO_3, вес.%	шеелит	тунгстит	тунгомелан	тонкодисперсная приуроченная к минералам глин	вольфрамит, гюбнерит и другие минералы вольфрама
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
III. Охристо-каолиновая		0,03	16,0	3,40	2,50	6,39	0,991/100	0,045/4,3	0,030/2,9	0,188/18,09	0,70/67,4	0,076/7,3
II. Галлуазит-монтмориллонит-гидрослюдистая	Монтмориллонит-галлуазитовая	0,186	3,26	2,97	2,40	3,763	0,583/100	0,024/4,12	0,051/8,75	0,050/6,02	0,437/74,96	0,019/3,26
	Бейделлит-монтмориллонитовая	0,64	0,30	2,40	1,45	2,45	0,381/100	0,050/13,12	0,062/16,27	0,02/5,25	0,225/59,05	0,02/5,25
	Гидрослюд	0,80	0,18	1,62	1,18	3,12	0,484/100	0,324/66,94	0,066/13,64	0,02/1,55	0,079/16,32	0,02/1,55
I. Дезинтеграции		—	0,17	—	—	0,93	0,144/100	0,123/85,42	0,02/3,64	0,02/3,64	0,02/3,64	0,02/3,64

Примечание. 3–13 – в числителе содержание WO_3 (в вес. %); в знаменателе – доля WO_3 в разных минералах (в %).

Таблица 3

Результаты выщелачивания щавелевой кислотой глинистой фракции вольфрамоносной коры выветривания (без разрушения кристаллических решеток глинистых минералов)

№ пробы	Содержание, %							
	в исходном материале				после выщелачивания			
	WO_3	Fe	Mn	CaO	WO_3	Fe	Mn	CaO
5	0,80	8,0	1,40	Не ан.	0,06	5,0	0,01	Не ан.
13	0,48	6,2	0,089	0,12	0,16	3,6	0,049	0,12
57	0,99	7,60	1,514	2,17	0,16	3,80	0,356	2,17

Анализы выполнены в Центральной лаборатории ЦКПГО. Аналитик Р.П. Козодоева.

тельствуют о разложении скарнов до гидроокислов алюминия, кремния и железа с последующей их коагуляцией и синтезом смешанно-слойных минералов. Характеризуемые вольфрамоносные коры по минеральному составу относятся к глинистому типу – зоне незавершенного выветривания (каолинит-монтмориллонит-бейделлитовой), формируемой при pH среды 5–8,5. В то же время в корах присутствуют в большом количестве

гидроокислы железа и марганца, которые должны соосаждаться в среде с pH 3–5. Данное противоречие устраняется, если учесть, что в первичных скарново-грейзеновых рудах присутствовали сульфиды и флюорит, создававшие при разложении в зоне корообразования сильнокислую среду, в которой коагулировали гидроокислы железа и марганца. На втором этапе корообразования, характеризуемом полным разложением сульфидов, кислые растворы постоянно нейтрализовались вмещающими скарны карбонатами. В этот период при pH среды 5–9 формировались смешанно-слойные алюмосиликаты, которые, коагулируя, обволакивали и консервировали ранее выпавшие из раствора железо-марганцевые конкреции, содержащие вольфрам.

Изучение минеральных форм нахождения вольфрама в коре оказалось сложной проблемой из-за особенностей его агрегативного состояния. В данной работе ставилась задача показать, что вольфрам в коре выветривания находится в минеральных формах, отличных от его минерального состава в первичных рудах (где он присутствует главным образом в виде шеелита и частично гюбнерита). Таким образом, в коре выветривания преобразование первичных минералов вольфрама не ограничивается их механическим диспергированием, а сопровождается коренной химико-механической переработкой.

Для проверки этого предположения были проведены эксперименты по выщелачиванию вольфрама из глинистой фракции руды щавелевой кисло-

той без деструкции кристаллических решеток глинистых минералов. Выщелачиванию были подвергнуты пробы двух фракций руды: –0,001 (табл. 3, пр. 5) и –0,04 мм (пр. 13, 57). Пр. 5 получена из руд охристо-каолиновой зоны по методике, предложенной М.А. Ратеевым [2]; пр.13,57 взяты после мокрой расситовки. Материал проб исследовался при помощи рентгеноструктурного и химического методов анализа. Затем глинистые минералы обрабатывались щавелевой кислотой. Высушенная проба вновь подвергалась рентгеноструктурному и химическому анализам.

Как следует из табл. 3, в глинах вольфрам ни полностью, ни частично не представлен шеелитом. Это вытекает из факта отсутствия коррелятивных связей между содержаниями в пробах трехокиси вольфрама и кальция, а также избирательного растворения только вольфрама, тогда как кальций остается в твердом остатке. При наличии в руде шеелита он бы целиком перешел в вытяжку, так как щавелевая кислота является его фазовым растворителем. Гюбнерит, наоборот, практически не растворяется в щавелевой кислоте [3].

Таким образом, при формировании кор выветривания над скарново-грейзеновыми вольфрамовыми месторождениями происходит глубокая химическая переработка первичных вольфрамовых минералов и накопление их в продуктах коры выветривания совместно с гидроокислами железа и марганца.

Литература

1. *Покалова В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972.
2. *Ратеев М.А.* Выделение из породы частиц менее 0,001 мм. – В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
3. *Филиппова Н.А.* Фазовый анализ руд. М.: Металлургиздат, 1963.
4. *Щерба Г.И.* Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.

УДК 550.4:546.27:551.311.23

Б.Л. Щербов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ БОРА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ И УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

До настоящего времени все сведения о геохимии бора в корах выветривания сводятся к констатации его выноса или накопления. Вынос бора из элювиальных образований трактовался как следствие его подвижности, а накопление – его инертности в гипергенных процессах. Вопрос о геохимическом поведении этого элемента в корах выветривания оставался открытым.

В пределах Кокчетавской глыбы и Украинского щита нами изучены более 40 профилей выветривания. Опробованы коры выветривания, сформированные на кислых, средних, основных, ультраосновных и щелочных

магматических, а также метаморфических породах. Во всех профилях отчетливо выделяются зоны дезинтеграции и глин, различающиеся минеральным, гранулометрическим и химическим составом, величиной pH суспензий, плотностью и цветом пород. Мощность зон колеблется в широких пределах. Коры выветривания развиты в основном плащеобразно, принадлежат к каолиновому типу и чаще всего перекрыты рыхлыми отложениями или продуктами ближнего сноса различной мощности. И на Кокчетавской глыбе, и на Украинском щите в зоне дезинтеграции доминируют монтмориллонит, гидрослюды, смешанно-слойные минералы, а в зоне глин – каолинит. Время формирования кор выветривания регионов, по данным большинства исследователей, также является близким (триас, юра, мел). Однако по распределению бора они резко отличаются друг от друга.

На Кокчетавской глыбе в подавляющем большинстве разрезов (более 80%) в зоне дезинтеграции накапливается или выносится весьма незначительно (не более 10%). Усреднение коэффициентов концентрации бора в зоне дезинтеграции кислых пород дает цифру 1,28, средних пород – 1,24, основных – 1,23, ультраосновных – 0,85, метаморфических – 0,75. Из зоны глин бор обычно выносится. Увеличение его содержаний отмечается лишь в трех профилях, причем два из них образованы на гранитах, содержащих турмалин (Гавриловский участок). В третьем разрезе причиной увеличения содержаний бора в зоне глин является привнос его из перекрывающих кору выветривания рыхлых отложений, резко обогащенных бором.

Как показали радиографические исследования [5], бор активно захватывается гидрослюдами, смешанно-слойными минералами, монтмориллонитом, гидроокислами железа. Этим и объясняется его накопление в зонах дезинтеграции, где доминируют минералы с высокой сорбционной емкостью, как это наблюдается для сиенитов и габбро Еленовского массива. Когда начальные стадии гипергенного изменения проходят с прямым образованием каолинита, накопление бора в зонах дезинтеграции кор выветривания Кокчетавской глыбы не происходит, как наблюдается, например, для амфиболовых сланцев Лавровского участка, габбро-диоритов Васильковского участка и др. В целом же из кор выветривания данного региона (более 200 анализов), даже с учетом накопления в зоне дезинтеграции и вторичного обогащения верхних горизонтов за счет привноса из вышележащих рыхлых образований, выносится около 30% бора (см. таблицу).

На Украинском кристаллическом щите бор выносится из зоны дезинтеграции лишь в четырех разрезах из 18 и из зоны глин – в шести разрезах. Интегральные коэффициенты концентрации бора в зоне дезинтеграции составляют: для кислых пород – 1,54, для основных – 2,03, для ультраосновных – 1,25, для метаморфических – 1,00. В зоне глин содержание его также возрастает: коэффициент концентрации для кислых пород – 1,89, для основных – 1,59, для ультраосновных – 1,15. Из глинистой зоны метаморфических пород вынесено 1/2 бора исходного субстрата. В целом, по данным 267 анализов, коры выветривания Украинского кристаллического щита более чем в 1,5 раза богаче бором, чем материнские породы.

Распределение бора в породах

Район, порода	Исходная порода		Зона дезинтеграции		Зона глин		Кора в целом	
	n	*x*	*n*	*x*	*n*	*x*	*n*	*x*
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кокчетавская глыба								
Зерендинский массив, гранит (1 разрез)	2	29,0 (0,077)	4	11,0 (0,025) / 0,32	12	9,5 (0,017) / 0,22	16	10,0 (0,019) / 0,25
Жолдыбайский массив, гранит (1)	1	17,0 (0,044)	4	16,0 (0,039) / 0,90	4	15,0 (0,027) / 0,62	8	15,4 (0,032) / 0,74
Лавровский массив, гранит (4)	5	20,8 (0,053)	8	25,9 (0,058) / 1,10	14	19,5 (0,034) / 0,64	22	21,8 (0,042) / 0,79
Гавриловский участок, гранит (3)	3	14,0 (0,036)	5	40,0 (0,094) / 2,63	27	38,0 (0,071) / 1,97	32	37,8 (0,074) / 2,05
Золотоношский массив, гранит (4)	4	27,0 (0,068)	8	38,6 (0,087) / 1,28	25	21,1 (0,037) / 0,55	33	25,3 (0,050) / 0,74
Васильковский участок, гранодиорит, габбро-диорит (4)	6	57,2 (0,159)	12	49,6 (0,108) / 0,68	30	48,5 (0,081) / 0,51	42	48,8 (0,089) / 0,56
Еленовский массив, сиенит (2)	4	51,0 (0,135)	5	89,0 (0,212) / 1,57	5	33,0 (0,053) / 0,39	10	61,0 (0,132) / 0,98
Еленовский массив, габбро (1)	2	23,0 (0,067)	4	65,0 (0,147) / 2,20	3	22,0 (0,036) / 0,54	7	46,0 (0,090) / 1,35
Барчинский массив, пироксенит (3)	4	30,5 (0,096)	4	31,3 (0,082) / 0,85	7	48,4 (0,074) / 0,77	11	42,2 (0,077) / 0,80
Лавровский участок, амфиболовый сланец (1)	1	48,0 (0,110)	4	28,0 (0,051) / 0,46	7	19,0 (0,034) / 0,31	11	22,0 (0,04) / 0,36
Гавриловский участок, двуслюдяной сланец (2)	2	170,0 (0,453)	7	187,9 (0,427) / 0,94	10	149,8 (0,270) / 0,59	17	165,5 (0,335) / 0,74
Украинский щит								
Овручский массив, гранит (2)	7	7,7 (0,020)	7	9,5 (0,021) / 1,05	19	12,3 (0,023) / 1,15	26	11,5 (0,022) / 1,10
Чудново-бердичевский комплекс, мигматит (4)	8	3,2 (0,008)	13	9,4 (0,017) / 2,12	42	9,1 (0,015) / 1,88	55	9,2 (0,015) / 1,94
Волынский массив, габбро, габбро-анортозит (3)	5	12,7 (0,035)	12	15,1 (0,032) / 0,92	25	12,0 (0,019) / 0,54	37	13,5 (0,024) / 0,69
Чеповичский массив, габбро-анортозит (3)	5	15,3 (0,044)	14	68,7 (0,132) / 3,00	33	61,7 (0,098) / 2,20	47	64,0 (0,107) / 2,43
Участок Кумары, гранит, плагиогранит (2)	4	6,6 (0,016)	12	15,4 (0,032) / 2,00	19	23,5 (0,040) / 2,50	41	20,6 (0,039) / 2,44
Участок Кумары, пироксенит, габбро-норит (2)	4	19,3 (0,060)	12	45,4 (0,085) / 1,42	33	53,4 (0,083) / 1,38	45	51,0 (0,084) / 1,40
Участок Лащевка, серпентинит (1)	4	33,0 (0,080)	3	28,3 (0,045) / 0,56	8	23,5 (0,034) / 0,43	11	24,8 (0,037) / 0,46
Участок Грушковский, гнейс (1)	7	27,0 (0,080)	11	32,0 (0,080) / 1,00	4	20,0 (0,040) / 0,50	15	28,0 (0,060) / 0,75

Примечание. *n* — число анализов; *x* — среднее содержание бора: в числителе цифра без скобок — в г/т, в скобках — в мг/см^3; в знаменателе — коэффициент концентрации, вычисленный по содержаниям бора с использованием изоволюмметрического метода. Аналитик Г.В. Еремеева.

Исходные породы кор выветривания (см. таблицу) Украинского щита в общем беднее бором, чем на Кокчетавской глыбе (13,3 и 41,0 г/т соответственно). Анализ данных не только по двум описываемым регионам, но и по другим районам [2 и др.] показывает, что наиболее часто обогащение элювия бором происходит в том случае, когда исходные породы содержат ниже- или околокларковые количества элемента. Если концентрация бора в материнских породах превышает околокларковые значения (более 20 г/т), то в подавляющем большинстве профилей отмечается его вынос. В случае привноса бора в элювиальные образования всегда представляется интересным установление его источников. Зоны дезинтеграции обогащаются бором, выносимым из каолинизированных пород, т.е. за счет перераспределения внутри профиля выветривания; в верхние зоны элювиального профиля бор может привноситься из перекрывающего чехла. Однако, кроме локальных причин, приводящих к увеличению содержаний бора в корах выветривания, таких, как повышенные содержания бора в вышележащих породах, засоленных почвах, растительности и наличие борной минерализации и др., по-видимому, существуют глобальные источники. Такими источниками могут служить атмосферные осадки, обогащенные бором вблизи морей и океанов и обедненные на материках, или вулканическая деятельность. По данным А.П. Виноградова [1], влияние вулканизма Кавказа сказывается на повышении содержаний бора в почвах даже на Русской равнине. Пространственная близость к Украинскому щиту Кавказа и Карпат, испытавших мезозойскую и более поздние циклы вулканической активности, может объяснить общее увеличение содержаний бора в корах выветривания данного региона.

В геохимических рядах подвижности элементов бор может занимать самые различные позиции – как среди наиболее легко выносимых, так и среди накапливающихся. Однако отсутствие выноса его из кор выветривания не дает основания считать бор инертным в зоне гипергенеза, как это еще встречается в настоящее время даже в работах обобщающего плана [3]. Интенсивное перераспределение бора в корах выветривания, энергичный захват его гипергенными сорбционноемкими минералами, вынос из одних профилей и накопление в других, участие во вторичных процессах – все эти черты не оставляют никакого сомнения в весьма активном геохимическом характере бора в зоне гипергенеза, которому А.Е. Ферсман отдавал "...одну из ведущих ролей в понимании ряда проблем процессов земной поверхности" [4, с. 319].

Литература

1. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
2. *Гавшин В.М., Щербов Б.Л., Сухоруков Ф.В.* и др. Закономерности распределения микроэлементов в профиле выветривания Барлакского массива. – В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.
3. *Горбов А.Ф.* Геохимия бора. Л.: Недра, 1976.
4. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Л.: ОНТИ Химтеорет, 1934. Т. II.
5. *Щербов Б.Л., Сухоруков Ф.В.* Поведение бора при минеральных преобразованиях в корах выветривания кислых пород (по данным *n*, α-радиографии). – В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980.

УДК 550.422

Т.Ф. Бойко, Ю.Ю. Бугельский, Н.А. Лисицына,
И.И. Назаренко, И.В. Кислова

СЕЛЕН В ЛАТЕРИТНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Сведения о распределении микроэлементов в профилях выветривания способствуют установлению геохимических критериев связи бокситов с определенными корами выветривания, помогают воссоздать условия их формирования. С указанных позиций интересно проследить поведение в процессе латеритного выветривания пород такого элемента, как селен.

Распределение селена изучалось в молодых, плиоцен-четвертичных, латеритных корах выветривания Кубы, имеющих площадной характер и описанных ранее [2]. Исследовались штуфные пробы, отражавшие линию нарастающего изменения субстрата, по четырем профилям выветривания, развитым на габбро, андезитах, сланцах и песчаниках. Они подвергались полному силикатному, термическому, рентгеноструктурному, электронно-микроскопическому анализам в лабораториях ИГЕМ АН СССР. Содержание селена определялось высокочувствительным химико-экстракционным методом в лаборатории ИМГРЭ [3]. Кроме того, для сравнения было изучено распределение селена в молодом латеритном профиле выветривания базальтов о-ва Мадагаскар, у г. Таматаве, и в таком же профиле на кристаллических кварц-полевошпат-биотитовых гнейсах из окрестностей г. Коломбо (Шри-Ланка).

Наиболее существенные черты исследовавшихся кор выветривания Кубы сводятся к следующему.

Профиль выветривания габбро. Реликтовые нодули свежего габбро в виде караваев до 30–40 см в диаметре находятся в зоне пестроцветных глин бело-розового цвета, имеющих преобладающий каолинитовый состав с примесью монтмориллонита. Структурно-текстурные черты габбро еще различимы. Мощность зоны 3 м. Она залегает на выщелоченных до рыхлого состояния монтмориллонитизированных и гидрохлоритизированных габбро светло-серого и светло-зеленого цветов видимой мощностью 2 м. Зона пестроцветных каолинитов перекрывается охристо-глинистыми, преимущественно каолинитовыми образованиями светло-желтого цвета, лишенными структурно-текстурных особенностей материнских пород. Их мощность 0,5 м. В охристо-глинистых образованиях находится большое количество гетитовых стяжений размером 5–10 см с корочками гиббсита. Корочки гиббсита наблюдаются и на караваях свежего габбро из зоны пестрых глин.

Профиль выветривания сланцев. Вскрыты сильно выветрелые, ожелезненные сланцы кварц-хлорит-серицитового состава. Породы рыхлые, мягкие, светло-розового цвета, видимая мощность 9м. Далее вверх по разрезу сланцы выщелочены в большей степени, присутствует значительное количество каолинита и гидрослюды, текстурные черты исходных пород сохраняются. Выше лежит охристо-глинистая зона. Породы светло-красного цвета, мягкие, пластичные, бесструктурные. Преобладают каолинит и гидроокислы железа.

Профиль выветривания полимиктовых песчаников. Пачка выветрелых, обохренных песчаников мощностью 3 м залегает в основании разреза. Цвет

Таблица 1

Распределение селена и железа в латеритных корах выветривания

Порода	Зона	V	Se			Fe			Se · 10^6 / /Fe
			г/т	г/м³	K_K	%	г/см³	K_K	
			Куба						
Габбро	*Гб*	2,94	0,30	0,88	1,00	2,54	0,07	1,00	12
	ВГб	1,83	0,27	0,49	0,55	4,40	0,08	1,1	6
	ГЗ	1,64	0,61	1,00	1,13	5,40	0,09	1,20	11
	ОГЗ	1,50	2,45	3,67	4,17	8,75	0,13	1,70	28
Сланцы	*ВСл*	1,78	0,38	0,67	1,00	3,00	0,05	1,00	17
	ГСл	1,60	3,35	5,36	8,00	5,60	0,09	1,50	60
	ОГЗ	1,64	3,80	6,23	9,30	8,50	0,14	2,40	45
Песчаники	*ВП*	1,31	0,27	0,35	1,00	20,0	0,26	1,00	1,3
	ОГЗ	1,41	0,91	1,28	3,65	18,0	0,26	1,00	5,0
	ЗО	1,62	0,44	0,71	2,02	19,3	0,31	1,20	2,3
Андезиты	*А*	2,65	0,17	0,45	1,00	7,9	0,21	1,00	2,1
	ОГЗ	1,05	0,58	0,60	1,33	10,4	0,11	0,50	5,5
	ЗО	1,42	0,51	0,72	1,60	10,9	0,15	0,70	4,6
			О-в Мадагаскар						
Базальты	*Б*	–	0,07	–	–	–	–	–	–
	ВБ	–	0,04	–	–	–	–	–	–
	ОВБ	–	0,28	–	–	–	–	–	–
	ЗО	–	0,29	–	–	–	–	–	–
			Шри-Ланка						
Гнейсы	*ВГн*	–	0,08	–	–	–	–	–	–
	ОВГн	–	0,09	–	–	–	–	–	–
	ЗО	–	0,38	–	–	–	–	–	–

Примечание. *Гб* – габбро; *ВГб* – выщелоченное габбро; *ГЗ* – глинистая зона; *ОГЗ* – охристо-глинистая зона; *ЗО* – зона охр; *А* – андезит; *ВСл* – выщелоченные сланцы; *ГСл* – глинизированные сланцы; *ВП* – выщелоченные песчаники; *Б* – базальты; *ВБ* – выщелоченные базальты; *ОВБ* – обохренные выщелоченные базальты; *ВГн* – выщелоченные гнейсы; *ОВГн* – обохренные выщелоченные гнейсы; K_K – коэффициент концентрации; V – объемный вес (в г/см³).

породы темно-красный. Исходный состав – зерна основных и ультраосновных пород. Выше по разрезу лежат глинисто-охристые породы желтовато-красного цвета с реликтовой структурой подстилающих песчаников и небольшим количеством железистых конкреций. Мощность зоны 1–3 м. На ней залегает горизонт бесструктурных охр с массой железистых конкреций мощностью около 3 м.

Профиль выветривания андезитов. Свежие, невыветрелые андезиты встречаются в виде ядер, нодулей диаметром от 10 см до 1 м среди мягкой, пластичной породы розового цвета, сохраняющей текстурно-структурные особенности андезитов. Вкрапленники полевого шпата в ней нацело каолинизированы. Внутренние части ядер андезитов и тонкий поверхностный слой часто замещены охрами. Видимая мощность выщелоченных глинизированных андезитов 5–6 м. На них расположена зона желтых бесструктурных охр мощностью 0,5 м. По охрам развивается почвенный горизонт. Тер-

Таблица 2

Распределение селена в профилях выветривания изверженных пород Приазовья

Порода	Зона	V	Se			Fe			Se · 10^6/ /Fe
			мг/т	мг/м³	$K_к$	%	г/см³	$K_к$	
Двуслюдяной гранит	*Г*	2,39	35	83,6	1,00	1,16	0,028	1,00	3,0
	КГ	2,27	40	90,8	1,08	1,30	0,029	1,03	3,0
	КЗ	1,61	30	48,3	0,58	1,04	0,016	0,57	2,9
То же	*Г*	2,38	50	109	1,00	1,2	0,028	1,00	4,1
	КГ	2,17	30	65	0,60	0,9	0,019	0,68	3,3
Биотитовый гранит	*Г*	2,26	90	203	1,00	1,5	0,034	1,00	6,0
	КГ	1,74	46	80	0,40	0,84	0,014	0,41	5,5
То же	*Г*	2,36	125	296	1,00	2,6	0,061	1,00	4,8
	КГ	1,86	355	660	2,2	4,5	0,084	1,4	7,9
	КЗ	1,67	120	200	0,67	1,7	0,028	0,46	7,0
Габбро-диорит	*ГД*	2,63	130	342	1,00	6,0	0,158	1,00	2,1
	ЗД	2,43	370	890	2,6	6,2	0,150	0,95	5,9
	ГЗ	1,82	130	236	0,69	6,0	0,110	0,69	2,1
Пироксенит	*Пр*	2,84	285	809	1,00	13,5	0,383	1,00	2,1
	ЗД	2,55	120	306	0,38	11,2	0,285	0,74	1,1
	ГЗ	1,68	200	336	0,41	15,1	0,253	0,66	1,3

Примечание. *Г* – граниты; *КГ* – каолинизированные граниты; *КЗ* – каолиновая зона; *ГД* – габбро-диорит; *ГЗ* – глинистая зона; *Пр* – пироксенит; *ЗД* – зона дезинтеграции; I – объемный вес (в г/см³); $K_к$ – коэффициент концентрации относительно содержания в исходной породе.

мограммы продуктов выветривания показывают преобладание в них каолинитового материала. В образцах из верхних частей разреза термическим анализом обнаружен гетит.

Латеритная кора выветривания на базальтах о-ва Мадагаскар характеризуется следующими особенностями. Реликтовые желваки свежих базальтов темно-серого цвета размером до 20 см встречены в зоне дезинтеграции исходных пород, залегающей в основании разреза и представленной остроугольной щебенкой серо-желтого цвета, осветленной, выщелоченной, слегка обохренной. Вверх по разрезу степень изменения породы нарастает. Обломки становятся более выветрелыми, но еще достаточно крепкие. Увеличивается количество охр, и порода приобретает ржаво-желтый цвет. Верхняя часть профиля сложена оранжевыми рыхлыми охрами, растирающимися в руках, с реликтами твердых обломков. Во всех зонах разреза сохраняются структурно-текстурные черты субстрата. Для профиля характерно резкое преобладание охр над глинистыми минералами по всему разрезу.

Эта же особенность присуща и разрезу коры выветривания на кристаллических гнейсах Шри-Ланки. В его основании обнажена зона дезинтеграции и выщелачивания кварц-полевошпат-биотитовых гнейсов, представленная обломками породы желтовато-серого цвета, ломающимися руками, в незначительной степени обохренными. Вверх по разрезу увеличивается обохренность породы и понижается твердость обломков, биотит отсутствует, полевые шпаты выщелочены. Профиль венчается рыхлым охристым горизонтом

ржаво-рыжего цвета. Структурно-текстурные особенности исходной породы сохраняются.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в латеритных корах выветривания наблюдаются уменьшение абсолютных содержаний (в г/м^3) селена при переходе от свежей породы к зонам дезинтеграции и выщелачивания и его накопление в верхних зонах профиля, где появляются охры, количество которых вверх по разрезу увеличивается вплоть до образования железистых конкреций (табл. 1). При этом накопление селена происходит на фоне увеличения содержания и абсолютных масс железа в верхних горизонтах кор выветривания, но протекает оно более интенсивно, что хорошо видно из сравнения коэффициентов концентрации селена и железа в верхней зоне и по изменению величины отношения селена к железу по разрезу (см. табл. 1).

Тесная связь подвижности селена и железа в корах выветривания была замечена и ранее при изучении неполных профилей, оканчивающихся глинистой зоной и развитых на кислых, основных и ультраосновных породах Приазовья. Однако из таких разрезов, в отличие от латеритных профилей, наблюдался интенсивный вынос железа и селена, достигающий для обоих элементов 30–60% [1]. Следует подчеркнуть удивительную близость интенсивности выноса железа и селена из глинистых профилей, развитых на различных породах, что находит отражение в слабой изменчивости отношения селена к железу по разрезу и близости коэффициентов концентраций (табл. 2).

Таким образом, оба изученных типа профилей выветривания демонстрируют тесную связь селена с железом. Латеритообразующий процесс в отличие от глинистых профилей выветривания приводит к обогащению селеном верхних зон кор выветривания, что определяется накоплением в них трехвалентного железа.

Литература

1. *Бойко Т.Ф., Назаренко И.И., Кислова И.В.* Распределение селена в профилях выветривания изверженных пород. – Геохимия, 1981, № 3.
2. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979.
3. *Назаренко И.И., Кислова И.В., Гусейнов Т.М.* и др. Флуориметрическое определение селена 2,3-диаминонафталином в биологических материалах. – Журн. аналит. химии, 1975, 30, № 4.

УДК 550.43:553.068.3.001.57

И.И. Эдельштейн, А.Д. Мельник, А.А. Пилипенко

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

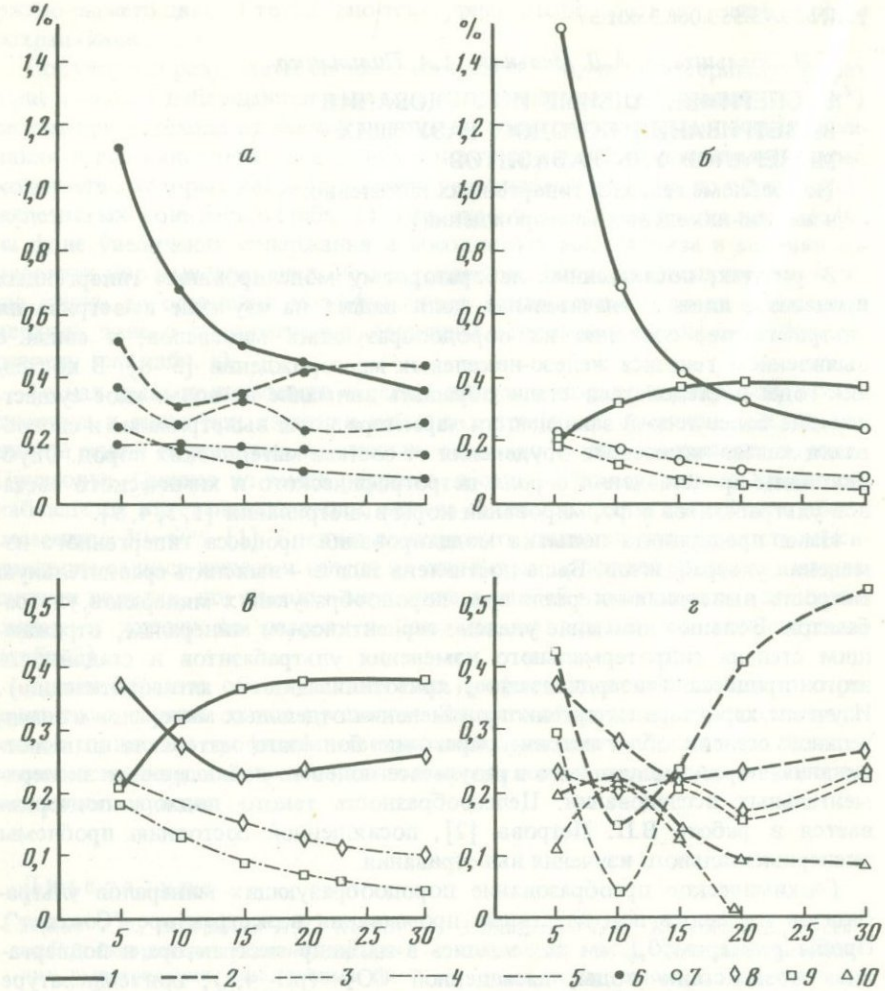
(к проблеме генезиса гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений)

В работах, посвященных лабораторному моделированию гипергенных процессов, лишь незначительная доля падает на изучение выветривания ультрабазитов, особенно их породообразующих минералов, в связи с выявлением генезиса железо-никелевых месторождений [5–8]. В последние годы исследователи стали обращать внимание на возможное существование более тесной зависимости характера коры выветривания и своеобразия железо-никелевого оруденения от состава материнских пород. Опубликованы представления о роли петрографического и химического составов ультрабазитов в формировании коры выветривания [1, 3, 4, 9].

Нами предпринята попытка моделирования процесса гипергенного изменения ультрабазитов. Была поставлена задача – выяснить сравнительную скорость выветривания различных породообразующих минералов, ультрабазитов. Большое внимание уделено серпентиновым минералам, отражающим степень гидротермального изменения ультрабазитов и стадийность этого процесса (лизардитизацию, хризотилизацию и антигоритизацию). Изучение характера гипергенного изменения отдельных минералов в значительной степени облегчает интерпретацию большого материала по выветриванию пород, полученного в результате полевых наблюдений и экспериментальных исследований. Целесообразность такого подхода подчеркивается в работе В.П. Петрова [2], посвященной состоянию проблемы экспериментального изучения выветривания.

Геохимическое преобразование породообразующих минералов ультрабазитов изучалось под действием промывания в экстракторе "Сокслет". Пробы размером 0,1 мм помещались в цилиндр экстрактора и подвергались воздействию воды, насыщенной CO_2 (pH 4,3), при температуре 65–70°С с циклической циркуляцией 1,2 л раствора в день. Периоды интенсивного дренажа сменялись "сухими" периодами, когда не проводилось выщелачивание исходных минералов. При этом температура падала до 20°С, а углекислотная атмосфера сменялась нормальной. Характер происшедших изменений твердых фаз определялся химическим, дифрактометрическим, ИК-спектроскопическим и мессбауэровским методами.

Учитывая мономинеральный состав исходных продуктов и их незначительное химическое изменение, процесс выветривания рассматривался в основном на базе комплексного изучения состава растворов. Для внесения поправки на содержание элементов, выщелоченных из материала прибора, параллельно с химическими анализами фильтратов анализировались растворы в контрольном приборе "Сокслет", а также определялся вынос вещества из материала прибора на протяжении опыта. Это позволило проследить динамику процесса и дать ему количественную характеристику. Вели-



Характер выноса вещества в процессе выветривания минералов
а – суммарный вынос; *б* – вынос магния и кремния из петельчатого лизардита и антигорита; *в* – вынос никеля и кремния из петельчатого лизардита и антигорита; *г* – вынос никеля, кремния и железа из оливина и хризотила; *1* – петельчатый лизардит; *2* – оливин; *3* – хризотил; *4* – энстатит; *5* – антигорит; *6* – суммарный вынос; *7* – магний; *8* – никель; *9* – кремний; *10* – железо

чина pH растворов первых периодов дренажа (5,3–6,5) ниже, чем для последних этапов (близка к нейтральной).

Исследования показали, что скорость выноса компонентов зависит от устойчивости минералов и сравнительно постоянна в условиях эксперимента, хотя фильтраты начальных стадий характеризуют более интенсивный вынос компонентов (см. фигуру, *а*; см. таблицу).

Анализ динамики поведения отдельных компонентов показал, что колебательный характер суммарного выноса вещества из оливина и хризотила определяется нестабильностью выноса кремния из этих минералов

Характер выветривания минералов под воздействием воды, насыщенной CO_2

Минерал	Оливин	Энстатит	Петельчатый лизардит	Хризотил	Антигорит
Вес вещества, вынесенного из 1 г минерала (в мг)	135,5	56,0	205,9	103,3	48,8
Вес вещества, вынесенного из 1000 см² поверхности минерала (в мг)	706,0	295,0	775,6	437,3	212,7
Суммарная энергия решетки (в ккал)	5478,3	4488,3	5524,8	4765,9	4719,1

(см. фигуру, *г*). В качестве общей характеристики динамики выноса кремния отметим нарастающую от начального к последующим этапам тенденцию для оливина, лизардита и хризотила и убывающую – для антигорита. Фильтраты первых периодов характеризуются преобладанием магния, определяющего, в сущности, суммарный вынос компонентов на этом этапе выветривания. Если для наименее устойчивого к выветриванию петельчатого лизардита отмечается противоположная тенденция в выносе главных структурообразующих элементов – магния и кремния, то в случае антигорита устанавливается конгруэнтное разложение (см. фигуру, *б*).

Особый интерес в процессе экспериментального выветривания минералов представляет характер поведения никеля (см. фигуру, *в*, *г*). В целом для всех породообразующих минералов устанавливается корреляционная связь между его выносом и миграцией кремния, за исключением начальной стадии, когда вынос вещества определяется в основном магнием. Анализ сравнительного выноса никеля и кремния позволил выявить намечающуюся тенденцию к накоплению никеля в остаточных продуктах выветривания менее устойчивых минералов (см. фигуру, *в*).

Судя по относительному изменению вещества, процесс выветривания может быть определен как начальный. Им затронуты в различной степени все испытанные минералы. Изучение оставшихся продуктов экспериментального выветривания позволило сделать некоторые заключения и в отношении новообразованных фаз. Особенно четко изменения проявляются у выветрелого петельчатого лизардита. Зерна его после проведения эксперимента приобретают бурую окраску, что указывает на развитие здесь гидроксидов железа, фаза которых фиксируется и на дифрактограмме продуктов разложения минерала. Кроме отражений исходного серпентина, появляются линии с межплоскостными расстояниями, характерными для гидроксидов железа.

Наличие гидроксидов железа подтверждается также ИК-спектрами продуктов разложения. Появление полосы поглощения в области 820 и 1080 $см^{-1}$ характеризуют Fe–O–H колебания. Интенсивное удаление ионов магния подтверждается ослаблением полос поглощения в области 440–450 $см^{-1}$, характеризующих Si–O–Mg колебания. Слабое проявление или отсутствие раздвоения полос в интервале 750–800 $см^{-1}$ не дает оснований предполагать накопление продуктов с Si–O–Si связями.

Выполненные исследования позволили выявить последовательный ряд устойчивости минералов в гипергенных условиях: лизардит–оливин–

хризотил–энстатит–антигорит. Своеобразие полученного ряда минералов заключается не только в различии их устойчивости в условиях выветривания, но и в характере самого изменения. Так, в первых членах этого ряда (лизардит, оливин, хризотил) общая тенденция изменения сводится к существенному выносу магния, кремния и концентрации железа (см. фигуру, *в*). Антигорит как наиболее устойчивый минерал занимает особое место – его изменение происходит конгруэнтно. Формирование свободных гидроксидов железа также отмечается за счет первых минералов, среди которых особое место занимает петельчатый лизардит. Здесь же отмечается и общая тенденция концентрации никеля. Устойчивость минералов в гипергенных условиях определяется энергией кристаллической решетки и ее структурой (см. таблицу).

Таким образом, по результатам экспериментального выветривания можно заключить, что петрографический и химический составы субстрата, определенные характером и степенью серпентинизации, играют определяющую роль в формировании никеленосной коры выветривания наряду с климатическими и геологическими факторами. Наименее благоприятным субстратом для формирования никеленосных кор выветривания являются массивы, сложенные антигоритовыми серпентинитами, пироксенитами и ультрабазитами, обогащенными этими минералами; остальные ультраосновные породы (лизардитизированные, хризотилизированные гарцбургиты и дуниты) более благоприятны.

Литература

1. *Гинзбург И.И.* Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. – Геология руд. месторождений, 1961, № 5.
2. *Петров В.П.* Физико-химические условия выветривания и бокситообразования. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
3. *Эдельштейн И.И.* Никеленосность коры выветривания ультраосновных пород. – Разведка и охрана недр, 1961, № 2.
4. *Hotz P.E.* Nickeliferous laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California. – Econ. Geol., 1964, 59, N 3.
5. *Pedro G., Bitar K.E.* Notes des membres et correspondants et notes présentées on transmises par leurs soins. – C.r. Acad. sci., 1966, 263.
6. *Pedro G., Delmas A.B.* Sur l'aterations experimentale de l'olivine par lessivage a l'eau et la mise en évidence de trois grands domaines d'évolution géochimique. – C. r. Acad. sci., 1971, 273.
7. *Pedro G., Iniquez J.* Recherches sur le role de la roche mere dans l'aterations provoquee en conditions acides. – Sci. sol, 1967, N 1.
8. *Perruchot A.* Contribution a l'étude de la formation des gîtes silicates de nickel. – Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr., 1976, 99, N 4.
9. *Routhier P.* Comment on the paper "Nickeliferous laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California" by P.E. Hotz. – Econ. Geol., 1964, 59, N 7.

УДК 553.08

Ю.М.Епатко, М.Е. Литвинская

ВЛИЯНИЕ ПОСТОЯННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ И УГЛЕКИСЛОТЫ НА ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ КВАРЦА

До настоящего времени вопрос о влиянии природных магнитных полей на развитие вторичных процессов изменения докембрийских железисто-кремнистых формаций обсуждался недостаточно. Теоретические и экспериментальные работы в области магнетохимии позволяют предполагать, что этот фактор может играть значительную роль в процессах растворения, миграции и осаждения химических элементов в природных условиях. Экспериментальный материал свидетельствует об изменении ряда свойств воды в искусственных магнитных полях: повышаются плотность, поверхностное натяжение, вязкость, электропроводность [7]. Магнитное поле оказывает значительное влияние на изменение свойств водных растворов солей, зависящее от природы солевого состава и концентрации растворенных веществ – чем выше концентрация растворов, тем значительнее эти изменения [6]. Внешнее магнитное поле воздействует на степень гидратации солей, создает условия для образования ионных ассоциатов, выполняющих роль центров кристаллизации. Это приводит к росту их количества и стабилизации мелкодисперсного состояния, а также к ускорению кристаллизации. Магнитное поле ускоряет процесс коагуляции коллоидов и уменьшает адгезию, изменяет pH растворов [10].

Естественными природными магнитами являются железистые кварциты, широко развитые в докембрийских щитах. Их магнитное поле, по всей видимости, оказывает определенное влияние на характер развития глубинных зон окисления [5]. Одним из основных процессов изменения метаморфизованных железистых пород в глубинных зонах окисления при образовании богатых железных руд являются грандиозные по своим масштабам процессы растворения кварца и выноса кремнезема. Несмотря на большое число работ, посвященных изучению растворимости двуокиси кремния, причины растворения кварца в природных условиях до сих пор не выяснены.

По мнению большинства исследователей, растворимость SiO_2 в диапазоне pH от 3 до 9 не зависит от кислотно-щелочного потенциала среды. При более высокой щелочности растворимость кремнезема резко увеличивается, тогда как в более кислой обстановке она увеличивается незначительно [8]. С повышением температуры растворимость кварца и аморфного кремнезема увеличивается вплоть до 200°С. Присутствие электролитов в воде приводит к резкому увеличению скорости растворения кварца без видимого влияния на величину растворимости. Следует также отметить, что скорость растворения кремнезема в воде пропорциональна его удельной поверхности, а также зависит от характера самой поверхности.

Несмотря на появление в последние годы новых данных по растворимости кварца и попытки экспериментального изучения его низкотемпературных систем, которые были обобщены С.А. Кашиком и И.К. Карповым [4], мы не видим существенного прогресса в представлениях о

природе выщелачивания кварца в глубинных зонах окисления Криворожского бассейна.

Нами было проведено экспериментальное изучение наименее исследованных аспектов генетической модели образования глубинных зон окисления: влияния углекислых вод и состава пород на скорость растворения кварца; влияния постоянного магнитного поля на миграционную способность кремнезема.

В геологической литературе, посвященной корам выветривания, утвердилась точка зрения, что воды, насыщенные CO_2, способствуют выщелачиванию кварца. Так, И.И. Гинзбург и Е.С. Кабанова [2, 3], изучая растворимость кварца в зависимости от размера зерен, температуры и влияния растворенного в воде газа, пришли к выводу, что растворенный в воде CO_2 при $T = 25-50°C$ в 1,5 раза повышает растворимость горного хрусталя. Аналогичные результаты приведены в работах Ж. Педро [9].

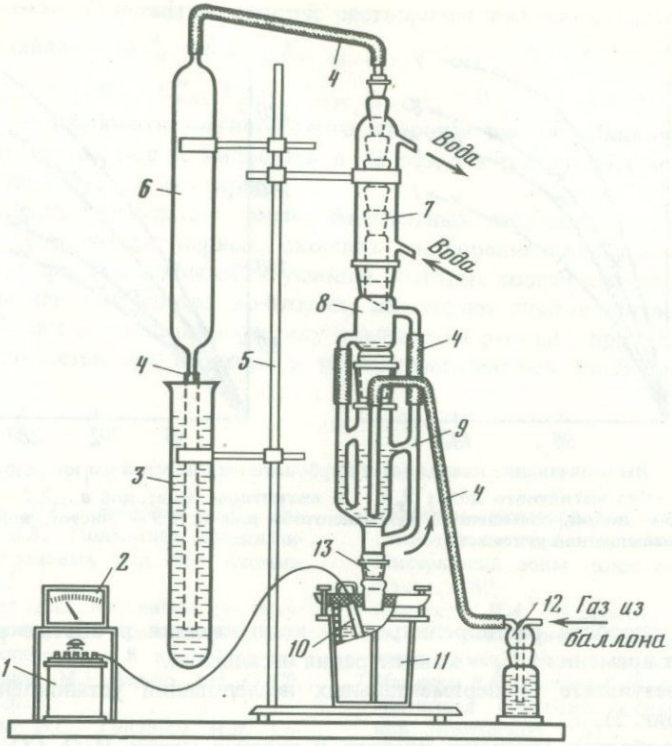
Некоторые исследователи отрицают подобную роль CO_2 в процессах химического выветривания. К тому же из результатов экспериментальных исследований В.Г. Бахурова и др. [1] следует, что воды, насыщенные CO_2, снижают растворимость SiO_2.

Исходя из изложенного, мы усовершенствовали методику экспериментальных исследований, устранили недостатки в аппаратуре и создали установку, которая позволила в более строгих физико-химических условиях изучить скорость растворения SiO_2 как под действием постоянного магнитного поля, так и без него (фиг. 1).

Принцип работы установки состоит в том, что в экстракционную насадку помещают определенное количество подлежащего обработке вещества, а в выпарную емкость заливают воду (или иной растворитель) и подключают через латер нагревательный элемент к источнику питания. Пары кипящего растворителя поступают в холодильник и конденсируются. Конденсат стекает в экстракционную насадку и проходит через слой подлежащего обработке материала, выщелачивая из него те или иные химические соединения. Затем конденсат стекает в выпарную емкость, и далее процесс повторяется в соответствии с регламентом опыта. Полученный после экстагирования раствор сливают из выпарной емкости и подвергают необходимым анализам. В экстракционной насадке предусмотрена возможность насыщения жидкости газом (O_2, CO_2). При изучении влияния магнитного поля на исследуемый процесс насадку установки помещают в постоянное магнитное поле напряженностью ~900 Г. Выщелачивание протекает при температуре 85°С. Скорость фильтрации поддерживают постоянной в различных опытах – $4{,}07 \cdot 10^{-3}$ см/с.

Теоретической моделью исследуемых процессов были кинетические кривые, характеризующие скорость растворения SiO_2 для исследуемых горных пород. Иными словами, задача сводилась к определению функции распределения SiO_2 в растворе, источником которого являлся либо растворяющийся кварц, либо карбонатно-магнетитовый кварцит.

Все опыты проводили с использованием насадок проточного типа с нисходящим движением жидкости, особенностью которых является то, что экстрагируемый материал находится в условиях постоянного обводнения и по высоте насадки имеется большой избыток непрореагировавшего реагента, т.е. условия выщелачивания по высоте насадки практи-



Фиг. 1. Установка "Геохимик"

1 – **латер;** *2* – **вольтметр;** *3* – **гидравлический затвор;** *4* – **резиновая трубка;** *5* – **подставка;** *6* – **буферная емкость;** *7* – **шариковый холодильник;** *8* – **переходник;** *9* – **насадка проточного типа с восходящим движением растворителя;** *10* – **термонагревательный элемент;** *11* – **выпарная емкость;** *12* – **склянка для промывания газа;** *13* – **переходник**

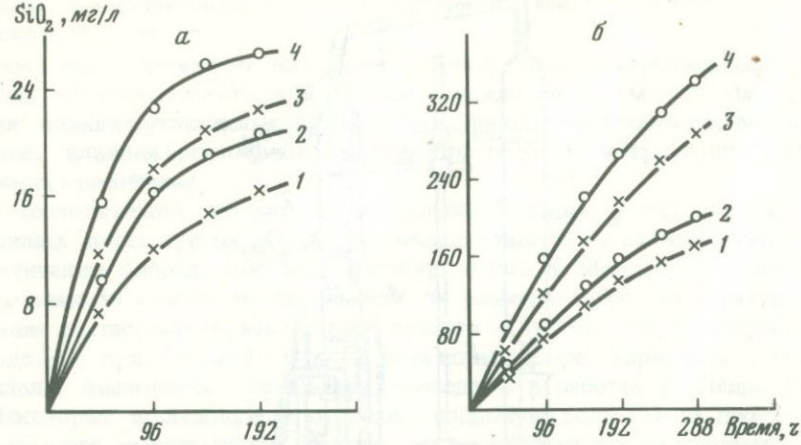
чески однородны. Насадки в каждом опыте заполняли до определенного уровня измельченным материалом (крупность зерен 0,1–0,2 мм). Величины навесок были соответственно равны 40, 60, 80 г. Через каждые 12 ч определяли концентрации SiO_2 в отработанных растворах.

На основании экспериментальных данных получали семейство кривых $C_{вых} = f(\tau)$ для h_1, h_2, h_3, позволяющих определить установившееся значение концентрации, соответствующее заданному значению толщины слоя. Эти данные, в свою очередь, позволили построить график стационарного распределения концентрации растворенного вещества в зависимости от толщины слоя исследуемого материала $|-\ln(l-C/C_н) = f(h)|$.

Графики, построенные по результатам серий опытов, показали, что стационарное распределение концентраций SiO_2 в растворе описывается уравнением

$$C = C_н\left(l - e^{-\frac{\gamma}{H}\cdot h}\right),$$

где h – толщина слоя материала; U – скорость фильтрации; γ – кон-



Фиг. 2. Выщелачивание кварца (*а*) и карбонатно-магнетитового кварцита (*б*)

1, 2 – без магнитного поля; *3, 4* – в магнитном поле; для *а*: *2,4* – чистой водой, *1,3* – водой, насыщенной углекислотой; для *б*: *1,3* – чистой водой; *2,4* – водой, насыщенной углекислотой

станта скорости растворения; C – концентрация в объеме раствора в момент времени τ; $C_н$ – концентрация насыщения.

В результате экспериментальных исследований установлено следующее (фиг. 2).

1. Свободная угольная кислота в системе кварц–H_2O–CO_2 уменьшает скорость растворения SiO_2. Отношение констант скоростей растворения кварца чистой водой и водой, насыщенной CO_2, равно $K_{кв} = K_{H_2O}/K_{H_2O-CO_2} = 1{,}4$.

2. Присутствие в растворе двууглекислых солей кальция и магния, образующих в системах карбонатно-магнетитовый кварцит–H_2O, карбонатно-магнетитовый кварцит–H_2O–CO_2, сильно увеличивает скорость растворения SiO_2 по сравнению с системами кварц–H_2O и кварц–H_2O–CO_2. Отношение констант скоростей выщелачивания SiO_2 из карбонатно-магнетитового кварцита водой и водой, насыщенной CO_2, равно $K_{квт} = K_{H_2O}/K_{H_2O-CO_2} = 0{,}7$.

3. В абсолютных величинах из карбонатно-магнетитового кварцита чистой воды выносится SiO_2 в 8 раз, а в углекислых водах в 12,0 раз больше, чем из кварца, несмотря на то, что содержание SiO_2 в карбонатно-магнетитовом кварците почти в 2,6 раза меньше, чем в кварце.

4. В магнитном поле скорость растворения SiO_2 из кварца и карбонатно-магнетитового кварцита в чистой воде увеличивается по сравнению с опытами без влияния магнитного поля соответственно в 1,4 и 1,9 раза, а в воде, насыщенной CO_2, – в 1,5 и 1,7 раза.

5. Анализ кинетических кривых растворения кремнезема из карбонатно-магнетитового кварцита и кварца водой и водой, насыщенной CO_2, в магнитном поле показывает ту же закономерность, что и в случае без магнитного поля.

Отношение констант скоростей растворения кварца в H_2O и H_2O–CO_2 составляет $K^{м}_{кв} = K_{H_2O}/K_{H_2O-CO_2} = 1{,}3$, а для карбонатно-магнетитового кварцита $K^{м}_{квт} = K_{H_2O}/K_{H_2O-CO_2} = 0{,}55$. В абсолютных величинах из карбонатно-магнетитового кварцита при постоянном магнитном поле чистой водой выносится в 13 раз, а в углекислых водах в 19 раз больше SiO_2, чем из кварца.

Приведенные результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что, во-первых, скорость растворения кварца в основном зависит от физико-химических условий, которые создаются в определенной геологической среде; во-вторых, достаточно слабые магнитные поля оказывают влияние на кинетику химических реакций, причем это влияние усиливается при переходе к многокомпонентным карбонатным системам.

Литература

1. *Бахуров В.Г., Вечеркин С.Г., Луценко И.К.* Подземное выщелачивание урановых руд. М.: Атомиздат, 1969.
2. *Кабанова Е.С.* Материалы по сравнению минералов кремнезема в водных растворах. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3.
3. *Кабанова Е.С., Гинзбург И.И.* Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3.
4. *Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978.
5. *Кравченко В.М.* Условия образования глубинных зон термального гипергенеза железорудных месторождений Украинского щита. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
6. *Кульский Л.А.* Теоретические основы и технология кондиционирования воды. Киев: Наук. думка, 1980.
7. *Миненко В.И., Петров С.М., Миц М.Н.* Магнитная обработка воды. Харьков: Энергоиздат, 1962.
8. *Мицюк М.М.* Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наук. думка, 1974.
9. *Педро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
10. *Тебенихин Е.Ф., Гусев Б.Т.* Обработка воды магнитным полем в теплоэнергетике. М.: Энергия, 1970.

III. ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

УДК 553.068.36 (471)

М.Д. Эльянов, А.Д. Додатко

ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА КОМПЛЕКСА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Позднемезозойская кора выветривания Украинского щита широко развита и относительно хорошо сохранилась на всех типах кристаллических пород докембрийского фундамента. Она имеет среднюю мощность 10–12 м, а на отдельных участках от 30–50 до 100–110 м для площадной коры и от 150–200 до 370 м для линейной коры. Суммарный объем коры выветривания Украинского щита оценивается в 200 км^3.

С формацией коры выветривания связан большой комплекс полезных ископаемых, как собственно гипергенных – каолины, глины, бокситы, вермикулиты, силикатные кобальт-никелевые руды и др., так и россыпных, состоящих из рудных и акцессорных минералов.

Большое значение имеют месторождения каолинов, графитовых и ильменитовых руд, менее значительны месторождения силикатных руд никеля и кобальта, бурых железняков, горного хрусталя с топазами и морионами, редкометальные россыпи. Известны проявления бокситов, вермикулитов, охр, нонтронитовых и монтмориллонитовых глин.

Наиболее широко распространены и значительны месторождения каолинов. Каолины высокого качества, в том числе щелочные, образуются при выветривании лейкократовых гранитов, пегматитов, аплитов, сиенитов. Они содержат в качестве акцессорных примесей минералы циркония, редких земель, ниобия, тантала, олова и др. Важной народнохозяйственной задачей является организация комплексной эксплуатации месторождений с максимальным извлечением не только каолина, но также кварцевого песка, полевошпатовой крошки, акцессорных минералов, а также использование осадочных пород вскрыши.

Низкосортные каолины со сверхлимитным содержанием железа и титана образуются при выветривании пород основного и ультраосновного состава, гнейсов и некоторых сланцев. Они содержат в виде примесей ильменит, апатит, гранаты и др. Эти каолины недостаточно изучены.

Графитовые руды пространственно и генетически связаны с парапородами – древнейшими гнейсами тетеревской, центральноприазовской и других серий докембрия, широко распространенных в южной присклоновой части щита, а также в некоторых районах Приднепровья. Рудой являются графитовые гнейсы и их кора выветривания, мощность кото-

рой местами достигает 100 м. В элювиальном горизонте графит остается неизмененным, лишь несколько дробятся его зерна.

Вблизи месторождения Завалье выявлены новые площади с графитовыми рудами. В Побужье, Среднем Приднепровье и Западном Приазовье также выявлены графитовые руды.

Большое значение имеют украинские месторождения титановых руд с ильменитом, пригодным для производства пигментной двуокиси титана. Источником ильменита являются породы габброидного ряда, в коре выветривания которых содержание рудного минерала увеличивается в 1,5–2 раза. Кроме ильменита, эти руды содержат апатит, запасы которого на отдельных месторождениях достаточно велики. В ильменитоносной коре габбро-перидотитов установлен никель, а в коре габбро-амфиболитов – редкие земли. Ильменит некоторых залежей содержит повышенное количество ванадия, ниобия и тантала. Наиболее перспективные новые площади намечены на Волыни, в Центральном Приднепровье (Корсунь-Новомирнородский массив), Среднем Приднепровье.

Все месторождения силикатных руд никеля и кобальта связаны с корой выветривания ультраосновных пород Побужья и Среднего Приднепровья и относятся к категории мелких с относительно невысоким содержанием металла. Перспективы поисков новых месторождений ограниченны, поскольку ультраосновные породы имеют небольшое развитие и слагают лишь малые массивы и дайки.

Кора выветривания ультраосновных пород имеет сложное строение и включает ряд горизонтов с различными полезными ископаемыми. Основной рудный горизонт – нонтронитовые глины – нередко подстилается вермикулитовыми породами, перекрывается железистыми породами (иногда охрами) и еще выше – бокситовидными образованиями. Наряду с никелем и кобальтом в силикатных рудах имеется хромит, содержание которого достигает промышленных концентраций. Разработка силикатных кобальт-никелевых руд должна вестись комплексно, с извлечением набора полезных ископаемых.

Промышленное значение имеют разведанные месторождения вермикулитов. Они сосредоточены в южной части Приазовья. Наиболее хорошо изучено Каменномогильское месторождение. По прогнозам намечено около 60 перспективных на вермикулиты площадей.

В коре выветривания железистых кварцитов Среднего Приднепровья и Никополь-Криворожского района разведано несколько месторождений природных красителей, охр. Изучены они недостаточно, но определено, что охры Алексеевского и других месторождений высокого качества.

Большое внимание уделялось поискам бокситов. Установлено, что бокситы связаны с корой выветривания амфиболитов и амфиболовых сланцев, но первичные залежи их в значительной мере размыты. Остаточные месторождения имеют небольшие запасы сырья невысокого качества. Бокситы разведанного Высокопольского месторождения пригодны как сырье для производства электрокорунда.

Редкометальные элювиальные россыпи циркона, касситерита, шеелита и др. представляют собой небольшие залежи с невысоким содержанием акцессорных минералов.

В последние годы открыты и разведываются залежи апатит-редкометальных руд в коре выветривания докембрийских пород карбонатитового комплекса. Это залежи линейной коры выветривания в зонах крупных разломов. Минеральный состав их весьма разнообразен, но, несмотря на мощность до нескольких сот метров, они сложены промежуточными продуктами выветривания с большим количеством гидрослюд и гидроокислов железа. Апатит в этих зонах не претерпевает существенного изменения и относительно концентрируется, но редкометальные минералы сильно измельчаются и при искусственном обогащении руд оказываются в основном в шламовой части (частицы $< 0{,}04$ мм) и практически не извлекаются.

В коре выветривания сланцев и гнейсов Волчанского выступа Среднего Приднепровья сосредоточены крупные массивы силлиманита; следует также отметить отдельные проявления с концентрацией опала, гранатов, корунда, вольфрамита и др.

Отметим, что в коре выветривания Украинского щита сосредоточены огромные массы глинистых пород – нонтронитовых, монтмориллонитовых, гидрослюдистых и др. Изучены эти глины слабо, особенно в отношении возможного их использования в различных областях народного хозяйства. Ближайшей важной задачей является определение пригодности нонтронитовых и монтмориллонитовых глин различных месторождений в качестве связующей добавки при производстве железорудных окатышей.

Краткий обзор показывает, что кора выветривания Украинского щита является огромной кладовой минерального сырья и весьма перспективна на открытие новых месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Крайне важно, чтобы вновь открытые и разведываемые залежи исследовались на весь возможный комплекс минерального сырья, а разработка месторождений велась с полным извлечением всех полезных компонентов.

УДК 622.023:553.2

С.И. Чайкин

СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КМА

Богатые железные руды КМА являются продуктами латеритного выветривания железистых кварцитов [1–5]. Связь богатых железных руд КМА с латеритной корой выветривания, в частности с латеритными бокситами, освещена во многих работах [4, 5, 7].

В ряде работ было показано, что формирование богатых железных руд КМА во времени сопряжено с образованием латеритных бокситов и связывается с позднедевонско-раннекаменноугольной эпохой, характеризовавшейся тропическим климатом на территории Русской платформы. Связь рудообразования с этой эпохой доказывается зависимостью мощности рудных залежей КМА от продолжительности континентальных условий

в этом временно́м интервале. Она была различной в разных частях территории КМА в зависимости от положения их в платформенной структуре – Воронежской антеклизе. Наибольшая мощность рудных зон, как известно, приурочена к юго-западному склону Воронежской антеклизы (Белгородский железорудный район), где кристаллический фундамент перекрыт визейскими, а в пределах рудных гряд – верхневизейскими отложениями [4, 5, 7]. Наименьшая мощность рудных залежей отмечена на северных склонах антеклизы (Курско-Орловский железорудный район), где фундамент перекрыт верхними горизонтами среднего (старооскольские слои) и верхнего (щигровские слои) девона. При этом богатые руды коры выветривания под морсовскими и мосоловскими слоями (низы живетского яруса) уже нигде на КМА не встречены [2]. Таким образом, этими данными четко устанавливается нижняя граница рудообразования – не ниже верхних горизонтов живетского яруса. Вместе с тем анализ изменения мощности рудных залежей и в целом зоны выветривания показывает, что главная эпоха рудообразования приходится на временно́й интервал верхний девон – нижняя половина визе [4,5]. В последнее время В.М. Кравченко и В.К. Тетерюк [3] и вслед за ними А.Д. Савко и В.И. Сиротин [6, с. 107] указывают на то, что с одной стороны, возраст перекрывающих рудные залежи осадков чехла "не позволяет точно определить их возраст", а с другой – "анализ возраста их кровли приводит к выводу о додевонском возрасте богатых железных руд".

Большая мощность (средние мощности плащеобразных залежей достигают 100 м и более) богатых руд в Белгородском районе, по мнению указанных авторов, объясняется лучшей сохранностью их по сравнению с северными районами, где руды додевонской коры выветривания в существенной степени оказались уничтоженными девонской трансгрессией. Однако такие представления о времени образования богатых руд КМА не согласуются с целым рядом геологических данных. Прежде всего как на территории КМА, так и на сопредельных с ней площадях западных и северных районов Русской платформы (Белорусский массив и южный борт Московской синеклизы) в базальных слоях додевонских и нижнедевонских отложений, лежащих на кристаллическом фундаменте, переотложенные руды и даже отдельные обломки богатых руд не встречены.

Упомянутые авторы игнорируют это, а также тот факт, что переотложенные богатые руды появляются только в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях. Почему хемогенно-осадочные руды шамозит-гематитового состава появляются только в живете (старооскольский горизонт) и почему они отсутствуют в более древних отложениях палеозоя и рифея? Кроме того, в толщах кварцито-песчаников рифея западных районов Русской платформы, а также в переотложенных продуктах выветривания в качестве главных породообразующих компонентов участвует кластогенный кварц, но отсутствует рудный детрит. В продуктах переотложения рифейской коры выветривания отсутствует обломочный материал, представленный рудами. Следовательно, в додевонское время богатых руд коры выветривания не существовало. Первые их проявления установлены в верхнеживетское время, а главная масса их образовалась в верхнедевонско-турне-визейскую эпоху с апогеем рудообразования в турне-визе, о чем свидетельствует отчетливая коррели-

руемость увеличения мощности рудных залежей с возрастом кроющих пород в интервале от живета до верхнего визе.

Однако в пределах однородных по физико-географической обстановке площадей северного и южного склонов и сводовой части антеклизы наблюдаются значительные вариации мощности рудных залежей. Анализ геолого-структурных особенностей строения площадей и участков, различающихся по мощности оруденения, позволил выявить влияние на интенсивность процессов рудообразования таких факторов, как литология рудоматеринских пород (текстура, структура и минеральный состав), представленных преимущественно железистыми кварцитами, в которых они залегают. Влияние этих факторов на рудообразование нами рассматривалось ранее [4]. Однако к настоящему времени в связи с эксплуатацией ряда месторождений КМА (Лебединское, Стойленское, Михайловское) более надежно установлены структура массивов, сложенных толщей железистых кварцитов, и внутреннее строение рудовмещающих толщ. Это дает возможность более тщательно проанализировать связь оруденения с элементами структуры и стратификацией толщи железистых кварцитов.

Влияние структурного фактора на рудообразование в условиях КМА довольно разнообразно, причем в связи с глубоким денудационным срезом докембрийских образований он проявляется в рамках синклинальных структур, в строении которых участвуют толщи железистых кварцитов. В зависимости от масштабов синклиналей и от приуроченности железистых кварцитов к их разным элементам представляется необходимым выделить следующие типы структурных форм образованных железистыми кварцитами.

1. Моноклинальные залежи железистых кварцитов, отвечающие крыльям региональных и глубокого заложения синклиналей (Яковлевская, Покровская, Тим-Щигровская и др.).

2. Вытянутые по простиранию, относительно простого строения, глубоко эродированные синклинали второго порядка с погружающимся шарниром, сложенные на выходах на палеозойскую поверхность толщами железистых кварцитов (Лучкинско-Гостищевская залежь и ряд залежей Белгородских аномалий).

3. Структуры типа брахисинклиналей, которым отвечают изолированные массивы железистых кварцитов, имеющие в плане эллипсоидальную форму (Чернянское и Погромецкое месторождения и Лев-Толстовские, Копенские и, возможно, Медвенские аномалии).

4. Сложноскладчатые узлы (Михайловское, Тетеревинское, Больше-Троицкое (северный фланг) месторождения и Старооскольская группа месторождений), отвечающие выходам сложноскладчатых шарниров крупных синклиналей.

5. Весьма редко встречающиеся участки, обособленные антиклинальные складки второго и третьего порядков, сложенные железистыми кварцитами и расположенные внутри синклиналей, выполненных сланцами надрудной толщи. Этот тип встречается очень редко (Малиновское месторождение, Хохловско-Игуменский участок).

Указанные структурные формы залегания железистых кварцитов определяют прежде всего морфологию рудных залежей в плане, которая

изменяется от ленточно вытянутых (на моноклинальных полосах) до сложнолопастных (на выходах сложноскладчатых шарниров). Внутренняя структура массивов железистых кварцитов обусловливает пространственное распространение разных минеральных типов железистых кварцитов, влияющих на интенсивность рудообразования на выходах на палеозойскую поверхность. Здесь следует заметить, что строгой зависимости интенсивности и мощности оруденения от типа складок более высокого порядка не наблюдается. Это обусловлено тем, какими кварцитами сложены эти складки на выходах на поверхность. Морфология рудных залежей в поперечном сечении определяется также характером внутренней структуры. В синклиналях относительно простого строения (Гостищевское месторождение) в схематизированном виде рудные залежи в поперечном сечении имеют мульдообразную форму с приуроченностью наибольшей мощности (до 200 м) к ядру синклинали с постепенным уменьшением ее к крыльям складки.

В сложноскладчатых шарнирах синклинальных структур (Старооскольская группа месторождений, Михайловское и др.) морфология рудных залежей в разрезе отличается большой сложностью. В бортовых частях руды отсутствуют или имеют незначительную мощность. Наибольшую мощность руды имеют в центральных частях, при этом наблюдается либо мозаичное, либо зональное чередование участков с большой мощностью (до 25–30 м) с участками, где мощность руд измеряется первыми метрами или они отсутствуют.

Своеобразно проявлена локализация богатых руд на Чернянском месторождении, представляющем собой в структурном отношении брахисинклиналь. Здесь в отличие от рассмотренных выше типов локализации оруденения наибольшая мощность богатых руд приурочена к бортовым частям синклинали с постепенным ее уменьшением вплоть до полного выклинивания в пределах ядра складки. Это связано с тем, что ядро на выходах на палеозойскую поверхность сложено широкополосчатыми пачками обедненных железом разновидностей железистых кварцитов, неблагоприятными для рудообразования.

Весьма примечателен характер локализации залежей богатых руд на Салтыково-Александровском месторождении, приуроченном к глубоко эродированной, узкой, но протяженной (до 45 км) синклинали, сложенной железистыми кварцитами. Богатые руды на месторождении имеют прерывистое распространение, распадаясь на 25 мелких залежей, цепочкой вытянутых по простиранию. Причиной локального развития рудных залежей является ундуляция шарнира складки, за счет которой в промежутках между отдельными залежами на палеозойскую поверхность выделены горизонты кварцитов, неблагоприятные для формирования богатых руд. Возможно, какую-то роль в локальном развитии богатых руд сыграла блоковая структура полосы железистых кварцитов.

В крупных синклинальных структурах, где железистые кварциты участвуют в строении крыльев, образуя протяженные, но узкие (50–300, реже 500 м) крутопадающие моноклинали, создаются практически неограниченные возможности для развития оруденения на глубину. Именно к этим структурным формам приурочены руды криворожского типа, уходящие на глубину и связанные с линейными корами выветривания.

Весьма важно, однако, отметить, что развитие руд, связанных с линейными корами выветривания, в пределах этих кварцитовых моноклиналей контролируется в большинстве своем литолого-стратиграфическим фактором, о чем свидетельствует приуроченность их к определенным стратиграфическим горизонтам.

Анализ изменения мощности залежей богатых железных руд месторождений КМА показывает, что оно связано с избирательным характером развития рудообразования, предопределенного литологическими особенностями железистых кварцитов, в частности минеральным составом, текстурой и структурой пород. На примере Яковлевского, Гостищевского, Михайловского и Лебединского месторождений КМА отчетливо обнаруживается, что наибольшие мощности богатых руд развиваются на железнослюдковых и магнетитовых тонкополосчатых кварцитах, а также на некоторых силикатных разновидностях, в которых кварцевые прослои существенно редуцированы и место их занимают железистые силикаты.

По кварцитам, отличающимся широко- и грубополосчатыми текстурами, оруденение проявлено заметно слабее, а нередко и совершенно отсутствует независимо от внутренней структуры массива железистых кварцитов. Богатые руды отсутствуют или имеют незначительную мощность как в случае, когда упомянутые выше неблагоприятные для рудообразования кварциты выполняют внутренние мульды синклиналей (Чернянское месторождение), так и в случаях, когда они слагают антиклинали, осложняющие мульды синклиналей (Лебединское, Стойленское месторождения). Разнообразие морфологии рудных залежей в пределах синклинальных структур обусловлено в основном литологическим типом железистых кварцитов, выведенных на палеозойскую поверхность.

Важная роль литологического фактора особенно наглядно видна на примере руд, связанных с линейными корами выветривания. На Яковлевском месторождении, где этот морфологический тип оруденения особенно широко развит, оруденение локализуется в горизонтах железнослюдковых и силикат(куммингтонит)-магнетитовых кварцитов, приуроченных к висячему боку кварцитовой толщи. При этом в горизонтах железнослюдковых кварцитов руды развиваются по тем пачкам, которые отличаются седиментогенной обогащенностью железом, а также весьма тонкополосчатой текстурой, часто переходящей в микрополосчатую с шириной слойков, измеряемой долями миллиметра. Содержание железа в таких кварцитах увеличивается до 40–42%.

Из силикат (куммингтонит)-магнетитовых кварцитов благоприятны для рудообразования разновидности с редуцированными кварцевыми и большим количеством силикатных прослойков. Эти кварциты в основном состоят из силикатных (куммингтонит и хлорит) и магнетитовых прослойков изменчивой мощности (от долей или нескольких миллиметров до 1–1,5 см). Кварцевые прослойки имеют эпизодическое развитие и обладают небольшой мощностью – от долей до нескольких миллиметров. Эта разновидность кварцитов в основном приурочена к висячему боку кварцитовой толщи, причем имеет характер субфации в горизонте силикат-магнетитовых кварцитов с ограниченным ареалом распространения. В связи с этим и богатые руды, развитые в этих горизонтах, по простиранию имеют также ограниченное и прерывистое распространение.

Важна также значительная роль для процессов рудообразования структурных особенностей кварцитов – крупности зерен породообразующих минеральных компонентов, главным образом силикатов и кварца, обусловленных различной степенью их метаморфизма. Наиболее легко и интенсивно процессы выщелачивания кремнезема, гидролиза и окисления силикатов идут в слабо метаморфизованных (не выше зеленоцветной ступени) разновидностях железистых кварцитов, и они заметно слабеют или вовсе затухают в более метаморфизованных и перекристаллизованных зонах. Так, в области Старооскольного рудного узла входящие в его состав Стойленское, Стойло-Лебединское, Крамское и Лебединское месторождения расположены на разном удалении от Стойло-Николаевского габбро-диоритового плутона. На Крамском месторождении и в северо-восточном крыле Стойло-Лебединского месторождения, непосредственно примыкающем к плутону, железистые кварциты подверглись активному контактовому воздействию со стороны упомянутого интрузива, в связи с чем железистые кварциты на этих участках более перекристаллизованы. Рудный минерал и кварц в них более крупнозернистые (десятые доли и первые миллиметры). На Лебединском месторождении, находящемся за пределами контактового ореола, метаморфизм железистых кварцитов не выходит за пределы зеленокаменной ступени. Различие в метаморфизме Лебединского и Крамского месторождений отразилось на интенсивности рудообразования. В пределах Лебединского месторождения богатые руды, как известно, имеют значительную мощность и представляют промышленный интерес, в то время как на Крамском участке богатые руды практически отсутствуют. Процессы гипергенеза здесь не вышли за пределы стадии окисления и слабой дезинтеграции кварца, которые представлены маломощной зоной (от первых метров до первых десятков метров). Еще более отчетливо влияние метаморфизма на рудообразование проявляется на железистых кварцитах, связанных с гнейсовыми толщами, где метаморфизм достигает амфиболитовой и гранулитовой ступеней и они характеризуются крупнозернистыми структурами. Развитые на этих кварцитах богатые руды даже в Белгородском железорудном районе (Прохоровские аномалии) с наиболее благоприятными палеогеографическими условиями нигде не имеют мощностей более нескольких метров, в то время как в слабо метаморфизованных зонах минимальная мощность рудных залежей не менее 30–50 м.

В целом из приведенного обзора по рудоконтролирующим факторам следует, что образование мощных залежей богатых железных руд является интегральной функцией продолжительности эпохи рудообразования и сочетания благоприятных структурных и литологических факторов, связанных с условиями залегания и строением рудоматеринских пород.

Литература

1. *Бушинский Г.И., Теняков В.А.* Выветривание – процессы, породы и руды. – Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5.
2. *Калинин И.П.* Некоторые вопросы геологического строения и неотложные задачи по изучению Льговско-Михайловского железорудного района КМА. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым

центральных районов Европейской части СССР. Калуга: Кн. изд-во, 1959, вып. 2.
3. *Кравченко В.М., Тетерюк В.К.* Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным споро-пыльцевого анализа. – Литология и полез. ископаемые, 1970, № 4.
4. *Леоненко И.Н., Русинович И.А., Чайкин С.И.* Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М.: Недра, 1969. Т. III.
5. *Никитина А.П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
6. *Савко А.Д., Сиротин В.И.* К вопросу о распространении позднепротерозойской коры выветривания в пределах Воронежской антеклизы. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1976.
7. *Сапожников Д.Г.* Об изучении коры выветривания остаточных и осадочных рудных месторождений. – Геология руд. месторождений, 1977, № 5.

УДК 551.311.231:551.76:553.3 (470.6)

Е.Т. Бобров

РУДОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ИХ ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

На Северном Кавказе, в верховьях рек Малки, Кубани и в районе плато Бечасын, расположенного между Скалистым и Передовым хребтами, установлено широкое развитие триас-юрских латеритных кор выветривания [1, 4, 7, 8]. В зависимости от пород, которые подвергались выветриванию, выделяются латериты железистые, развитые на ультраосновных породах, и глиноземистые – на эффузивных. С корами выветривания ультраосновных пород палеозоя, представленных серпентинитами и перидотитами, в верховьях рек Малки и Кубани связан ряд мелких остаточных и переотложенных месторождений железных руд, перекрытых различными по возрасту отложениями ранней, поздней юры и раннего мела.

В профиле выветривания серпентинитов по левому борту долины р. Малки выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) карбонатизированных серпентинитов; 2) окремнелых серпентинитов; 3) нонтронитовая; 4) охр. Верхняя часть профиля коры выветривания представлена структурными охрами, сложенными гетитом и гематитом. Кроме указанных минералов, в зоне охр отмечено присутствие опала, кварца, кальцита, хромшпинелидов, каолинита, гиббсита, бемита, сидерита и шамозита. Последние два минерала являются наложенными, более поздними. Мощность вторично преобразованных пород коры выветривания серпентинитов колеблется от 0,5 до 3 м.

С корами выветривания эффузивных пород основного состава в районе плато Бечасын связаны остаточные и переотложенные бокситы, перекрытые отложениями тоарского яруса ранней юры. Коры выветривания в этом районе вторично изменены как гипергенными, так и гидротермальными процессами.

В геологическом строении плато Бечасын принимают участие сложно дислоцированные раннепалеозойские образования складчатого фундамента, на размытой поверхности которого залегают породы мезозоя и кайнозоя.

Плато Бечасын приурочено к Лабинско-Малкинской зоне эпигерцинской Предкавказской (Скифской) платформы, расположенной к северу от субширотного Пшекиш-Тырнаузского разлома, и характеризуется многочисленными дизъюнктивными разрывами северо-западного направления [5, 8]. В пределах исследованной территории на водоразделах рек Таракуль-Тюбе и Элиаурган азимуты падения сместителя изменяются, по данным Э.М. Головачева, от 90 до 120°, углы падения – от 70 до 90°. Амплитуда смещения достигает 5 м и более. Тектонические разрывы и смещения фиксируются зонами дробления и смятия пород мощностью до 2 м. В указанном районе зоны дробления прослеживаются по всему разрезу ранне- и позднеюрских отложений, а в смежных районах – и в более молодых породах. В рельефе на водоразделах эти зоны выражены уступами, а в бортах долин – вымоинами.

Среди пород мезозоя здесь выделяется толща вулканогенных образований, залегающих с угловым несогласием на отложениях угленосной хумаринской свиты плинсбахского яруса нижней юры. Вулканогенная толща, представленная андезитовыми лавами, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями и андезито-дацитовыми порфиритами, относится к домерскому подъярусу плинсбахского яруса [3, 7]. Мощность ее непостоянна – от 75 до 200 м. На породах вулканогенной толщи развита латеритная кора выветривания, перекрытая базальными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, фаунистически охарактеризованными и относящимися к среднему и верхнему подъярусу тоарского яруса нижней юры [7]. Кора выветривания прослеживается в обнажениях, по скважинам, шурфам и канавам. Мощность ее весьма непостоянна и зависит от эрозионного среза.

По правому борту долины р. Таракуль-Тюбе скважинами вскрыты неизмененные андезитовые порфириты, зеленовато-серые, серые, плотные, массивной текстуры, с порфировой, витрофировой и пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники образованы плагиоклазами (олигоклаз, андезин, анортит), хлоритизированными и карбонатизированными амфиболами и пироксенами, биотитом; рудные минералы – магнетит, ильменит. Плагиоклазы андезитового состава представлены как крупными (до 8 мм) зональными фенокристаллами, так и мелкими зернами, беспорядочно ориентированными в основной стекловатой массе. Химический состав андезитовых порфиритов приведен в таблице.

Порфириты переслаиваются с лавобрекчиями – плотной серой породой брекчиевой структуры, сложенной угловатыми и овальными обломками андезитовых порфиритов, расположенных в почти нераскристаллизованной основной массе. Размер обломков 0,5–15 см, их количество колеблется от 10 до 40%.

Андезитовые порфириты выше по профилю постепенно переходят в структурный глинистый элювий. По минеральному составу в профиле выветривания выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) хлорит-

Химический состав пород коры выветривания андезитовых порфиритов (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	61,50	44,60	45,45	5,70	25,00	21,40
TiO_2	0,45	0,84	1,96	1,04	0,24	0,46
Al_2O_3	18,40	27,50	36,60	50,60	20,70	23,60
Fe_2O_3	5,06	10,50	1,08	28,90	2,59	5,77
FeO	0,58	5,50	0,11	0,02	17,82	13,59
MnO	0,13	0,03	0,03	0,17	0,54	0,03
MgO	0,98	0,02	0,20	0,30	0,23	1,20
CaO	4,95	4,12	0,44	0,02	2,20	1,20
Na_2O	3,81	2,10	0,08	0,03	0,14	0,10
K_2O	1,51	1,78	0,18	0,26	0,10	0,50
P_2O_5	0,15	0,10	0,06	0,21	0,07	0,14
CO_2	0,70	0,10	0,10	0,14	13,60	10,15
$C_{орг}$	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	3,80
$S_{общ}$	0,02	0,02	0,02	0,02	2,02	4,01
H_2O^+	1,44	2,46	13,65	13,12	12,85	14,38
Сумма	99,78	99,77	100,06	100,63	100,20	100,38

1 – андезитовый порфирит; 2 – образец из хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоны; 3 – образец из монтмориллонит-каолинитовой зоны; 4 – образец из каолинит-гиббсит-бемитовой зоны с диаспором и гематитом; 5–6 – вторично-преобразованные породы коры выветривания: 5 – гипергенно-измененные, 6 – гидротермально-измененные. Аналитик Э.С. Дудорева.

гидрослюдисто-монтмориллонитовая с преобладанием смешанно-слойных минералов типа хлорит – монтмориллонит, гидрослюда – монтмориллонит мощностью до 6 м; 2) монтмориллонит-каолинитовая мощностью 5–8 м; 3) каолинит-гиббсит-бемитовая с диаспором и гематитом мощностью 0–3 м. Выше расположена зона вторично-измененных пород коры выветривания сидерит-шамозит-каолинитового состава с пиритом мощностью 0,5–6 м. Общая мощность коры выветривания 3–23 м.

Верхняя часть профиля коры выветривания повсеместно вторично преобразована, что выразилось в интенсивной каолинизации пород за счет замещения каолинитом минералов свободного глинозема, появления тонковкрапленного пирита, шамозита, сидерита. Интенсивная каолинизация и частичное окварцевание в основном развиты в местах, где кора выветривания и ее переотложенные продукты перекрыты песчаниками. Вторичные гипергенные изменения привели к полному исчезновению первичных структурных признаков андезитовых порфиритов, сохранявшихся в профиле выветривания в каолинит-гиббсит-бемитовой зоне с диаспором и гематитом. Они привели к изменению химического состава пород и резкому увеличению в них SiO_2, FeO, CO_2, S (см. таблицу, обр. 5).

Этот характерный для всего района минералого-геохимический профиль латеритной коры выветривания меняется в зонах, приуроченных к тектоническим нарушениям. Последние рассекают почти под прямым

углом породы субстрата, коры выветривания и вышележащие песчано-глинистые отложения ранней и средней юры.

Андезитовые порфириты и развитая на них кора выветривания в зонах разломов интенсивно хлоритизированы и обогащены битумами. Цвет пород меняется от зеленовато-серого и серого до темно-серого и черного. Макроскопически зональность коры выветривания и ее структурные особенности здесь выражены слабо: нет четких повсеместно распространенных цветовых переходов, структуры андезитовых порфиритов наблюдаются только под микроскопом. Кроме хлоритизации и битумизации, в участках, примыкающих к разломам, отмечается слабо проявленное окварцевание – развиты тонкие (до 1 мм) прожилки кварца совместно с диккитом и мелкие (до 1–2 мм) линзочки и округлые образования халцедона и розетки давсонита.

Вблизи тектонических разломов как в исходной породе, так и в коре выветривания и вышележащих отложениях ранней и средней юры была обнаружена вкрапленность мелких (0,5–1 мм) кристаллов галенита, антимонита, реальгара, аурипигмента, единичные зерна киновари в тесной ассоциации с каолинитом и диккитом [2, 6]. Диагностика диккита подтверждается рентгеноструктурными данными – отсутствием рефлексов 3,95, 2,65, 1,72, 1,61 Å, характерных для каолинита.

На некотором удалении (до 1–2 м) от зоны разлома в коре выветривания и перекрывающих ее породах (левый борт долины р. Элиаурган) встречены редкие, хорошо выраженные прожилки (0,5–5 см) белого барита в ассоциации с целестином.

В глинистой части профиля коры выветривания вблизи зоны тектонических нарушений обнаружены ксеноморфные зерна сидерита, анкерита и кальцита. На расстоянии 25–40 см от центральной части зоны разлома внешний облик глин постепенно меняется. Они становятся более плотными, иногда массивными. В них увеличивается содержание $C_{орг}$, достигая 3% и более (см. таблицу).

Наблюдаемая наложенная на кору выветривания минерализация характерна для низкотемпературных гидротермальных образований и выявлена только в зонах разломов, секущих юрские отложения.

Возрастной интервал латеритной коры выветривания на плото Бечасын – $J_{1p2} - J_{1t}$. Время воздействия гидротермальных процессов, обусловивших ртутную и другую сульфидную минерализацию на Северном Кавказе [10], отвечает миоцену и плиоцену. Нет сомнения, что гидротермальная деятельность изменяла уже существовавшую и захороненную кору выветривания и никак не была связана с ее образованием.

Аналогичные проявления, по-видимому, нередки и в других складчатых областях, где в зонах тектонических нарушений развиты коры выветривания, впоследствии измененные гидротермальными процессами (Таймыр, Карпаты и др.).

Литература

1. *Бобров Е.Т., Щипакина И.Г.* Условия образования минералов свободного глинозема Малкинского железорудного месторождения. – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. ТГУ, 1974.

2. *Будыка К.С.* Морфометрический анализ рудных полей Кубинского ртутно-рудного района. – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. ТГУ, 1974.
3. *Варданянц Л.А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1 000 000: Объясн. зап. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
4. *Гинзбург И.И., Яницкий А.Л.* Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве на Северном Кавказе. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
5. *Дотдуев С.И.* О характере и амплитуде неотектонических движений северного склона Центрального Кавказа. – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сер.-Кавк. ТГУ, 1974.
6. *Кандауров А.С.* Роль трещинной тектоники в локализации ртутного оруденения в Кубинском рудном районе. – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. ТГУ, 1974.
7. *Кондаков И.В., Коробейников Р.А.* Нижнетоарская бокситоносная формация Северного Кавказа (к проблеме формационного анализа бокситоносных толщ). – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кав. ТГУ, 1974.
8. *Сердюченко Д.П.* Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
9. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа (опыт геодинамической интерпретации). – В кн.: Тез. докл. на IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. ТГУ, 1974.
10. *Шамрай И.А., Нетреба А.В., Труфанов В.Н.* и др. Минералогия и термодинамика ртутных проявлений Северного Кавказа. Ростов-н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1972.

УДК 553.068.368

Г.А. Магалашвили, Т.Ш. Гогишвили

БОКСИТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КАВКАЗЕ

В геологической истории развития Кавказа отмечается несколько периодов, когда в отдельных структурно-формационных зонах создавались благоприятные условия для образования кор выветривания. Коры выветривания приурочены к разным стратиграфическим уровням и известны в Индоло-Кубанском прогибе, Бечасынской зоне, на южном склоне Большого Кавказа, в Закавказском срединном массиве, Аджаро-Триалетской, Талышской и Приараксинской зонах.

Самые древние коры выветривания железисто-каолинитового состава с бокситоподобными породами формировались в Приараксинской зоне с конца визе до поздней перми включительно [1]. На западных отрогах Урцского хребта, в пределах этой же зоны, известна аллитная кора, в которой бокситы и бокситоподобные породы залегают как на каменноугольных, так и на раннепермских отложениях. Аллиты и бокситоподобные породы в виде пластообразной залежи прослежены на расстоянии до 12 км при мощности 20–60 м, в отдельных местах до 100–300 м. Аллиты имеют железисто-каолинитовый состав, по данным исследования они относятся к каолинит-диаспоровому типу бокситов с низким значе-

нием кремниевого модуля. Учитывая наличие в аллитах неокатанных зерен кварца и минералов, устойчивых к выветриванию, можно предположить, что здесь имеет место зона ближнего выклинивания [3], представленная аллитами, каолинит-железистыми породами и железными рудами. Зона богатых бокситов должна располагаться южнее, в Нахичеванской и Приараксинской зонах, на рифогенных известняках нижнего карбона. Это предположение обосновывается благоприятными палеогеографическими условиями, рифогенным характером подстилающих толщ, появлением битуминозных известняково-сланцевых перекрывающих отложений, наличием регионально выраженного континентального перерыва, длившегося со среднего карбона до верхней перми.

В Дзирульской зоне Закавказского срединного массива на ранней стадии киммерийского цикла формировались карбонатно-терригенные отложения, в составе которых имеются кварцевые и аркозовые песчаники, линзы огнеупорных глин, указывающие на глубокое химическое выветривание. Согласно Г.С. Дзоценидзе [5], эти глины относятся к переотложенным продуктам кор выветривания триасового возраста. Изучение этих глин на содержание свободного глинозема представляется перспективным. В аналогичных условиях залегают бокситы в районе Раховского массива в Закарпатье [4].

На Северном Кавказе, в бассейнах верхнего течения рек Кубани, Малки и на Бечасынском плато, широко развиты коры выветривания рэт-лейасового возраста. С корами выветривания по серпентинитам ассоциирует ряд мелких остаточных и переотложенных железорудных месторождений (Малкинское, Подорванное, Больше-Зеленчукское и др.). Образование большинства этих месторождений связано с корами выветривания нижнепалеозойских ультраосновных пород Беденского и Малкинского массивов [7].

В корах выветривания, образованных за счет пород андезитового ряда, на плато Бечасын отмечены остаточные и переотложенные бокситы [2, 6], представленные диаспором, гиббситом, бемитом в минеральной ассоциации с каолинитом, сидеритом, шамозитом.

Мощные слои огнеупорных глин каолинитового состава в келловей-киммериджских отложениях (Бечасынская зона) свидетельствуют о формировании верхнеюрских кор выветривания, в которых можно ожидать наличие минералов свободного глинозема (Эшкакон, Красногорка). Подобные же огнеупорные глины каолинитового состава широко развиты в карбонатно-терригенной формации келловея-киммериджа междуречья Баксан–Терек.

Возникновение опресненных лагун в результате регрессии в конце верхнего байоса обусловило формирование вдоль северо-западной периферии Закавказской межгорной зоны угленосной формации бата с каолиновыми глинами и анальцимовыми песчаниками (коры выветривания байосской порфиритовой свиты, образованные в условиях влажного и теплого климата). Содержание глинозема в огнеупорных глинах угленосной свиты в районе с. Гелати достигает 37%, в районе г. Ткибули – 36, на Ткварчельском месторождении – 29, на Джварисском проявлении каолиновых глин – 35%.

Длительный континентальный перерыв обусловил формирование пестро-

цветной формации верхней юры, однако признаки аридного климата (наличие гипса, глин гидрослюдисто-монтмориллонитового состава) ограничивают перспективы их бокситоносности.

В Аджаро-Триалетской зоне на субщелочных вулканогенных породах среднего и верхнего эоцена в период, охватывающий плиоцен–антропоген, в условиях субтропического климата формировалась каолиновая кора выветривания (Макванети, Шемокмеди и др.), в которой под воздействием органических кислот могли возникать свободные окислы алюминия [3].

В этом аспекте особого внимания заслуживают латериты черноморской полосы в пределах Аджарской АССР, где мощность красноземов 10–15, а местами 60 м. Возраст красноземов послесарматский–докиммерийский.

Сравнение химического состава красноземов с материнскими породами (калиевые базальты и др.) показывает резкое обогащение первых глиноземом, железом, обеднение кремнеземом, щелочами и щелочными землями. Свободного гидрата окиси алюминия в продуктах выветривания чрезвычайно мало, на основании чего породы отнесены к группе красноземов влажных субтропиков с ослабленным латеритным выветриванием. Содержание Al_2O_3 в латеритах 22–38,3,%. В тонкой фракции почвы преобладают минералы группы каолинита (каолинит, галлуазит) и почти всегда присутствуют гиббсит, гидрогетит.

Изучение красноземов Аджарии и условий их образования имеет большое значение, так как может дать дополнительные сведения для уточнения и расшифровки условий формирования латеритных кор выветривания.

Литература

1. *Аракелян Р.А.* Палеозой. – В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964, т. II.
2. *Бобров Е.Т.* Рудоносность кор выветривания Северного Кавказа и их вторичные преобразования. – В кн.: Тез. Всесоз. совещ. "Коры выветривания и бокситы". Алма-Ата: КазИМС, 1981.
3. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. – Тр. ВИМС. Нов. сер., 1960, вып. 5.
4. *Денисевич А.А.* Бокситы и их генезис. – В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
5. *Дзоценидзе Г.С.* Возраст и условия образования древних кор выветривания Грузии. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
6. *Ренгартен Н.В.* О бемите Северного Кавказа. – Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
7. *Черницын В.Б., Андрущук В.Л., Рубцов Н.Ф.* Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1971.

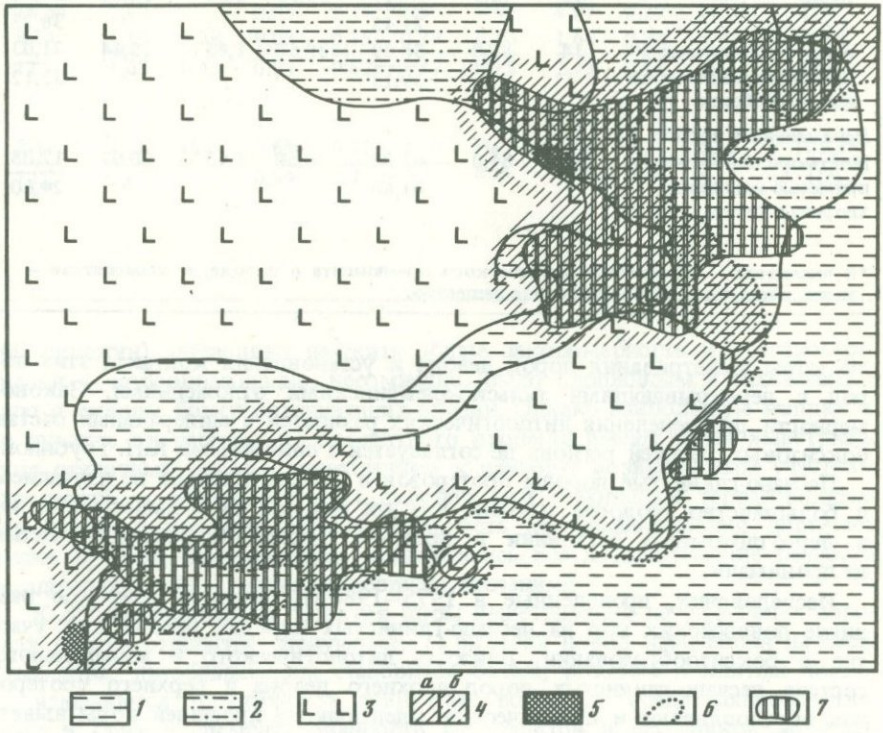
УДК 551.311.231

В.М. Сорокин

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО БОКСИТОВОГО РАЙОНА

Осадочные песчано-глинистые породы валдайской серии верхнего протерозоя и франского яруса верхнего девона являлись наряду с вулканитами основного состава наиболее распространенными геологическими образованиями на дневной поверхности в нижнекаменноугольное (довизейское) время для территории Северо-Онежского бокситового района (см. фигуру). В связи с этим интересен вопрос о корообразовании в довизейское время на песчано-глинистых породах протерозоя и девона.

Коры выветривания на девонских песчано-глинистых породах региона описаны К.Н. Трубиной как латеритные. Она выделила в профиле коры выветривания три зоны (снизу вверх): слюдисто-монтмориллонитовую, каолинитовую и бемитовую [2]. Приводимые К.Н. Трубиной геологические материалы дают повод сомневаться в правильности выделения



Геолого-литологическая схема дорудного довизейского фундамента и бокситов Северо-Онежского бокситового района

1 – **аргиллитоподобные глины, песчаники, $PR_2v\,d$;** *2* – **глины, алевролиты, D_3fr_2;** *3* – **метабазиты, базальты, PR_1vp_2;** *4–5* – **коры выветривания:** *4* – **каолинитового профиля (*а* – установленные, *б* – предполагаемые),** *5* – **латеритного профиля;** *6* – **границы распространения кор выветривания;** *7* – **месторождения и рудопроявления бокситов**

Таблица 1

Химический состав (в вес.%) песчано-глинистых пород верхнего протерозоя и каолинитовой коры выветривания по ним

Порода	№ обр.	Глубина отбора образца, м	SiO_2 (общ.)	SiO_2 (кв.)	SiO_2 (аморф.)	SiO_2 (силик.)	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O	П.п.п.	Сумма
Переотложенный материал коры выветривания																		
Глина																		
гетит-шамозит-каолинитовая	3	71,0	33,39*/31,55	2,74	0,60	30,05	27,90/29,30	15,43/16,20	3,74/3,93	0,19/0,20	2,78/2,92	0,58/0,61	0,60/0,63	0,10/0,10	1,30/1,36	0,19/0,20	12,19/13,00	98,29/100
гетит-каолинитовая с гиббситом	10	71,8	41,87/40,84	2,74	0,60	38,53	29,74/31,52	11,59/12,29	1,78/1,89	Сл.	0,08/0,08	0,09/0,10	0,61/0,65	Не опр.	2,59/2,75	0,22/0,23	9,24/9,65	98,03/100
Кора выветривания каолинитовая																		
гетит-каолинитовая с примесью бемита и гидромусковита	11	72,0	52,27/18,09	39,95	2,04	10,28	21,65/38,10	12,10/21,30	1,12/1,97	0,22/0,39	0,10/0,18	0,44/0,77	0,86/1,51	0,12/0,21	1,82/3,20	0,21/0,37	7,91/13,91	98,82/100
то же	12	75,0	54,39/21,45	39,95	2,04	12,40	22,10/38,23	10,60/18,34	1,39/2,40	Сл.	0,02/0,03	0,14/0,24	0,86/1,49	Не опр.	2,35/4,07	0,17/0,29	7,62/13,46	99,64/100
гетит-каолинитовая с примесью гидромусковита и гиббсита	14	81,0	58,49/39,13	30,60	1,45	26,44	21,03/31,12	8,44/12,49	1,10/1,63	0,28/0,41	0,03/0,04	0,35/0,52	0,79/1,17	0,10/0,15	1,68/2,49	0,28/0,41	6,91/10,44	99,48/100
Неизмененная порода																		
Монтмориллонитовая с примесью каолинита, хлорита и гетита	15	84,0	63,02/44,60	30,60	1,45	30,97	17,08/24,60	8,49/12,23	1,16/1,67	Нет	0,65/0,94	0,51/0,73	1,98/2,85	Не опр.	2,76/3,97	0,21/0,30	6,50/8,11	101,36/100

*В числителе – содержание химического компонента в породе, в знаменателе – то же, в пересчете на бескварцевое вещество.

ею коры выветривания пород девона и установления контакта этих пород с перекрывающими тульско-алексинскими отложениями. Закономерности распределения литологических разностей и минеральный состав бокситовых залежей региона не согласуется с описанными К.Н. Трубиной.

Песчано-глинистые породы протерозоя и девона детально не изучались, и большинство геологов считали, что эти породы ни в выветрелом, ни в переотложенном состоянии в процессе бокситообразования участия не принимали.

Исследования, проведенные в 1975–1980 гг., выявили широкое развитие довизейских кор на песчано-глинистых породах района и их участие в бокситообразовании. Близость литологического и минерального состава песчано-глинистых пород верхнего девона и верхнего протерозоя обусловливают и практическую идентичность профилей коры выветривания на них.

Минералого-петрографическое изучение позволило установить каолинитовый и реже латеритный профиль довизейской коры выветривания песчано-глинистых пород. Изученные к настоящему времени профили кор выветривания осадочных пород протерозоя и девона (более

60 скважин) позволяют выявить общие закономерности их распространения – корообразование, несомненно, было площадным и захватывало дно и склоны бокситовмещающих впадин. Однако наибольшую мощность и лучшую проработку до латеритного профиля имеют коры выветривания осадочных пород, приуроченные к наиболее возвышенным участкам депрессий – верхним частям склонов или небольшим террасовидным выступам в профиле склона. Мощность кор выветривания достигает здесь 8–19 м. Выветриванию подвергались все литологические разности осадочных пород – глины, алевролиты, песчаники.

К общим признакам развития коры выветривания на осадочных породах района относятся следующие: 1) окраска пород изменяется на светлые тона, преобладающим становится белый, розовый и желтый цвета; 2) изменяются пластичность глинистых пород до средне-мягкопластичных и степень сцементированности алевролитов и песчаников до среднесцементированных; 3) сохраняется слоистость и плитчатость первичной породы; 4) обнаруживаются зональность профиля коры выветривания и характерные изменения первичных минералов: коррозия и замещение обломочных зерен кварца и других терригенных минералов

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) песчано-глинистых пород девона и коры выветривания по ним

Порода	№ обр.	Глубина отбора образца, м	SiO_2 (общ.)	SiO_2 (кв.)	SiO_2 (аморф.)	SiO_2 (силик.)	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O	П.п.п	Сумма
Каолинитовая кора выветривания																		
алевролит кварц-серицит-каолинитовый с гипсом	10	47,9	76,25 / 42,88	57,58	0,50	18,17	10,62 / 25,06	1,31 / 3,09	0,81 / 1,91	0,23 / 0,54	0,01 / 0,026	2,21 / 5,22	0,38 / 0,90	2,52 / 5,95	0,85 / 2,01	0,10 / 0,24	5,24 / 12,17	100,53 / 100
глина кварц-гетит-серицит-каолинитовая с примесью монтмориллонита	15	50,0	63,96 / 43,53	36,88	0,70	26,38	14,35 / 23,68	7,90 / 13,04	1,43 / 2,36	0,27 / 0,45	0,061 / 0,101	0,50 / 0,82	1,28 / 2,11	0,10 / 0,16	2,90 / 4,78	0,19 / 0,31	5,22 / 8,66	98,06 / 100
глина кварц-монтмориллонит-серицит-каолинитовая	16	50,3	64,26 / 49,27	30,16	1,03	33,07	15,26 / 22,74	6,28 / 9,36	1,48 / 2,21	0,10 / 0,15	0,232 / 0,346	1,14 / 1,70	0,74 / 1,10	0,10 / 0,15	2,77 / 4,13	0,20 / 0,30	5,90 / 8,54	98,26 / 100
то же	18	51,6	61,13 / 47,55	26,00	0,92	34,21	17,11 / 23,78	7,20 / 10,01	1,12 / 1,56	0,15 / 0,21	0,039 / 0,054	0,52 / 0,72	1,85 / 2,57	0,10 / 0,14	3,06 / 4,25	0,24 / 0,33	6,36 / 8,83	98,78 / 100
Неизмененная порода																		
алевролит кварц-хлорит-монтмориллонит-серицитовый	20	54,7	72,70 / 46,47	48,88	1,48	22,34	9,54 / 19,84	3,23 / 6,72	1,50 / 3,12	0,53 / 1,10	0,051 / 0,106	3,47 / 7,22	0,75 / 1,56	0,10 / 0,21	2,85 / 5,93	0,17 / 0,35	3,72 / 7,37	98,51 / 100
глина кварц-хлорит-монтмориллонит-серицитовая	21	55,0	61,79 / 45,26	30,04	0,96	30,79	15,38 / 22,61	7,89 / 11,60	1,13 / 1,66	0,54 / 0,79	0,056 / 0,082	0,44 / 0,65	2,46 / 3,62	0,10 / 0,15	3,43 / 5,04	0,23 / 0,34	5,62 / 8,20	98,97 / 100

глинистой основной массой породы, гидратация слюд, каолинизация слюд и полевых шпатов.

В табл. 1, 2 приведены данные химического анализа пород по скважинам, вскрывшим коры выветривания осадочных пород протерозоя и девона. Пользуясь методикой Н.А. Лисицыной [1], мы пересчитали содержания компонентов на бескварцевое вещество (см. табл. 1).

Уменьшение содержания кремнезема, окислов магния, марганца, щелочных элементов (натрия, калия), увеличение количества глинозема и окиси железа характерны для условий гумидного климата, существовавшего в довизейское время на территории района. В коре выветривания пород верхнего протерозоя по одной из скважин обнаружены минералы свободного глинозема – бемит и гиббсит, косвенно подтверждаемые результатами пересчета химических анализов на бескварцевое вещество (см. табл. 1). По химическому составу обр. 11 и 12 могут рассматриваться как аллиты.

Фактами, доказывающими участие материала переотложения кор выветривания песчано-глинистых пород в бокситообразовании, являются следующие.

1. Выявление большого количества разрезов, в которых низы бокситоносной толщи визуально и по вещественному составу практически не

отличаются от нижележащей коры выветривания кварцсодержащих осадочных пород, поскольку состоят из слабо делювиированного материала самой коры выветривания.

2. Присутствие в бокситоносной толще ряда минералов (граната, циркона, ставролита, дистена и др.), источником которых в районе могут быть только песчано-глинистые породы протерозоя и девона.

3. Изменение химического состава бокситовых залежей по ряду элементов (железо, хром, бор), которое находится в зависимости от изменения состава материнских пород – кор выветривания кристаллических и осадочных пород.

Дальнейшее изучение кор выветривания песчано-глинистых пород и материала их переотложения интересно с точки зрения выявления латеритных бокситов, осадочных бокситовых залежей типа тихвинских, залежей каолинового сырья и рудных россыпей.

Литература

1. *Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
2. *Трубина К.Н.* Развитие бокситов в латеритной коре выветривания (на примере Северо-Онежского месторождения). – В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Наука, 1961.

УДК 551.311.231:553.612(574.2)

В.А. Файзуллин

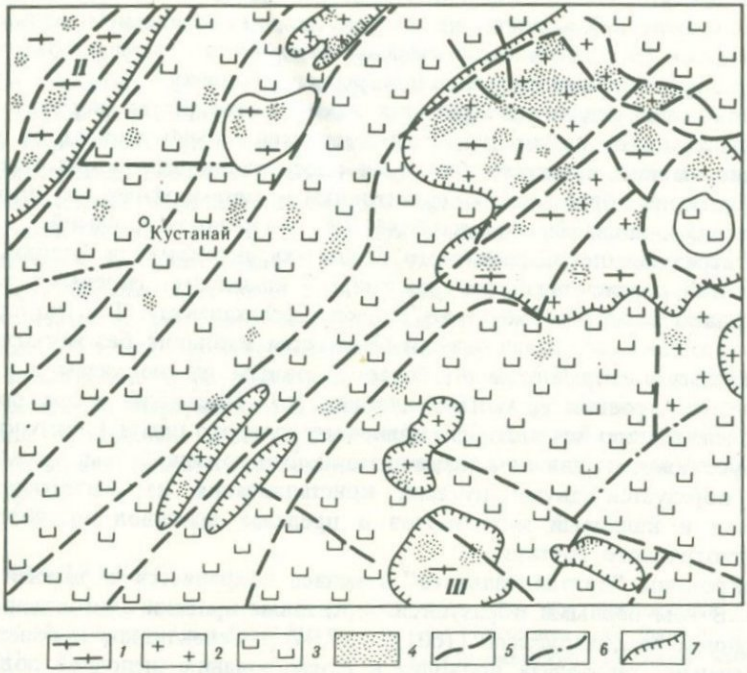
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ КАОЛИНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В настоящее время установлено [5], что основной эпохой корообразования в Северном Казахстане был ранний мезозой, хотя выветривание имело место, вероятно, и в более поздние периоды [3]. Распространение каолиновой коры выветривания имеет ряд особенностей и связано в основном со структурным положением субстрата до эпохи корообразования и после нее, а также с минеральным составом протопород, но уже в меньшей степени.

В структурах Северного Казахстана (фиг. 1) выделены несколько антиклинориев (поднятий) – Кокчетавское, Улутауское, Зауральское, разделенных синклинориями – Тургайским, Кустанайским, Тенизским. Наиболее широко развита кора выветривания только в пределах поднятий, которым соответствуют древние поверхности выравнивания. По нашему мнению, это обусловлено следующими причинами.

Задолго до начала корообразования, к началу девона, на Кокчетавской и Улутауской структурах в основном закончился геосинклинальный этап развития, и они превратились в устойчивые поднятия. Последующие тектоно-магматические циклы – герцинский и частично альпийский – привели в основном к растрескиванию свода поднятий [1]. При этом тектонические движения были связаны не столько с этими структурами, а проявились скорее как отклик на орогенные этапы развития сопредельных областей – Уральской горной страны и Тургайского прогиба. Это наиболее отчетливо видно на примере Кокчетавского поднятия, которое, будучи одним из мегантиклинориев Центрального Казахстана, является одновременно и частью геосинклинальной рамы. Герцинская тектоника сопредельных территорий для этой структуры проявилась в сбросовых дислокациях с образованием компенсационных грабенов (Азатский, Елтайский и др.). При этом смещения проходили по линиям тектонических нарушений, заложенных в нижнем палеозое [1, 2].

По периферии грабенов либо в зонах пересекающихся и сближенных сбросов образовалась интенсивная система трещиноватости, что предопределило развитие в эпоху корообразования очень мощной коры выветривания на большой площади. На остальной территории поднятий формировалась кора выветривания меньшей мощности по всем породам палеозоя без исключения. На образование мощной коры выветривания в пределах поднятия значительное влияние оказало то обстоятельство, что большая часть пород субстрата была представлена относительно легко выветривающимися породами – гранитоидами и метаморфическими образованиями гранитного состава (гнейсами, мигматитами). При этом области их развития, как и поднятия в целом, к началу мезозоя были полностью пенепленизированы. Пограничные с поднятиями структуры Тургайского прогиба, Западно-Сибирской плиты, Тенизской впадины к началу мезозоя и частично в продолжение его были областями про-



Ф и г. 1. Схема распространения каолиновой коры выветривания в Северном Казахстане

1 – комплекс метаморфических пород докембрия (преимущественно гнейсы); *2* – каледонские гранитоиды; *3* – эффузивно-осадочные образования; *4* – каолиновая кора выветривания; *5* – региональные разломы; *6* – разрывные дислокации; *7* – границы поднятий (цифры на схеме) : I – Кокчетавское, II – Улутауское, III – Зауральское

явления эффузивного магматизма и интенсивного осадконакопления. В таких условиях корообразование могло идти лишь на стабильных участках синклинориев. В целом же при резко расчлененном рельефе скорость размыва коры выше, чем скорость корообразования [2]. Прямое наблюдение показало, что кора выветривания в таких областях развивается лишь в пределах небольших блоков, участков, мощность ее весьма небольшая и при этом она перекрыта мощной (100–150 м) толщей юра–мел–неогеновых осадков.

Устойчивое тектоническое положение поднятий в мезо-кайнозое привело к тому, что кора выветривания начала интенсивно размываться. К настоящему времени она сохранилась только в понижениях палеозойского рельефа либо в виде линейных фрагментов площадной коры. Нами установлено, что после формирования коры выветривания возобновились дислокации сбросового характера, что привело к образованию послекоровых грабеновых структур, где сохранилась кора выветривания, по мощности близкая к первичной [3]. Амплитуда сбросов не превышала 150–200, в среднем 50–100 м. Эти дислокации проходили по линиям тектонических нарушений, заложенных еще в нижнем палеозое и обновлявшихся в девоне и карбоне. Мезозойские грабены интересны

еще и тем, что только в них наблюдается налегание на кору флористически охарактеризованных, не затронутых выветриванием отложений юры и мела [5], что, в свою очередь, является доказательством раннемезозойского возраста каолиновой коры выветривания.

Каолиновая кора выветривания имеет отчетливую вертикальную зональность, и состав продуктов выветривания тесно зависит от минерального состава субстрата. Основная масса каолиновой коры выветривания региона образована по гранитоидам и метаморфическим породам гранитного состава, занимающим более 70% поверхности поднятий.

Выветривание пород гранитного состава характеризуется быстрой каолинизацией плагиоклазов по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Однако выветривание имеет селективный характер. Так, по плагиоклазам состава олигоклаз-андезин образуется каолинит без всяких промежуточных минералов, а по более основным плагиоклазам в случае зонального строения – монтмориллонит [6]. Последний вверх по разрезу очень быстро исчезает. Для калиевого полевого шпата (микроклина) нами установлены два типа каолинизации. Это связано с тем, что микроклин образуется двумя путями: кристаллизация из магматического расплава и калиевый метасоматоз в пределах массивов плагиогранит-гранодиоритового состава.

Микроклин "ортодоксального" генезиса сохраняется в нижней зоне коры. В нем первыми образуются пертитовые вростки олигоклаза с образованием метагаллуазита [(001) – 7,4 Å]. Селективное и более раннее развитие галлуазита приводит к формированию щелочной подзоны, имеющей, однако, мощность не более 5–10 м. Вверх по разрезу микроклин замещается каолинитом без всяких промежуточных минералов.

Метасоматический микроклин в нижней зоне коры выветривания остается неизмененным, в то время как плагиоклазы полностью каолинизированы. Вверх по профилю пертитовые вростки олигоклаза превращаются в каолинит. На электронно-микроскопическом снимке поверхности скола (001) микроклина (фиг. 2, см. вкл.) видны начальные стадии роста микрокристалла каолинита. При дальнейшем росте замещаются все пертитовые вростки. На этом изменения и заканчиваются. Сам микроклин во всем профиле мощностью 50–60 м не меняется. Поскольку изученные профили являются реликтовыми, т.е. верхняя часть их размыта, можно предположить, что метасоматический микроклин в конечном итоге каолинизировался. Тем не менее сохранность микроклина в профиле выветривания мощностью 50–60 м – явление уникальное.

Темноцветные минералы представлены обычно биотитом и роговой обманкой. Они каолинизируются без всяких промежуточных минералов. Если темноцветные подвергались гидротермальному изменению (хлоритизации), каолинизация их проходит раньше, чем неизмененных. В целом каолинизация алюмосиликатных минералов гранитоидов идет быстрее в гидротермально-измененных породах.

В коре выветривания наряду с каолинитом отмечается заметная (5–25%) примесь слюдистого минерала мусковитового типа, который часто назывался гидрослюдой [3]. Во всех изученных профилях выветривания региона установлено, что это серицит, который наследуется корой от материнских пород.

Во всех крупных массивах гранитоидов серицитизация плагиоклазов отмечается в различной степени и на глубине 150–200 м ниже границы выветривания. Серицит – весьма устойчивый минерал, и он наблюдается в коре выветривания во всех частях каолинового профиля. Кроме того, он является постоянной примесью в продуктах переотложения каолиновой коры. Некоторые изменения оптических свойств серицита в коре и избыток воды связаны, по-видимому, с частичным послойным замещением мусковита каолинитом. Пакеты каолиновых слоев переслаиваются с мусковитовыми [6]. Кора выветривания гипербазитов представлена керолитом и нонтронитом, а верхняя часть профиля обычно состоит из охр. Для большинства осадочных пород, представленных аргиллитами, алевролитами и песчаниками, преобразования сводятся к интенсивному (более 95%) выносу моногидратов железа.

В каолиновой коре выветривания Северного Казахстана выявлены месторождения нормального (Алексеевское) и щелочного (Елтайское) каолина. Установлен ряд перспективных проявлений полевого шпата, сидеритов, маршаллита, вермикулита, элювиальные россыпи касситерита и др.

Литература

1. *Беспалов В.Ф.* Геологическое строение Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971.
2. *Петров В.П.* Условия образования каолинов и их свойства. – В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
3. *Разумова В.Н.* Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2.
4. *Файзуллин В.А.* Об особенностях распространения каолиновой коры выветривания на Кокчетавской глыбе. – В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
5. *Файзуллин В.А.* Наложенная блоковая тектоника как фактор сохранности мезозойской коры выветривания и щелочные каолины Кокчетавской глыбы. – В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977.
6. *Чекин С.С., Финько В.И., Самотоин Н.Д.* Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в каолиновых корах выветривания. – В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.

УДК 551.311.231:551.76/77 (571.5)

Р.С. Родин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На территории Сибирской платформы, по данным изучения осадочных пород мезозойско-кайнозойского возраста, интенсивное химическое выветривание проявилось в ладинский век среднего триаса, в рэт-лейасе, на границе лейаса и доггера, в поздней юре, в альб-сеноман-туроне, сеноне, дат-эоцене. В эти периоды образовались осадки, в терригенной составляющей которых преобладают кварц и обломки кварцевых пород, а в хемогенной – фосфориты, железистые хлориты, глауконит, гидрогетит [1]. В промежутках между указанными периодами формировались полимиктовые и аркозовые терригенные породы.

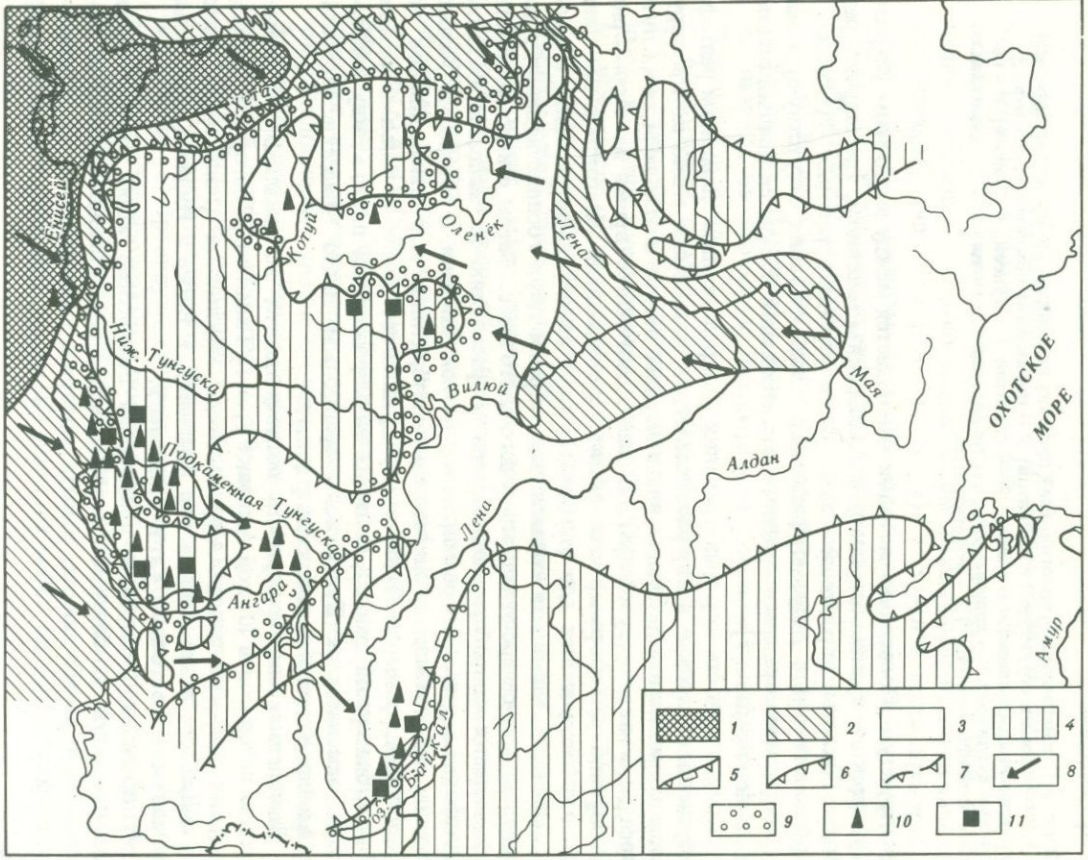
На Сибирской платформе известны предюрские (рэт-лейасовые), предваланжинские (позднеюрские), мел-палеогеновые, палеогеновые и четвертичные коры выветривания, из которых наиболее широко развиты рэт-лейасовые и мел-палеогеновые. Именно с этими двумя эпохами связано проявление латеритного выветривания, сопровождавшееся образованием бокситов, причем если латеритный элювий рэт-лейасового возраста встречен лишь в бассейне р. Вилюй [2], то коры выветривания с бокситами мел-палеогенового возраста широко развиты на юго-западе платформы, в юго-западном Прианабарье и на восточной окраине Тунгусской синеклизы. Кроме того, палеогеновая кора выветривания с бокситами известна в Западном Прибайкалье.

Анализ материалов по другим регионам СССР показывает, что бокситообразование проявилось в позднем триасе–ранней юре на Тянь-Шане, в Казахстане, на Южном Урале и в Гиссарском хребте, а в меловое и палеогеновое время – в Казахстане [3, 5 и др.]. Мел-палеогеновая эпоха явилась эпохой формирования практически всех основных месторождений латеритных бокситов мира: Индии, Южной Америки, Западной Африки, юга Европы, Северной и Западной Австралии [6]. Следовательно, мел-палеогеновая бокситовая формация Сибирской платформы является частью единой глобальной бокситоносной формации, которая распространена на всех континентах в низких широтах, а в Азии достигала 72° северной широты.

Пространственное расположение кор выветривания на территории Сибирской платформы довольно четко определено особенностями рельефа (фиг. 1): все они находятся либо по периферии крупных морфоструктур типа Тунгусского траппового плато[1], либо в подуступной их части (Приенисейский район и бассейн р. Анабар, Эбеляхский район), либо в долинообразных понижениях, ограниченных уступами крупных мор-

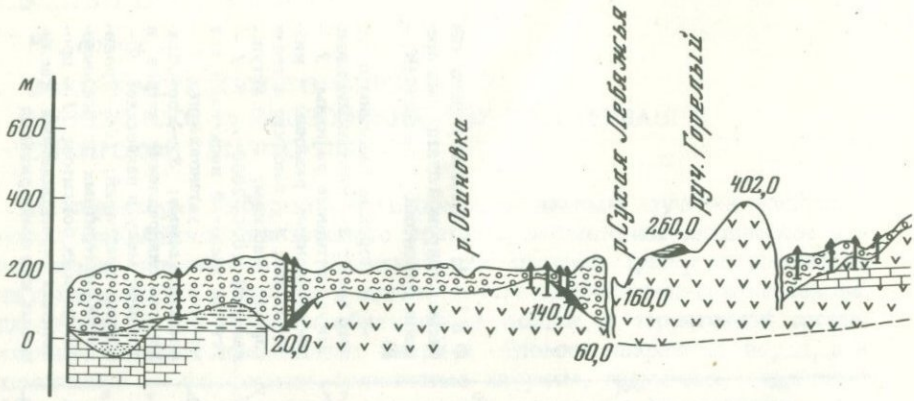
---

[1] Тунгусским трапповым плато предлагается называть крупную положительную морфоструктуру, в плане в общих чертах совпадающую с Тунгусской синеклизой. На Оленек-Вилюйском междуречье уступ плато проходит восточнее границы синеклизы на 15–200 км.



Ф и г. 1. Палеогеографическая схема Сибирской платформы времени бокситообразования (К – Р)

1 – морские бассейны позднего мела; *2* – континентальные аккумулятивные равнины; *3* – денудационные равнины и низкие плато; *4* – высокие плато и горные массивы; *5* – уступы высотой 1000–2000 м; *6–7* – уступы высотой несколько сот метров: *6* – установленные, *7* – предполагаемые; *8* – преобладающее направление ветров в позднем мелу и палеогене; *9* – осадки предгорий; *10* – проявления латеритных и осадочно-латеритных бокситов; *11* – проявления красноцветных каолиновых кор выветривания



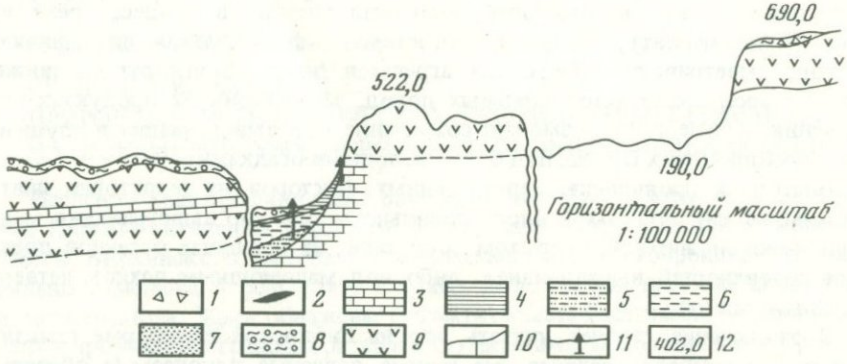
Фиг. 2. Схематический геологический профиль юго-запада Сибирской платформы
1 – обломки структурных бокситов; *2* – проявления бокситов и аллитов; *3* – известняки, доломиты; *4* – глины; *5* – суглинки; *6* – супеси; *7* – пески; *8* – валунные суглинки; *9* – траппы; *10* – тектонические нарушения; *11* – скважины колонкового бурения; *12* – отметки высот

фоструктур. Последняя ситуация наблюдается между восточным уступом Тунгусского траппового плато и Анабарским массивом, где широко развиты бокситы карстового типа. Во внутренних районах Тунгусского траппового плато гидроморфные коры выветривания отсутствуют и широко развиты признаки аридного выветривания в виде скоплений обломков силькретов [9].

Приуроченность кор выветривания к определенным элементам рельефа обусловлена прежде всего распределением влажности, а оно контролируется направлением движения влагонесущих ветров и наличием на их пути преград в виде уступов [8]. В мел-палеогеновое время на территории Сибирской платформы, несомненно, существовали благоприятные температурные условия для глубокого химического выветривания, а зоны повышенной влажности создавались ветрами двух господствовавших направлений – северо-западного и юго-восточного. Ветры северо-западного направления способствовали латеритообразованию на западной окраине платформы, а те, которые проникали с юго-востока, с акватории Тихого океана, обусловили возникновение латеритных кор выветривания по восточной периферии Тунгусского траппового плато, в бассейне р. Анабар (Эбеляхский район), а также на карбонатных плато между Анабарским массивом и Тунгусским трапповым плато (бассейн верховий р. Анабар, Котуй-Меймечинский район).

Выявленная закономерность подтверждается материалами по размещению латеритов в Южной Америке (район Гвианского нагорья и долины р. Амазонки), на западе Африканского континента (подуступья плато Фута-Джалон, плато Джос и гор Адамава), а также в Индии (подуступья Западных и Восточных Гат и Гималаев).

В пределах Сибирской платформы латеритные коры выветривания или продукты их ближнего переотложения расположены на останцах поверхностей выравнивания, высота которых колеблется от 80 (Осиновское проявление) до 750 м (останец Светлана). При этом в строении кор



выветривания устанавливается четкая закономерность: на останцах поверхности выравнивания с абсолютной высотой свыше 600 м находятся остаточные типы, несущие реликты структуры пород субстрата, на более низких ступенях – элювиальные коры выветривания, относящиеся к наложенному типу (по И.И. Гинзбургу), в верхней части профиля которых широко развиты бобово-пизолитовые структуры. Остаточные латеритные коры выветривания и продукты их ближнего переотложения обнаружены на ряде останцев в юго-западной части платформы [9], а также на востоке Тунгусского траппового плато, в бассейне верховий р. Мархи [7]. Латеритные коры выветривания наложенного типа широко развиты на юго-западе платформы, в бассейне рек Сухой Лебяжьей, Подсопочной и др.

Аналогичная ситуация отмечается в Западной Африке, где выделены [4] горные коры (остаточные) и коры высоких пенепленов (наложенные), в Индии, где латериты четко подразделяются по своему строению в зависимости от положения в рельефе: на "высоком" уровне расположены латериты со структурой исходной породы, на "низком" – с бобово-обломочной структурой [10]. Юго-западная окраина Сибирской платформы имеет четкое ступенчатое строение, причем останцы разных по высоте ступеней были обособленными ко времени латеритообразования. Состав продуктов латеритизации закономерно меняется следующим образом: чем ниже останец по абсолютной высоте, тем более низкомодульны (Al_2O_3/SiO_2) бокситы (фиг. 2). Причина этого заключается в следующем: чем больше абсолютная высота останца поверхности выравнивания, тем значительнее, как правило, его относительное превышение, что обусловливает низкое стояние грунтовых вод и интенсивный дренаж. Это положение, несомненно, справедливо при сравнении состава кор выветривания какого-либо одного района.

Для Сибирской платформы сохранность кор выветривания является особенно важной проблемой. Факторов же, определяющих их сохранность, несколько: 1) бронирующая роль траппов, которые, препятствуя разрушению субгоризонтальных поверхностей останцов, предохраняют коры выветривания от плоскостного смыва; 2) образование над продуктами

выветривания крупноглыбового горизонта траппов в процессе режеляции (криоэлювиит); 3) аридизация климата, фиксируемая по наличию в коре выветривания аутигенных агрегатов гипса, полугидрата, а также по обломкам железисто-кварцевых пород, залегающих на продуктах изменения. Кроме того, возможно сохранение кор выветривания в опущенных тектонических блоках под более молодыми осадками.

Благодаря проявлению перечисленных факторов на территории платформы до сих пор сохранилось довольно много кор выветривания мел-палеогеновой эпохи в открытом состоянии, на вершинах останцов древних поверхностей выравнивания, либо под маломощным чехлом четвертичных осадков.

В заключение следует указать, что на Сибирской платформе практически все наиболее важные экзогенные полезные ископаемые обязаны своим происхождением корам выветривания. В связи с этим выявление закономерностей формирования и сохранности кор выветривания имеет первостепенное значение для прогноза на различные виды полезных ископаемых.

Литература

1. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969.
2. *Иванова В.П., Масайтис В.Л.* Доюрская аллитовая кора выветривания на р. Мархе (Восточная Сибирь). – В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971.
3. *Коннов Л.П.* Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии. – В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964.
4. *Михайлов Б.М.* Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М.: Недра, 1969.
5. Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
6. *Родин Р.С.* Этапы бокситообразования в мезозое и кайнозое. – В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972.
7. *Родин Р.С.* Новые данные о латеритах Сибирской платформы. – В кн.: Бокситы. М.: ВИМС, 1980.
8. *Родин Р.С., Филатов В.Ф.* Условия образования и размещения латеритов в тропическом поясе Земли и локализация областей бокситообразования на Сибирской платформе. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.
9. *Родин Р.С., Лоскутов Ю.И., Назаров Б.В.* и др. Бокситоносные мезозойско-кайнозойские коры выветривания западной части Сибирской платформы. – В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
10. *Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V., Banerjce P.K.* Genetic problems of Indian Laterite and Bauxite. – Ann. Inst. Geol. Rubl. Hung. Műszaki Könyvkido. Budapest, 1970.

УДК 550. 84:551. 311. 231 (571. 53)

С.А.Кашик, В.Н. Мазилов

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ И ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Исследовались профили выветривания на породах разного состава, вскрытые Нарын-Кунтинским карьером. Карьер расположен в одной из краевых частей Бирхинского массива, где слагающие его габброидные породы сильно изменены в результате мощных деформаций, перекристаллизации и метасоматоза. Здесь обнажены мигматиты метасоматического происхождения прорванные гранодиоритами и пегматитами. Существенно микроклиновый состав мигматитов связывается с процессом позднейшего (раннепалеозойского?) щелочного метасоматоза с чисто калиевой специализацией [2]. По данным предыдущих исследователей, пегматоиды и пегматиты двуполевошпатового или калишпатового состава представляют собой группу образований широкого возрастного диапазона и являются при этом наиболее молодыми магматическими породами Приольхонья.

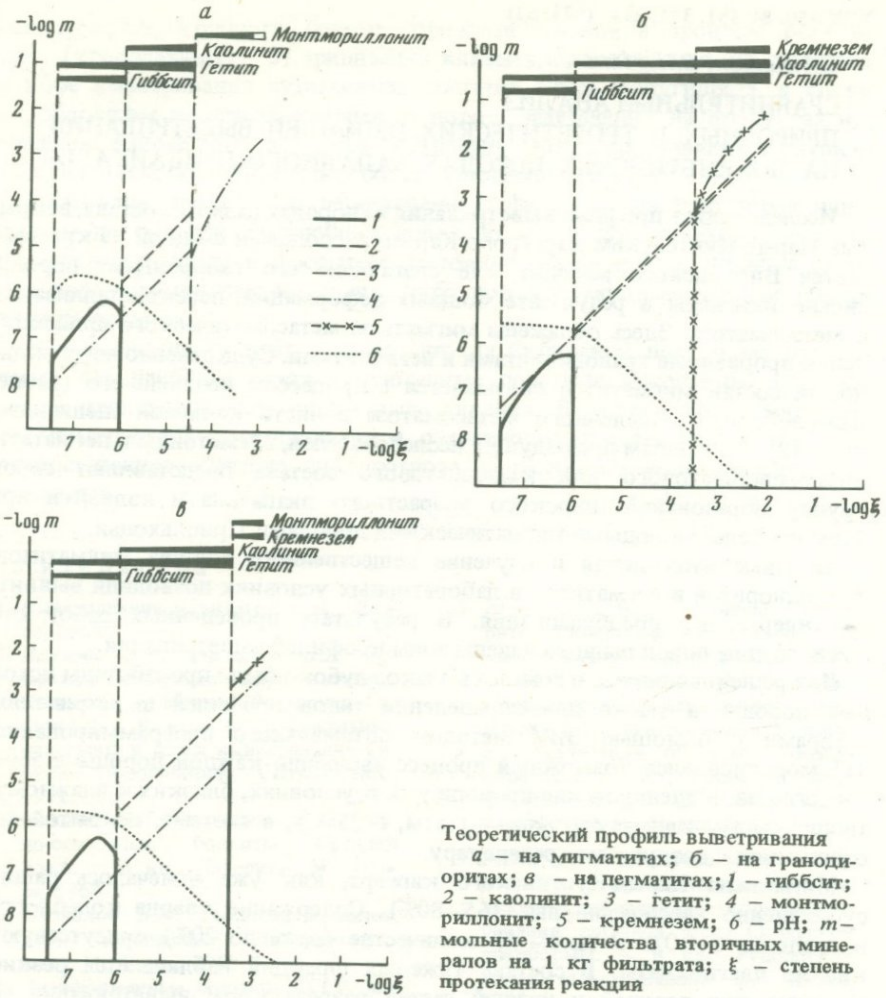
Полевые наблюдения и изучение вещественного состава мигматитов, гранодиоритов и пегматитов в лабораторных условиях позволили выявить их гипергенные преобразования. В результате проведенных работ для каждого типа пород были выделены зоны профилей выветривания.

Для решения вопроса о том, насколько глубоко были проработаны исходные породы, а также для определения типов профилей выветривания авторами с помощью ЭВМ методом оптимального программирования [1] моделировался возможный процесс эволюции каждой породы в зоне гипергенеза. Моделирование проводилось в условиях, близких к влажному тропическому климату ($P_{общ}$ = 1 атм, t=25°С), в системе, открытой по отношению к воздушному резервуару.

Мигматиты Нарын-Кунтинского карьера, как уже отмечалось ранее, существенно микроклиновые (65–80%). Содержание кварца колеблется в пределах 5–10%. В таком же количестве (реже до 20%) присутствуют кислые плагиоклазы. В составе тяжелых фракций наблюдаются резкие различия для верхней и нижней частей разреза коры выветривания на мигматитах. Для верхней характерно преобладание минералов группы эпидота, здесь же отмечаются высокие содержания лейкоксена. В низах разреза более 90% состава тяжелых фракций приходится на долю гроссуляра. В целом акцессории не отличаются разнообразием. Кроме перечисленных минералов, в небольшом количестве встречаются сфен, циркон, роговая обманка, фосфатные и марганцевые минералы и др.

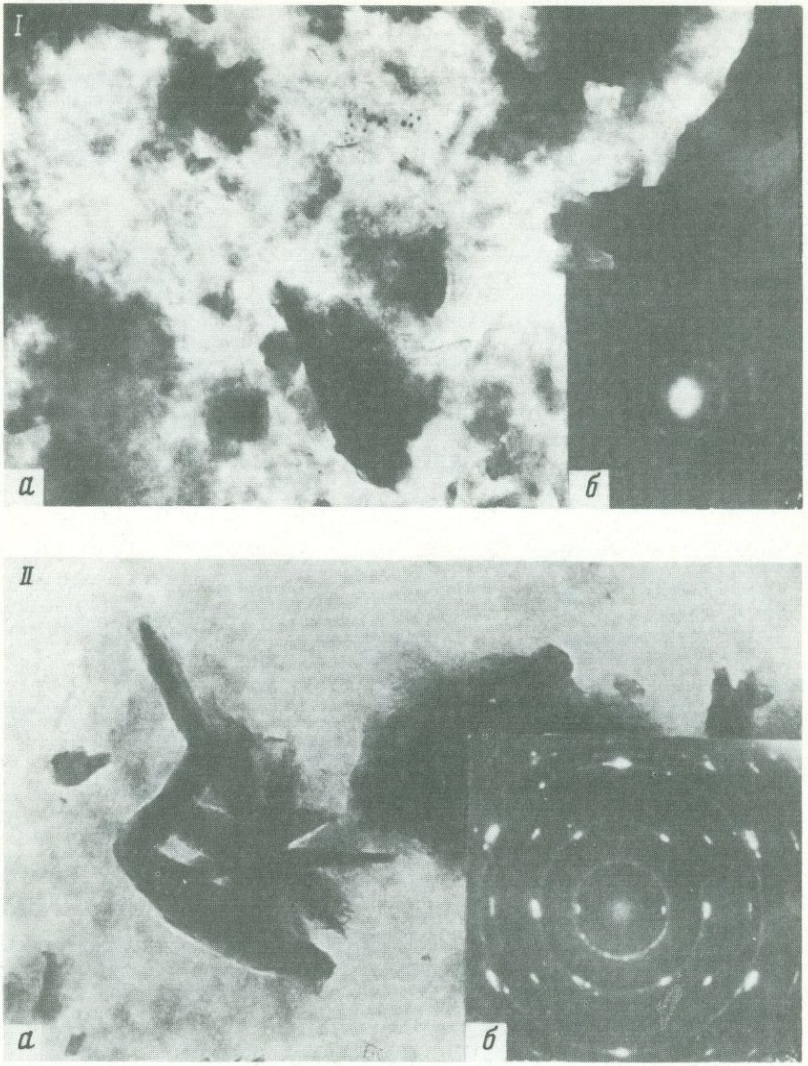
По данным изучения глинистой составляющей мигматитов рентгеноструктурным методом, выделяется каолинит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов. Монтмориллонит является основным компонентом глинистых фракций, лишь в одной пробе он присутствует в подчиненном количестве по отношению к каолиниту.

В рассчитанной модели выветривания метасоматических мигматитов выделяются (сверху вниз гетит-гиббситовая, гетит-гиббсит-каолинитовая, гетит-каолинитовая и монтмориллонитовая минеральные зоны (см.фиг. *а*).



Теоретический профиль выветривания
а **– на мигматитах;** ***б*** **– на гранодиоритах;** ***в*** **– на пегматитах;** ***1*** **– гиббсит;** ***2*** **– каолинит;** ***3*** **– гетит;** ***4*** **– монтмориллонит;** ***5*** **– кремнезем;** ***6*** **– pH;** ***m*** **– мольные количества вторичных минералов на 1 кг фильтрата;** ***ξ*** **– степень протекания реакции**

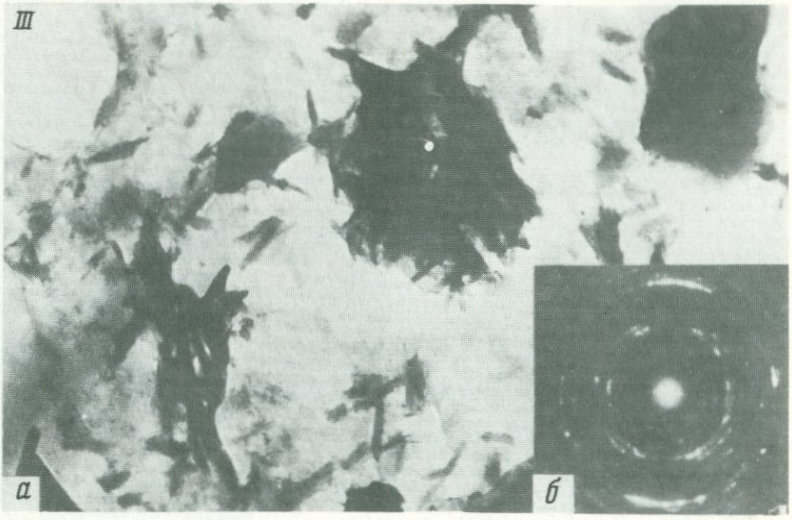
На первой стадии гипергенного процесса идет формирование гетит-гиббситовой минеральной зоны. Максимальные количества свободного глинозема образуются при степени протекания реакции $\xi = 10^{-6,5}$. Увеличение степени протекания реакции ведет к уменьшению концентраций гиббсита и выпадению каолинита. Гетит-гиббсит-каолинитовый минеральный парагенезис образуется в очень узком интервале значений ξ, близком к $10^{-6,0}$, поэтому в масштабе графика поле этой минеральной зоны не выражено (как и в случае с некоторыми другими минеральными ассоциациями, выделенными в теоретических профилях выветривания). При $\xi = 10^{-6,0}$ в гипергенном профиле прекращается образование гиббсита, формируются только каолинит и гетит. Следующий этап гидролиза мигматитов связан с появлением в разрезе монтмориллонитов при степени протекания реакции $\xi = 10^{-4,5}$ и pH 7,3. Среди монтмориллонитов преимущественно развит

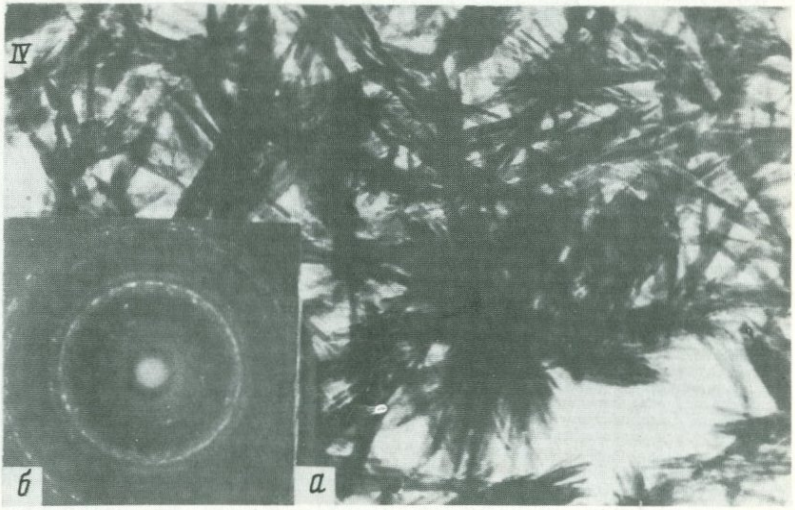


Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки (*а*) и картины микродифракции электронов (*б*)

I – нонтрониты, дифракционная картина отдельной чешуйки; *II* – охристо-глинистые породы: нонтронит (пластинки) и гетит (звездчатые сростки и отдельные кристаллы); *III* – глинисто-охристые породы: кристаллы гетита и их агрегаты среди мелких чешуек нонтронита; *IV* – охры: кристаллы гетита

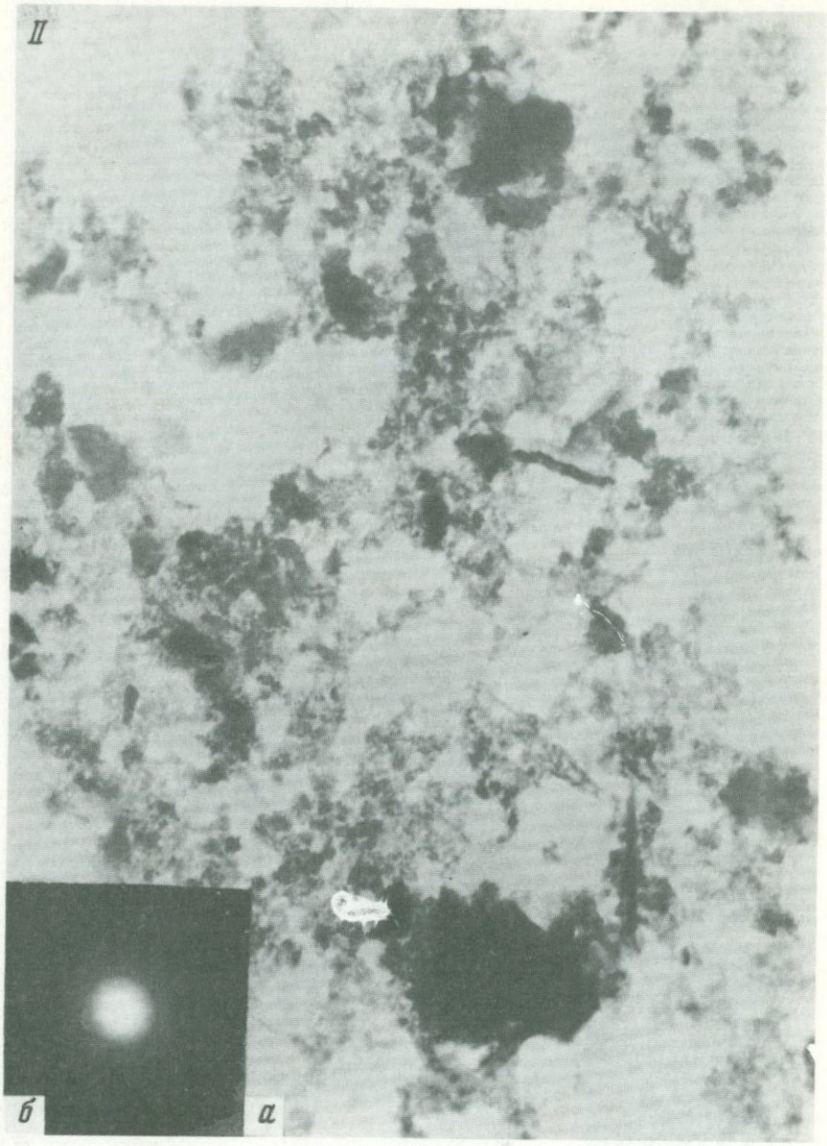
½ I. 490



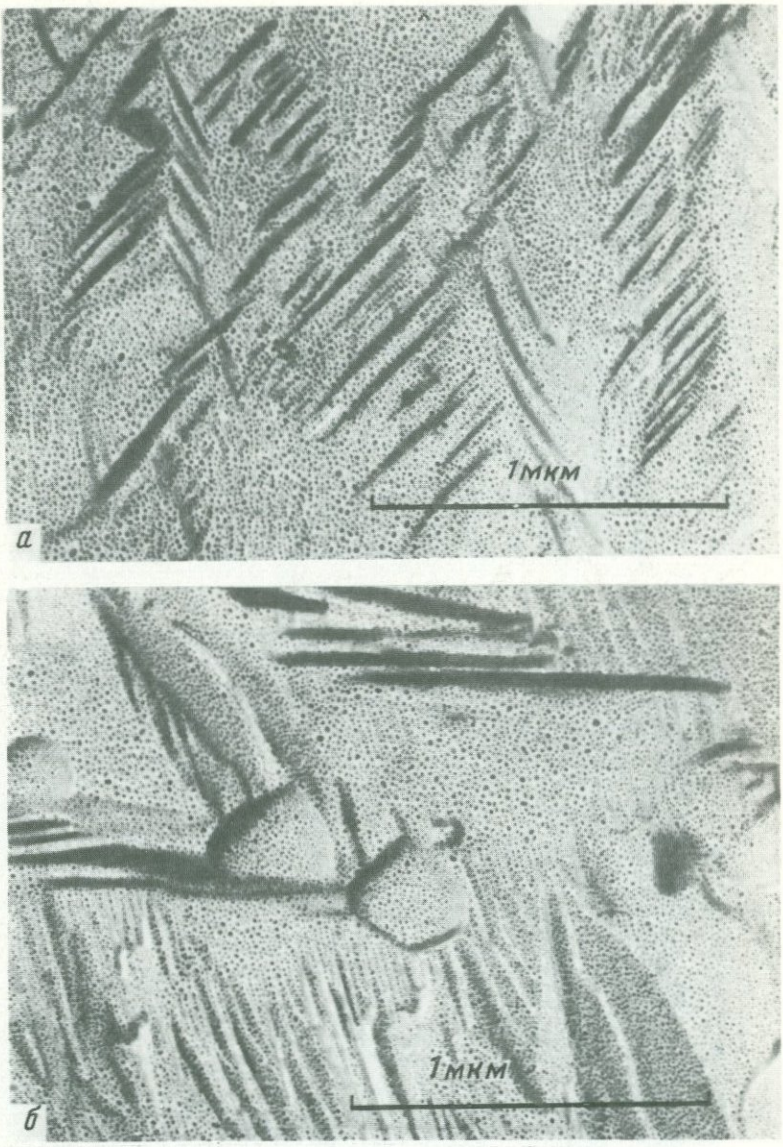


Ф и г. 4. (окончание)

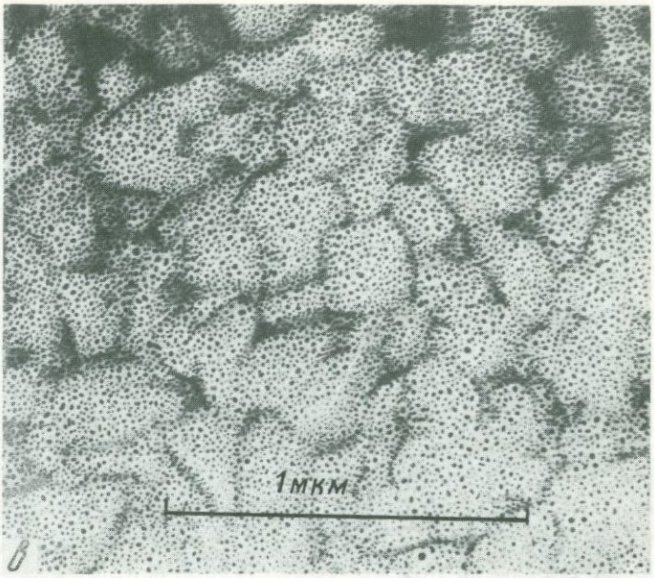
Ф и г. 5. Электронно-микроскопические снимки (*а*) и картины микродифракции электронов (*б*) от агрегатов гетита из коры выветривания смешанного (*I*) и линейного (*II*) распространения. Увел. 18 000

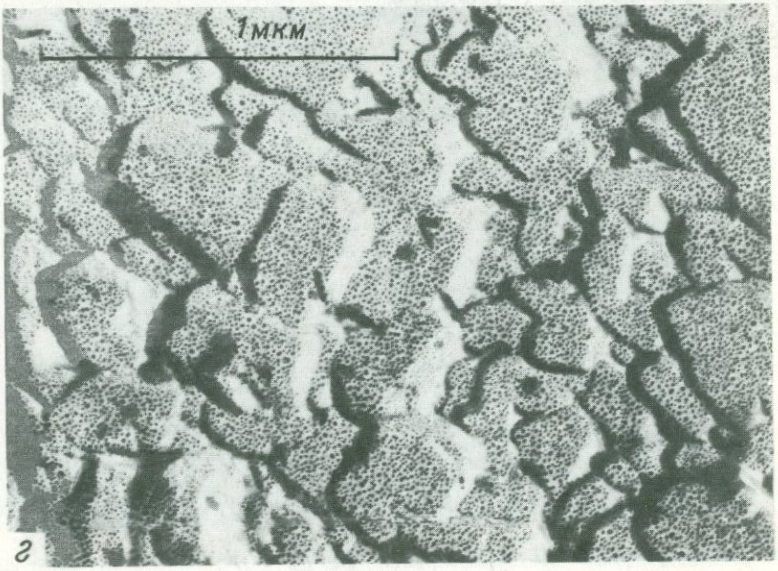


Фиг. 5. (окончание)

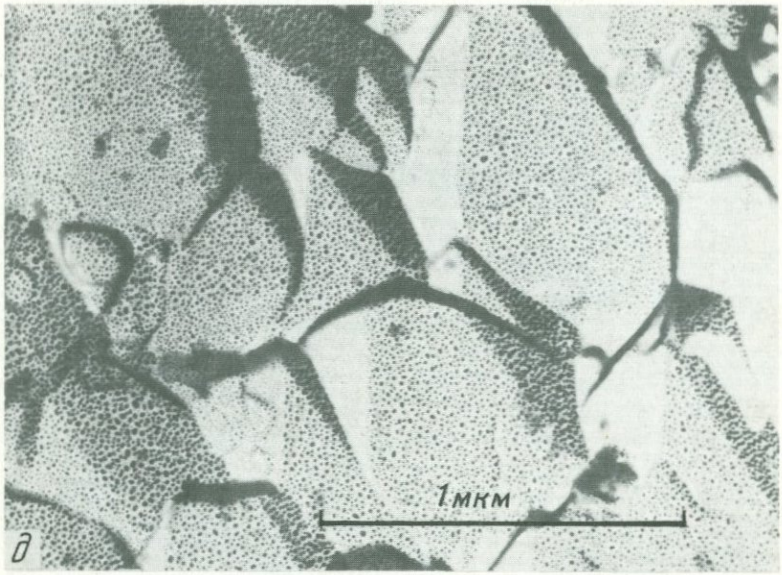


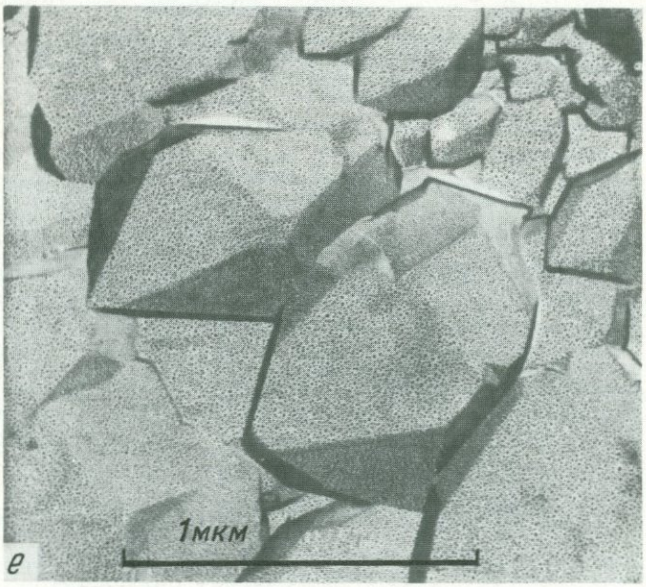
Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки пород маршаллитового профиля. Отдекорировано золотом





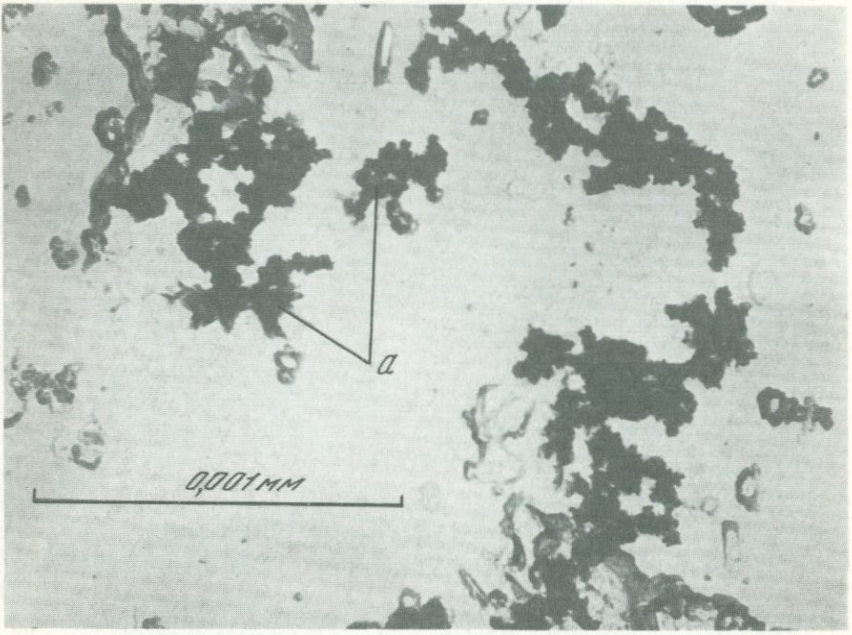
Ф и г. 2. (продолжение)





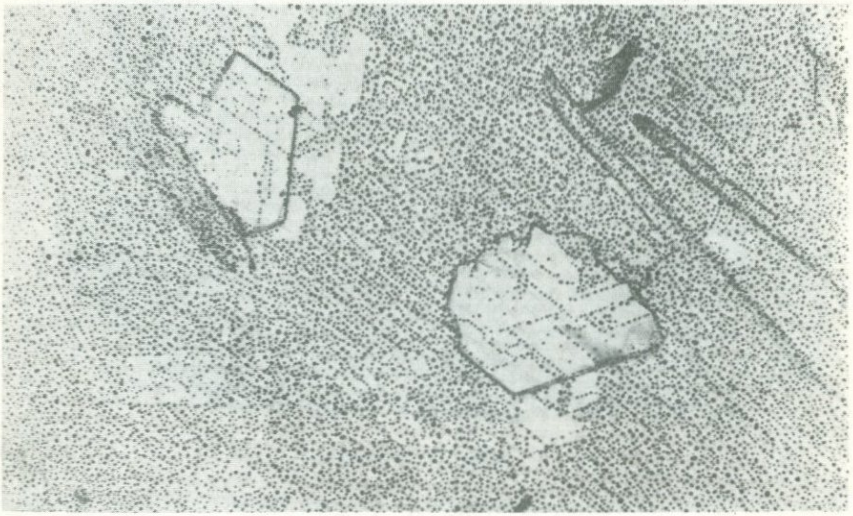
Ф и г. 2. (окончание)

К статье *А.К. Мазурова, Г.С. Букурова, Р.П. Козодоева*



Ф и г. 2. Микроконкреция железо-марганцево-вольфрамового состава. Электронно-микроскопический снимок угольной реплики с суспензии

К статье *В.А. Файзуллина*



Ф и г. 2. Электронно-микроскопический снимок порфиробласта микроклина из коры выветривания Елтайского месторождения. Видны начальные стадии роста каолинита по пертитовому вростку. Участки, густо покрытые декорирующими частицами, принадлежат микроклину, а светлые – каолиниту

бейделлит (0,11 г/кг H_2O). Калиевая разность бейделлита формируется в количестве 0,055 г/л фильтрата. Далее по степени значимости идут миннесотаит, натриевый бейделлит, калиевый бейделлит, нонтронит и магниевый бейделлит.

Гранодиориты, вскрытые карьером, среднезернистые, окрашены в темно-серый цвет. Породообразующие минералы представлены амфиболами, плагиоклазами (в основном андезином), кварцем и биотитом. Среди акцессорных минералов в тяжелых фракциях, выделенных из измененных гранодиоритов, повышенные концентрации имеют сфен (до 13%) и апатит (до 8%). Кроме того, присутствуют эпидот, циркон и некоторые другие минералы. В глинистых фракциях из пород профиля выветривания на гранодиоритах рентгеноструктурным анализом установлен монтмориллонит.

В теоретическом профиле выветривания на рассматриваемых породах выделяются гетит-гиббситовая, гетит-каолинитовая и гетит-кремнисто-каолинитовая минеральные зоны (см. фигуру, б) процесс преобразования гранодиоритов происходит при pH 5,9–9,06. Характерной особенностью гипергенеза пород является присутствие гетита во всех минеральных зонах. Количество его сверху вниз по разрезу неуклонно возрастает и при степени протекания реакции $\xi = 10^{-2,0}$ достигает 13,5 г/кг H_2O. Формирование верхней минеральной зоны происходит при степени протекания реакции $\xi = 10^{-7,5} - 10^{-6,0}$. Максимальное количество гиббсита образуется при $\xi = 10^{-6,0}$ – 0,00083 г/кг H_2O. При степени протекания реакции $\xi = 10^{-6,0} - 10^{-3,5}$ и парциальном давлении CO_2, равном атмосферному, формируется гетит-каолинитовая минеральная ассоциация. В нижних частях этой зоны количество образовавшегося каолинита достигает 0,4 г/кг H_2O. При дальнейшем увеличении степени протекания реакции в разрезе теоретического профиля выветривания на гранодиоритах, помимо каолинита и гетита, появляется кремнезем. Уже в верхней части этой минеральной зоны количество образующегося кремнезема равно 0,536 г/л фильтрата, а в ее низах достигает 35,52 г/л.

Пегматитовые жилы, прорывающие мигматиты и гранодиориты, сложены преимущественно кварцем и микроклином, обычно решетчатым. Отдельные кристаллы его достигают нескольких сантиметров в поперечнике. На контакте с гранодиоритами породы обогащены биотитом. В выветрелых пегматитах изучен спектр тяжелых минералов. Более чем на 3/4 он представлен минералами группы эпидота, апатитом и турмалином. В заметных количествах (10% и более) присутствует роговая обманка. Глинистая составляющая выветрелых пегматитов изучена лишь в верхней части гипергенного профиля, где степень дезинтеграции и химического изменения пород высокая. Здесь пелитовая часть представлена каолинитом.

Теоретический профиль выветривания на пегматитах состоит из гетит-гиббситовой, гетит-каолинитовой, гетит-кремнисто-каолинитовой и хлорит-монтмориллонит-кремнистой зон (см. фигуру, *в*). Хлорит-монтмориллонит-кремнистая зона характеризуется незначительным развитием хлоритов, среди которых присутствуют только магниевые разности – амезит и клинохлор. При степени протекания реакции $\xi = 10^{-3,0}$ образуется $2,3 \cdot 10^{-9}$ г хлоритов на 1 л фильтрата. Мизерное их содержание и выбранный масштаб схемы (см. фигуру, *в*), к сожалению, не позволяют показать поведение хлоритов в теоретическом профиле выветривания. Монтморил-

лониты представлены преимущественно калиевыми разновидностями и в значительно меньшем количестве – железистыми.

Сравнение теоретических и естественных гипергенных разрезов на мигматитах, гранодиоритах и пегматитах, вскрытых карьером, позволяет сделать вывод, что в целом наблюдается сходство между минеральными зонами сопоставляемых профилей. В то же время имеются некоторые различия в составах сравниваемых колонок, поэтому считаем необходимым высказать свои замечания по этому поводу. Так, отсутствие в естественных разрезах минеральных зон, содержащих гиббсит, можно объяснить глубоким постпалеогеновым размывом верхних частей кор выветривания в Западном Прибайкалье. Преобладающая роль монтмориллонита в гипергенных профилях (особенно это касается гранодиоритов) связана, по-видимому, с воздействием термальных вод на измененные породы. Есть основания считать, что в Прибайкалье широко развит процесс образования монтмориллонита в результате реакции щелочных богатых магнием вод с продуктами гипергенной переработки пород [3].

Литература

1. *Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978.
2. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья / А.С.Ескин, В.В. Эз, О.В.Грабкин и др. Новосибирск: Наука, 1979.
3. *Мазилов В.Н., Кашик С.А.* Минералогия продуктов гипергенной переработки изверженных и метаморфических пород полуострова Святой Нос. – В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977.

УДК 551. 311. 231 (571.53)

Ж.В.Домбровская

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПАЛЕОГЕНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЕЕ СОХРАННОСТЬ

В Северо-Западном Прибайкалье в зоне, примыкающей к западному участку БАМ, известны отдельные проявления кор выветривания, однако в целом район слабо и неравномерно изучен. Поэтому в связи с поисками различных полезных ископаемых гипергенного происхождения первостепенное значение приобретает прогноз кор выветривания на основе анализа условий, необходимых для корообразования, и сопоставления геологических обстановок с проявлениями кор выветривания, известными южнее в тех же структурно-тектонических областях [1].

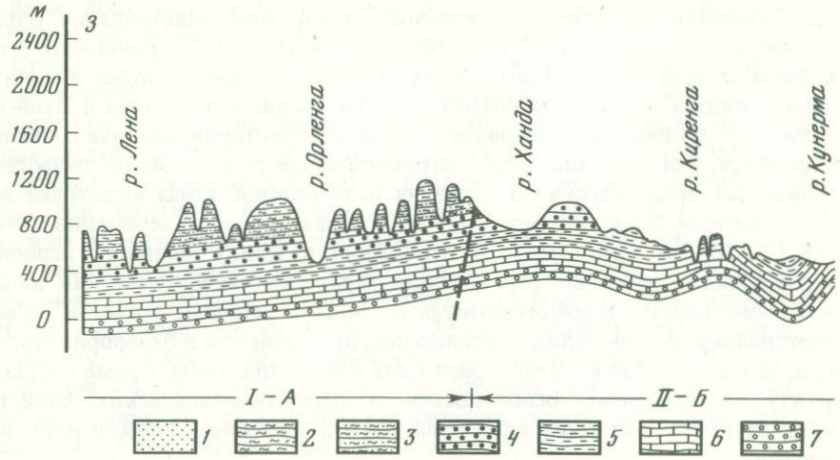
Проблема существования древних кор выветривания в конкретном районе включает два аспекта: возможность образования мощной продуктивной толщи коры выветривания в рассматриваемый геологический период и возможность сохранения образованной коры выветривания.

Для Прибайкалья известны разновозрастные коры выветривания, однако наиболее перспективна палеогеновая. Во-первых, установлено, что она была латеритной [2, 5], во-вторых, она относительно молодая, а значит, можно ожидать ее лучшую сохранность по сравнению с более древними корами в условиях преобладающего подъема территории, начиная с нижнего палеозоя, когда установился континентальный режим. Общие палеогеографические предпосылки образования палеогеновой коры выветривания в этом регионе были благоприятными: климат теплым и переменно-влажным [7,9,10], в тектоническом отношении к концу мелового периода сформировался пенеплен [6]. Частные характеристики, такие как мощность, зональность, морфогенетические типы и степень зрелости коры выветривания, определялись степенью подготовленности и благоприятности пород к выветриванию. Благоприятность к выветриванию, кроме состава, структурно-текстурных особенностей и физико-механических свойств пород, зависит от их геоморфологического положения и степени раздробленности.

В Прибайкалье материнский субстрат для образования кор выветривания резко неоднороден. Этот регион представляет собой область, переходную от Сибирской платформы к ее складчатому обрамлению, поэтому на сравнительно небольшом расстоянии с запада на восток (~ 300 км) наблюдается смена осадочных отложений ордовика и кембрия метаморфическими образованиями протерозоя и архея, слагающими складчатое основание платформы (фиг. 1). Помимо литологической неоднородности пород, платформенная (*I*), переходная (*II*) и геосинклинальная (*III*) тектонические области различаются по интенсивности складчатых деформаций, густоте и амплитуде разрывных нарушений. Такая разнородность субстрата определила формирование разных морфогенетических типов коры выветривания.

Платформенная область сложена преимущественно осадочными породами ордовика, которые образуют широкие пологие складки. Густота и интенсивность тектонического дробления относительно небольшие. Это положительная морфоструктура первого порядка, в мезо-кайнозое она испытывала прерывистое поднятие. Кора выветривания развивалась на слабо расчлененной поверхности однородных по составу осадочных пород, поэтому условия для формирования ее в палеогеновое время здесь были, по-видимому, не очень благоприятными. Однако могли образоваться площадные плащевидные покровы мощностью, вероятно, до 10 м с гиббситом в верхних частях разреза.

Переходная область от Сибирской платформы к складчатому обрамлению характеризуется сменой широких пологих складок платформенного типа узкими линейными структурами. В сторону складчатого обрамления увеличиваются густота и интенсивность разрывных нарушений. Область сложена преимущественно осадочными кембрийскими породами – карбонатными ленского яруса нижнего кембрия и карбонатно-терригенными среднего–верхнего кембрия. Характерной чертой кембрийских пород является наличие в них пластов каменной соли и гипса. Эти легко растворимые породы в значительной степени выщелочены, особенно в области, прилегающей к складчатому обрамлению, где они выходят на поверхность. Выщелачивание больших масс солей и гипсов привело к крупным просад-



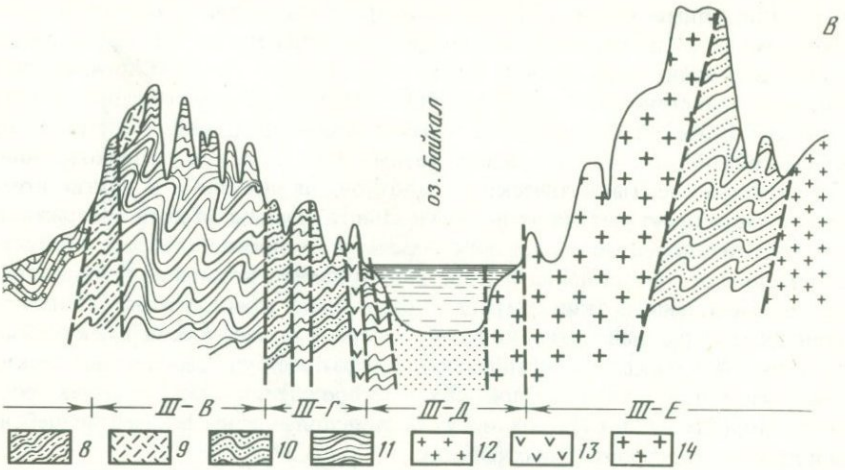
Ф и г. 1. Схематический геолого-гипсометрический профиль через Северо-Западное Прибайкалье

1 – донные отложения Байкальской впадины; *2* – красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты ($O_1$is) ; *3* – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки (O_2uk$_2$); *4* – кварцевые песчаники, доломиты, известняки (O_1uk$_1$); *5* – красноцветно-пестроцветные мергели, песчаники, алевролиты; аргиллиты (C_3vl+il); *6* – доломиты, известняки, мергели ($Є_1$l); *7* – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты ($Є_1$al); *8* – песчаники, сланцы, доломиты (PR_3); *9* – метаморфизованные кварцевые и фельзитовые порфиры, туфогенные песчаники (PR_2hb); *10* – биотитовые и амфиболовые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты, кристаллические известняки, кварциты, метаморфизованные кислые эффузивы (PR_1); *11* – биотитовые, роговообманковые и пироксеновые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и известняки, кварциты, мигматиты (AR); *12* – биотитовые и роговообманковые граниты (PR_2); *13* – габбро, габбро-диориты, диориты, диабазы, ортоамфиболиты (PR_2); *14* – биотитовые граниты (PR,)

I–III – структурно-тектонические области: *I* – платформенная, *II* – переходная, *III* – геосинклинальная; *А–Е* – геоморфологические районы: *А* –Лено-Ангарское плато, *Б* – Предбайкальская впадина, *В* – Байкальский хребет, *Г* – Тыйская предгорная ступень, *Д* – Северо-Байкальская и Верхне-Ангарская рифтовые впадины, *Е* – Баргузинский хребет

кам и развитию сильной трещиноватости и брекчированности в вышележащих породах. Я.К. Писарчик [8] считает, что на протяжении всей посленижнепалеозойской истории шло образование мощной (до 400–500 м) гипергенной шляпы десульфатизированных и брекчированных пород. Такой субстрат весьма благоприятен для быстрого образования площадной коры выветривания значительной мощности. Мощность и, по-видимому, степень зрелости коры выветривания должны были увеличиваться от внутренних частей платформы к внешним соответственно с увеличением дислоцированности, расчлененности и трещиноватости пород.

Переходная область на протяжении всей геологической истории представляла собой прогиб компенсационного типа [3] и даже в периоды общего воздымания платформы и складчатого обрамления отставала в своем поднятии от соседних территорий и являлась местным базисом эрозии. В связи с этим и в палеогеновое время корообразование было возможным, по-видимому, лишь в пределах положительных структур более высокого порядка, т.е. могли формироваться только прерывистые



(островные) площадные покровы. Поисковые работы подтвердили, что в переходной области кора выветривания развита в виде отдельных участков и имеет значительную мощность (до 30 м).

Байкальская складчатая область сложена существенно иным субстратом – это древние (рифей, протерозой, архей), сильно дислоцированные и измененные породы. К началу палеогена территория была относительно приподнята и умеренно расчленена, а породы субстрата обладали большой степенью трещиноватости, а значит, и хорошей водо-и газопроницаемостью из-за сильной тектонической раздробленности. Резко неоднородный субстрат, представленный часто переслаивающимися, сильно деформированными, тектонически дроблеными породами, предполагал развитие линейно-площадных кор выветривания, характеризующихся большой (до 150 м и более) мощностью, неоднородностью распределения выветрелых и невыветрелых пород и разобщенностью выветрелых тел. Линейные и линейно-площадные коры выветривания подобного типа были изучены нами ранее в центральных районах Байкальской впадины [1]. Верхние части коры выветривания обычно размыты, но иногда сохраняются каолинитовые, охристо-каолинитовые и охристые продукты, что свидетельствует о формировании полных латеритных профилей. Известные проявления коры выветривания по северо-западному побережью оз.Байкал и в других местах подтверждают развитие именно линейного типа коры выветривания. Кроме того, в районе известны зоны окисления как разновидность линейных кор выветривания.

Таким образом, в разных структурно-тектонических областях формировались коры выветривания разных морфогенетических типов: для платформенной области характерны площадные плащевидные коры выветривания небольшой мощности, для переходной области – площадные прерывистые мощные коры, для складчатой – линейно-площадные и линейные коры значительной мощности.

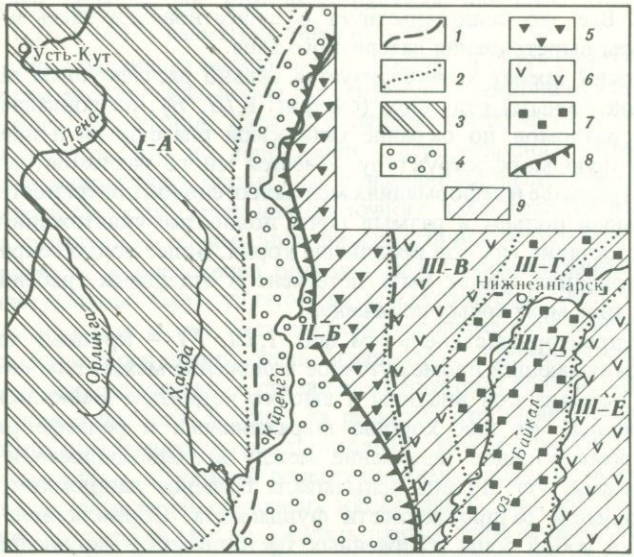
Морфогенетические типы коры выветривания совместно с составом материнских пород определяют развитие тех или иных полезных ископае-

мых. Площадные коры выветривания на алюмосиликатных породах в платформенной и переходной областях перспективны на образование бокситов, каолиновых глин и кварцевых песков. Породы нижних зон этих кор выветривания могут использоваться как строительные глины и пески. Иные перспективы у линейно-площадных кор выветривания складчатой области. Здесь разнообразные по составу и происхождению метаморфические, магматические, осадочно-вулканогенные и другие комплексы часто несут металлогеническую специализацию. И хотя содержания полезных компонентов в этих породах обычно непромышленные, в результате вторичного обогащения в коре выветривания возможно возникновение промышленных концентраций различных компонентов. Линейно-площадные коры выветривания могут рассматриваться как перспективные на силикатный никель, марганцевые и фосфатные руды, кварцевые пески, зоны окисления полиметаллических месторождений, как источник россыпей. Породы из нижних зон могут быть использованы в качестве щебенки и дресвы при строительных работах.

Сохранность коры выветривания определяется преимущественно последующей историей тектонического развития территории. В послепалеогеновый период в Прибайкалье выделяются два основных тектонических этапа – дорифтовый и рифтовый. Дорифтовый этап характеризовался плавным прогибанием поверхности с образованием неглубоких озерных водоемов, при этом осуществлялись небольшой размыв коры выветривания на возвышенных участках и в понижениях и ее местное переотложение. На склонах кора выветривания сохранялась. Затем территория района претерпела сильные тектонические движения, связанные с образованием Байкальского рифта. В результате рифтогенеза отдельные участки были высоко подняты, другие глубоко опущены, а третьи (промежуточные тектонические ступени) не испытали значительных перемещений. Почти на всей территории отсутствовали условия, благоприятные для сохранения коры выветривания.

В современном рельефе по направлению с запада на восток выделяются следующие геоморфологические районы с разной степенью сохранности кор выветривания: Лено-Ангарское плато (*А*), Предбайкальская впадина (*Б*), Байкальский хребет (*В*), Тыйская предгорная ступень (*Г*), Северо-Байкальская и Верхне-Ангарская рифтовые впадины (*Д*) и Баргузинский хребет (*Е*) (см. фиг. 1,2).

Лено-Ангарское плато ограничено со всех сторон глубинными разломами и выступает как древний жесткий массив. Плато поднимается над Предбайкальским прогибом протяженным уступом, высота которого более 500 м. В зоне сопряжения с Предбайкальским прогибом имеются несколько отрицательных морфоструктур, осложненных кайнозойскими впадинами, наиболее крупная из которых – Хандинская. Поверхность плато значительно расчленена эрозионной деятельностью рек и образует среднегорный рельеф (см. фиг. 1, *I, А*). Постоянный эрозионный срез при равномерном поднятии территории уничтожил кору выветривания, по-видимому, почти на всю ее мощность. На междуречьях в наиболее высоких частях плато сохраняются фрагменты полициклической мел-палеогеновой поверхности выравнивания [4], с которыми связаны маломощные (1–3, иногда до 8 м) проявления кор выветривания площадного типа, представленные



Ф и г. 2. Схема распространения морфогенетических типов палеогеновой коры выветривания в северо-западном Прибайкалье

1 **– границы областей образования морфогенетических типов коры выветривания:** *I* **– площадных плащевидных;** *II* **– площадных, прерывистых;** *III* **– линейно-площадных;** *2* **– границы геоморфологических районов (условные обозначения то же, что на фиг.1);** *3–7* **– степень и условия сохранности коры выветривания:** *3* **– нижние зоны площадей коры выветривания, на водоразделах,** *4* **– разные, включая верхнюю, гиббситоносную, зоны площадной коры выветривания, на склонах кайнозойских впадин второго порядка,** *5* **- корни площадей коры выветривания, на склонах кайнозойских впадин,** *6* **–корни линейно-площадной коры выветривания, в горной части,** *7* **– линейно-площадные коры в грабенообразных участках;** *8* **– границы распространения флювиогляциальных отложений:** *9* **– область распространения ледников**

глинами и глинистыми песками, по составу соответствующими начальной стадии изменения материнских пород.

Предбайкальская впадина в современном рельефе выражена узким (60–100 км) протяженным (800 км) прогибом. Глубина расчленения рельефа небольшая, рельеф низкогорный (см. фиг. 1, *II, Б*). Характерно наличие большого количества впадин, выполненных палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными осадками мощностью до нескольких сот метров. Кора выветривания сохранилась на склонах кайнозойских впадин второго порядка под прикрытием палеогеновых осадочных отложений. Наблюдаются участки площадной зональной коры выветривания мощностью до 30 м. Карбонатные породы нижнего кембрия повсеместно выветрелые и сильно закарстованные. Кора выветривания красноцветных терригенных и карбонатно-терригенных пород среднего–верхнего кембрия в разной степени размыта, но на некоторых участках сохраняется почти полный профиль с гиббситом в верхней зоне. В продуктах переотложения этой коры выветривания в береговых обнажениях по р.Киренге у пос. Мунок встречены обломки бокситов и каолиновые глины. Южнее, на Лено-Киренгском водоразделе, известны промышленные залежи бокситов (Тулонское место-

рождение). Все это свидетельствует о существовании здесь в прошлом мощной коры выветривания латеритного типа.

Байкальский хребет характеризуется сильно расчлененным высокогорным (альпинотипным) рельефом (см. фиг. 1, *III, В*), он совпадает с зоной глубинных разломов по окраине Сибирской платформы и представляет собой блоковую морфоструктуру. Имеется много разломов, четко проявившихся в рельефе и деформациях мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Сильный подъем и размыв почти полностью уничтожили кору выветривания, оставив кое-где небольшие корни. Более полно сохранившаяся кора выветривания может быть встречена в отдельных грабенообразных структурах типа межгорных понижений.

Тыйская предгорная ступень (см. фиг. 1, *III, Г*) – крупный тектонический блок, занимающий промежуточное положение между глубоко опущенным дном Байкальской впадины и высоко поднятым Байкальским хребтом, отделенный от них хорошо выраженными в рельефе разломами. Занимая промежуточное положение между воздымающимся и опускающимся блоками, эта ступень испытывала большое напряжение, выразившееся в сильной раздробленности фундамента. Обрамляющие разломы представляют собой зоны сближенных тектонических нарушений. Сохранность кор в пределах предгорной ступени значительно выше, чем в Байкальском хребте, она менее поднята и эродирована. Размытая площадная кора выветривания встречена на водоразделе рек Кавынах–Нюрундукан, она имеет небольшую (несколько метров) мощность и представлена нижними зонами. В основном встречаются коры выветривания линейного типа. Участки линейно-площадной коры выветривания могут быть встречены в грабенообразных структурах по аналогии с Ольхонским блоком и Приморской предгорной ступенью. В отдельно взятой грабенообразной структуре коры выветривания часто не имеют площадного залегания, а преимущественно развиты по разломам и зонам повышенной трещиноватости, т.е. являются линейными.

Северо-Байкальская и Верхне-Ангарская впадины (см. фиг. 1, *III, Д*) начали формироваться в конце олигоцена–начале миоцена путем плавного прогибания поверхности и образования мелких водоемов. В конце плиоцена вдоль западного борта образовался раскол земной коры, по плоскости которого началось более быстрое опускание днища. На площади Северо-Байкальской впадины, в южной ее части, возможно сохранение линейно-площадной коры выветривания на отдельных грабенообразных участках.

Баргузинский хребет (см. фиг. 1, *III, Е*) представляет собой высоко поднятую и сильно расчлененную блоковую морфоструктуру, в которой коры выветривания могут быть встречены в виде проявлений линейного типа или в отдельных грабенообразных структурах.

Большую роль в уничтожении коры выветривания сыграло средне-верхнечетвертичное оледенение. Судя по распространению флювиогляциальных образований (см. фиг. 2), оно охватывало всю северо-восточную часть описываемой территории, включая Байкальский хребет до широты верховьев р.Лены и восточную часть Предбайкальской впадины почти до р.Киренги. Эта территория бесперспективна на поиски кор выветривания полного профиля. На площади формирования коры выветривания площадного типа (см. фиг. 1, *II, Б*) могут быть встречены лишь ее корни,

а в области образования кор выветривания линейно-площадного типа (см. фиг. 1, *III,B–E*) – размытые линейные коры.

Таким образом, анализ материалов по составу и структурно-текстурным особенностям материнских пород, их структурно-тектонического и геоморфологического положения, наряду с палеогеографической обстановкой, позволяет считать, что на территории северо-западного Прибайкалья в палеогене формировались площадные и линейно-площадные коры выветривания. Первый тип характерен для осадочного чехла платформы, второй – для пород складчатого обрамления. Впоследствии в результате неотектонических процессов и оледенения большая часть сформированных покровов коры выветривания была уничтожена и сохранились лишь ее реликты. С ними тем не менее могут быть связаны различные полезные испопаемые, однако размеры проявлений очень ограниченны. Наиболее перспективны поиски полезных ископаемых, связанных с нижними зонами кор выветривания на разных породах. В областях развития кор выветривания площадного типа это преимущественно строительные глины и пески. В переходной области могут быть выявлены переотложенные продукты коры выветривания в виде проявлений осадочных каолиновых глин, кварцевых песков и бокситов. Последние можно ожидать лишь в виде мелких рудопроявлений. На площади складчатого обрамления перспективны поиски полезных ископаемых, связанных с линейным типом коры выветривания. Это силикатные никель-кобальтовые руды, зоны окисления, фосфатные и марганцевые руды, кварцевые пески и дресвянно-щебнистый материал.

Литература

1. *Домбровская Ж.В.* Условия залегания и морфогенетические типы палеогеновой коры выветривания в Прибайкалье. – В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
2. *Домбровская Ж.В., Королев Ю.М., Сабурова Л.Е.* Латеритная кора выветривания и связанные с ней бокситы Прибайкалья. – Геология руд. месторождений, 1973, № 2.
3. *Замараев С.М., Рязанов Г.В.* Структура и история развития Предбайкальского кайнозойского предгорного прогиба. – Геология и геофизика, 1975, № 5.
4. *Ендрихинский А.С., Кульчицкий А.А.* Четвертичные отложения западного участка БАМ. – В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука. 1978.
5. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С.Ф.Павлов, С.А.Кашик, Т.К.Ломоносова и др. Новосибирск: Наука, 1976.
6. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / / Н.А.Логачев, И.В.Антощенко-Оленев, Д.Б.Базаров и др. М.: Наука, 1974.
7. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах / А.В. Гольберт, К.Н.Григорьева, Л.Л.Ильенок и др. М.: Недра, 1977.
8. *Писарчик Я.К.* Новые данные по стратиграфии, литологии и фациям кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. – Материалы. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер., 1960, вып. 32.
9. *Синицин В.М.* Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. Ч. 1–3.
10. *Синицин В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.

УДК 551.311.231 (571.56)

Е.И.Борис, Н.Н. Зинчук

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Палеогеоморфологические особенности формирования древних кор выветривания и районирование по ним территории Западной Якутии могут быть рассмотрены на примере наиболее изученных Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, расположенных соответственно в пределах юго- и северо-восточной частей восточного борта Тунгусской синеклизы. Здесь благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское–раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [1,2]. Это привело к развитию в указанных районах рассматриваемых древних кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, туфах и туфобрекчиях основного состава трубчатых тел и кимберлитах среднего палеозоя, а также долеритах нижнего триаса [1,2]. В палеогеоморфологическом плане устанавливается приуроченность образования и сохранения от размыва этих кор выветривания преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, являвшимся на протяжении длительного времени денудационными поверхностями. Конседиментационные палеовпадины служили местами аккумуляции материала из кор выветривания.

В позднедевонское–раннекаменноугольное время в Мало-Ботуобинском районе площадные остаточные коры выветривания [1,3] на терригенно-карбонатных породах, а также локальные коры в пределах трубчатых тел туфов и туфобрекчий образовывались, а затем и сохранились от размыва в пределах Улу-Тогинского, Мирнинского, Джункунского и Чернышевского поднятий, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины (см. фигуру, *I, A*). При этом в отдельных разрезах устанавливаются верхние зрелые горизонты кор выветривания, свидетельствующие о формировании в них полных профилей. Исходя из изложенного, проводится районирование данной территории. Позднедевонские–раннекаменноугольные поверхности выравнивания и коры выветривания сохранились только в северо-западной половине района, а в юго-восточной, в пределах центральной части Ангаро-Вилюйского мезозойского наложенного прогиба, они полностью уничтожены в процессе дораннеюрской денудации (см. фигуру, *I,A*). При этом наименее благоприятны для образования и сохранения рассматриваемых кор выветривания позднепалеозойские впадины, и только в пределах осложняющих их мелких поднятий возможно обнаружение заслуживающих внимания кор выветривания. В то же время к наиболее благоприятным в этом отношении палеогеоморфологическим элементам рельефа относятся склоны, опоясывающие позднепалеозойские поднятия (Улу-Тогинское и др.). В связи с этим особое положение должны были бы занимать верхние части этих поднятий, где, по всей вероятности, ранее образовывались мощные коры выветривания. Однако начиная со среднего триаса и до настоящего времени они подвергались интенсивной денудации, уничтожившей здесь не только верхнепалеозойские отложения, но и нижележащие коры выветривания и поверхности позднедевонского–

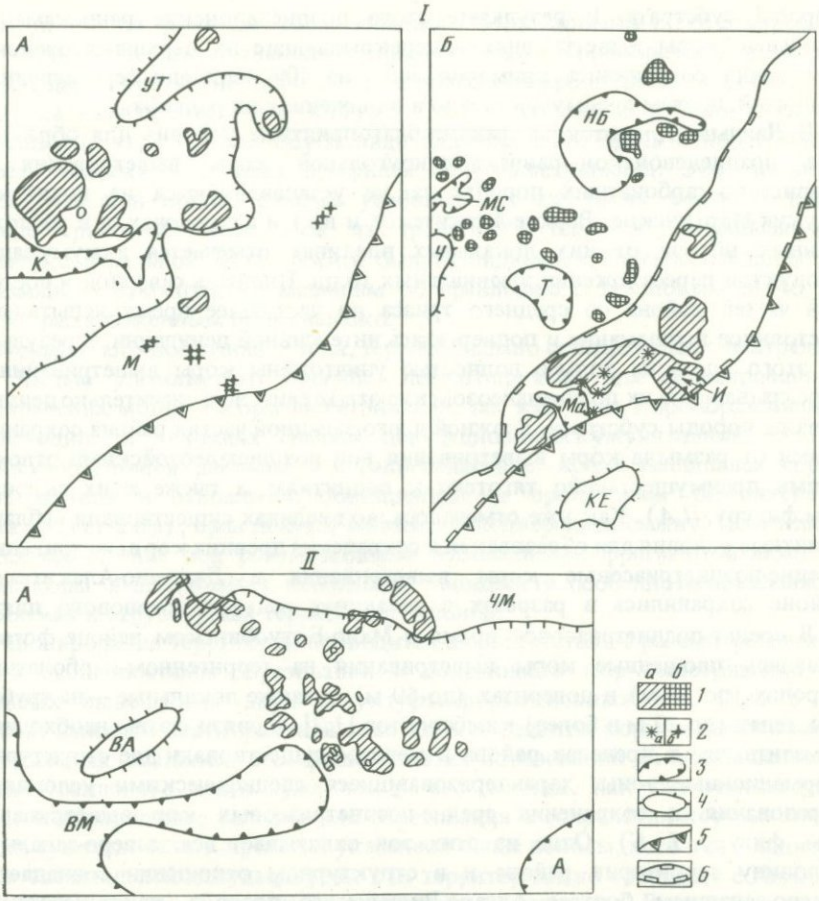


Схема распространения позднедевонских–раннекаменнугольных (*А*) и средне-позднетриасовых (*Б*) кор выветривания Мало-Ботуобинского (*I*) и Далдыно-Алакитского (*II*) районов

1 – площадная кора выветривания: *а* – на терригенно-карбонатных породах раннего палеозоя, *б* – на долеритах раннего триаса; *2* – локальная кора выветривания: *а* – на кимберлитах, *б* – на туфах, туфобрекчиях основного состава среднего палеозоя; *3* – границы нижних частей конседиментационных палеовпадин (позднепалеозойских: *К* – Кюеляхской, *ВМ*– Верхнеморкокинской, *А*– Амбардахской; мезозойских: *М* – Маччобинской, *И* – Ирелляхской, *Т* – Тогахской, *МС* – Маар-Сиэнэхской, *НБ* – Нижнеботуобинской); *4* – границы верхних частей конседиментационных палеоподнятий (позднепалеозойских: *М* – Мирнинского, *УТ* – Улу-Тогинского, *ВА* – Верхне-Алакитского, *ЧМ* – Чумук-Мархинского; мезозойских: *КЕ* – Куччугуй-Еленгского, *Ч* – Чайдахского); *5* – граница центральной части Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба, совпадающая с осевой линией границы двух структурно-формационных зон (северо-западной и юго-восточной); *6* – граница полосы (структурной террасы) вдоль бровки северо-западного борта прогиба

раннекаменноугольного выравнивания. Кроме того, впоследствии в пределах практически всей площади Мирнинского, Улу-Тогинского и Джункунского поднятий и частично их склонов развивалось Нижне-Ботуобинское сводовое неотектоническое поднятие, которое способствовало в плиоцен-четвертичное время глубокому врезу современной гидросети района в

породы субстрата. В результате этого позднедевонские–раннекаменноугольные коры выветривания и перекрывающие их верхнепалеозойские отложения сохранились примерно лишь на 10% площади перечисленных поднятий, причем преимущественно в понижениях их рельефа.

В Далдыно-Алакитском районе благоприятные условия для образования позднедевонской–раннекаменноугольной коры выветривания на терригенно-карбонатных породах также устанавливаются на поднятиях (Чукук-Мархинское, Верхне-Алакитское и др.) и их склонах, а в расположенных вблизи от них локальных впадинах отмечается аккумуляция продуктов переотложения элювиальных толщ. Площадь северной и восточной частей района со среднего триаса по настоящее время испытывала постоянное воздымание и подвергалась интенсивной денудации. В результате этого здесь не только полностью уничтожены коры выветривания и перекрывающие их позднепалеозойские отложения, но и значительно денудированы породы субстрата. В южной и юго-западной частях района сохранившиеся от размыва коры выветривания под позднепалеозойскими отложениями преимущественно тяготеют к поднятиям, а также к их склонам (см.фигуру, *II,А*). Как уже отмечалось, во впадинах существовали неблагоприятные условия для образования и сохранения древних кор выветривания. Средне-позднетриасовые коры выветривания в Далдыно-Алакитском районе сохранились в разрезах в западинах рельефа траппового плато.

В средне-позднетриасовое время в Мало-Ботуобинском районе формировались площадные коры выветривания на терригенном-карбонатных породах (до 10 м) и долеритах (до 60 м), а также локальные – на трубчатых телах (до 20 м и более) кимберлитов [1,2]. В связи с этим необходимо отметить, что в пределах района в мезозое существовали две структурно-формационные зоны, характеризовавшиеся специфическими условиями образования и сохранения средне-позднетриасовых кор выветривания (см. фигуру, *I, Б*). Одна из этих зон охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилюйского прогиба, являвшегося на протяжении длительного времени преимущественно денудационной и только в плинсбахском и тоарском веках – аккумулятивной поверхностью. Несмотря на то что в этой зоне существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования, в целом сохранность средне-позднетриасовой коры выветривания здесь плохая, так как начиная со средней юры и до настоящего времени рассматриваемая территория подвергалась значительной денудации. Поэтому поля развития площадных кор выветривания сохранились преимущественно на склонах впадин, выполненных отложениями нижней юры, а на остальной территории они фиксируются фрагментарно в виде изолированных останцов небольших размеров. При наличии исключительно благоприятных структурно-тектонических и палеогеоморфологических условий (пониженные участки денудационной поверхности, ее структурные террасы, опущенные тектонические блоки и т.п.) на отдельных участках рассматриваемого борта прогиба сохранились мощные (до 60 м) разрезы кор выветривания на долеритах. Кроме того, особо благоприятные условия для образования и сохранения коры выветривания существовали в полосе шириной 15–30 км вдоль бровки северо-западного борта Ангаро-Вилюйского прогиба, являющейся структурной

террасой (зоной перехода северо-западного борта прогиба в его центральную часть), которая окаймляет трапповое плато. Корообразование здесь происходило преимущественно на терригенно-карбонатных породах, а также на кимберлитах (см. фигуру, *I, Б*). Палеогеоморфологические особенности этой полосы обусловили формирование здесь относительно более мощных и полных профилей кор выветривания. Это связано с тем, что при общих равных условиях дренаж таких участков при выходе триасовых водотоков из траппового плато в аллювиальную равнину центральной части прогиба был, по-видимому, более интенсивным, а размыв – относительно меньшим по сравнению с трапповым плато в целом, расположенным более высоко.

Вторая – юго-восточная – зона, территориально совпадающая с центральной частью упомянутого прогиба, неблагоприятна для формирования и сохранения мощной коры выветривания, так как здесь корообразование происходило в условиях сначала денудационно-аккумулятивной, затем и аккумулятивной равнины, а в раннелейасовое время имевшаяся кора выветривания и отложения, обогащенные ее продуктами (иреляхская свита рэт-геттанга), практически полностью подверглись смыву. Не исключается сохранение под рэт-лейасовыми отложениями фрагментов нижней зоны коры выветривания небольшой мощности, особенно на локальных поднятиях и структурных террасах их склонов.

Районирование территории проводится в соответствии с рассмотренными выше особенностями образования и сохранности кор выветривания в пределах выделенных двух структурно-формационных зон. Однако в первой, наиболее благоприятной зоне меньше развиты коры выветривания в локальных впадинах, а сохранность этих образований на возвышенных частях траппового плато хуже, чем на его склонах. Как уже отмечалось, особо благоприятные условия для образования и сохранения кор выветривания существовали в пределах указанной выше полосы, хотя она и подверглась значительной денудации, так как территориально совпадает с Нижне-Ботуобинским сводовым неотектоническим поднятием. В пределах юго-восточной зоны, в целом неблагоприятной для образования и сохранения средне-позднетриасовых кор выветривания, на локальных поднятиях и их склонах также могут быть установлены элювиальные толщи. Так, относительно благоприятная обстановка для их образования и консервации в рассматриваемой зоне существовала в пределах Кучугуй-Еленгского и Средне-Ботуобинского поднятий. Об этом свидетельствуют результаты бурения на последнем единичных скважин при заверке магнитных аномалий трубчатого типа, вскрывших коры выветривания мощностью 1–2 м на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва, а также на терригенно-карбонатных породах.

Все изложенное позволяет провести локальное районирование рассматриваемой территории, в пределах которой были условия для образования и сохранения позднедевонских–раннекаменноугольных и средне-позднетриасовых кор выветривания. Приведенные палеогеоморфологические особенности формирования и районирование территории по интенсивности развития и степени сохранности древних кор выветривания являются методической основой при проведениии детальных поисковых работ на коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые.

Литература

1. *Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Борис Е.И.* и др. Коры выветривания бассейна р.Вилюй. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8.
2. *Хмелевский В.А., Борис Е.И., Иванин И.Н., Черный С.Д.* Основные эпохи образования древних кор выветривания и их роль в формировании россыпей алмазов и бокситовых залежей в Мало-Ботуобинском районе Западной Якутии. М.: ВИНИТИ, 1976.
3. *Черный С.Д., Борис Е.И., Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М.* Коры выветривания на породах основного состава южной части Мало-Ботуобинского района. – В кн.: Коры выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.

УДК 551.311.231

В.М. Новиков

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОКА СССР

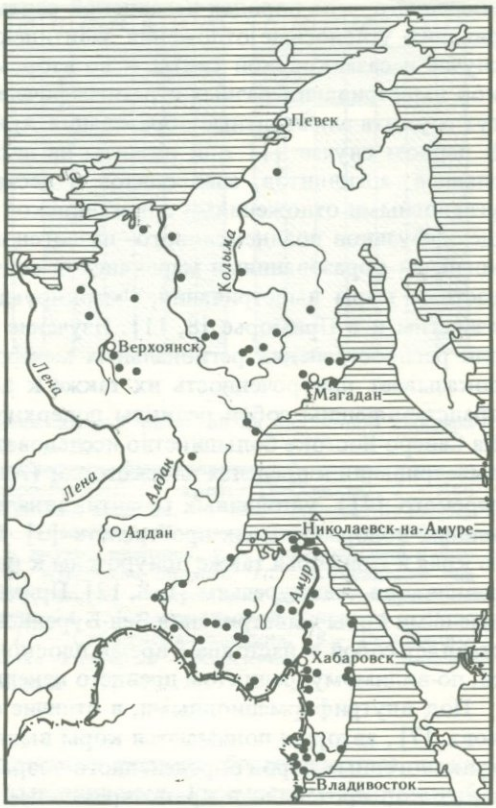
В предлагаемой работе предпринята попытка сравнительной характеристики мезозойских и кайнозойских кор выветривания Востока СССР. Обобщение и систематизация результатов исследований по корам выветривания столь обширного региона потребовали многолетних целенаправленных работ, включающих сбор собственного фактического материала и изучение имеющихся многочисленных публикаций. Личные полевые исследования автора касались элювиальных образований Хабаровского края, Амурской области и Приморья. Материал по корам выветривания Северо-Востока анализировался по литературным данным.

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие мезозойские складчатые сооружения Верхояно-Чукотской области, Монголо-Охотского пояса и системы Сихотэ-Алинь. В мезозое и кайнозое они испытали ряд циклов геологического развития с активной тектонической и магматической деятельностью. Сложная геологическая история региона предопределила ряд особенностей развития, размещения и сохранности кор выветривания.

Древние коры выветривания широко распространены на территории Востока СССР (фиг. 1). Изучение условий формирования и особенностей размещения элювиальных образований, положения их в стратиграфическом разрезе позволяет выделить среди них два геологических типа – межформационный и внутриформационный.

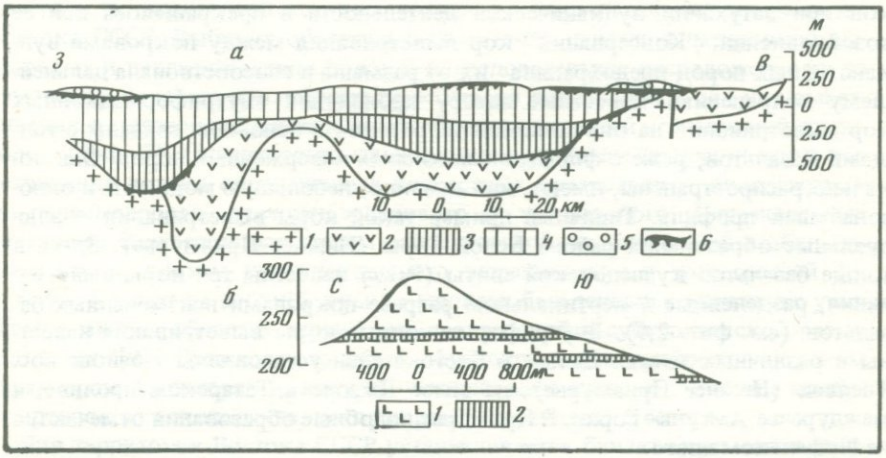
К межформационному типу отнесены площадные и линейные коры выветривания, "маркирующие" границы разновозрастных толщ. Образование их связано с достаточно длительными стратиграфическими перерывами и протекало в периоды относительного тектонического покоя. Как правило, эти коры выветривания развиты на породах различного возраста, генезиса и состава, оказавшихся в момент корообразования на поверхности эрозионного среза. Они имеют зональное строение профиля и распространены регионально. В стратиграфических разрезах описываемых районов Востока СССР устанавливается несколько подобных кор выветривания. Имея в пределах одной площади нередко многоэтажное строение, они в вертикальном разрезе разобщены разновозрастными, как правило, угленосными форма-

Ф и г. 1. Обзорная карта распространения кор выветривания на территории Востока СССР



Ф и г. 2. Характер размещения кор выветривания в геологических разрезах Востока СССР

а – межформационные коры выветривания в разрезе Зея-Буреинской впадины: *1* – граниты (PZ); *2* – эффузивы, осадочные породы и угли томской свиты (K_1); *3* – глины, алевролиты, песчаники и угли завитинской свиты (K_{1-2} zv); *4* – песчаники, алевролиты, бурые угли цагаянской свиты (K_2 cg); *5* – пески, глины; бурые угли сазанковской свиты (N_1^2 sz); *6* – коры выветривания (даны вне масштаба); *б* – внутриформационные коры выветривания в разрезе базальтов кузнецовской свиты (P_2 kz), Белая Гора, Нижнее Приамурье: *1* – базальты; *2* – коры выветривания

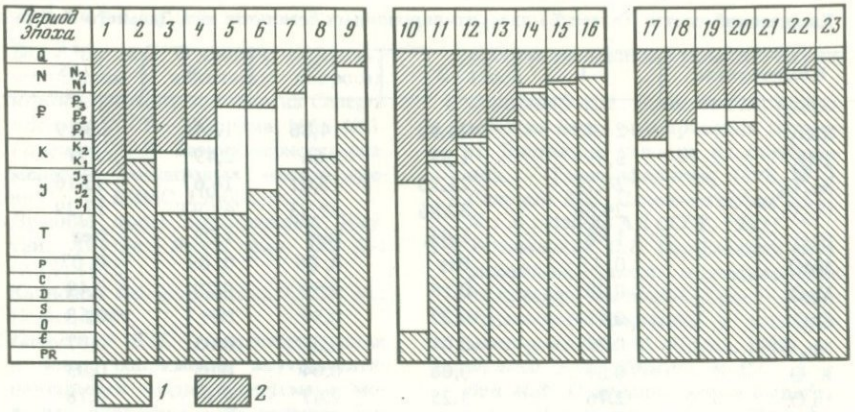


циями. Отмечается приуроченность межформационных кор выветривания к наложенным впадинам и реликтам древних пенепленов. В качестве примера можно привести коры выветривания Зея-Буреинской депрессии (фиг. 2,*а*). Элювиальные образования развиты здесь на породах складчатого основания, "маркируя" его границу с рыхлым осадочным чехлом, а также внутри

последнего – на породах цагаянской свиты. Перекрывают эти коры выветривания угленосные отложения завитинской и цагаянской свит в первом случае и сазанковской свиты – во втором. Примером межформационных кор выветривания разных стратиграфических уровней Северо-Востока могут служить элювиальные образования Аркагалинской и Охотской впадин. В первом случае [1] они развиты на дислоцированной толще глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и песчаников (T_1 – T_2) и перекрыты угленосными отложениями аркагалинской свиты; во втором [4] – на толще эффузивов позднемелового–палеогенового возраста и перекрыты угленосными образованиями мареканской свиты (N_{1-2}). Подобные разновозрастные коры выветривания, "маркирующие" границы различных толщ, известны и в Приморье [8, 11]. Изучение палеогеоморфологических условий распространения региональных межформационных кор выветривания показывает приуроченность их также к возвышенным участкам рельефа, представляющим собой реликты поверхностей выравнивания, пенепленов. На Северо-Востоке большинство исследователей отмечают локализацию кор выветривания в пределах плоскогорий (Алазейского, Кондаковского, Юкагирского [4]), устойчивых геоантиклиналей (хребет Тас-Хаяхтах), выровненных водораздельных пространств [3]. Коры выветривания Хабаровского края и Приморья также приурочены к поверхностям денудационного выравнивания, междуречьям [6, 8, 12]. Примером последних служат выявленные нами коры выветривания Зея-Буреинского водораздела, который представляет собой в настоящее время плосковершинное среднегорье и является, по-видимому, реликтом древнего пенеплена.

Под внутриформационными, в отличие от В.Н. Разумовой и Н.П. Хераскова [7], автором понимаются коры выветривания, связанные с толщами вулканогенных пород определенного возрастного интервала. Формирование таких кор протекало в кратковременные промежутки тектонического покоя при затухании вулканической деятельности и прекращалось при ее возобновлении. "Консервация" кор выветривания между покровами вулканогенных пород предохраняла их от размыва и способствовала дальнейшему сохранению. Известные автору проявления внутриформационных кор выветривания на описываемой территории в основном связаны с толщами базальтов, реже с формациями кислых изверженных пород. Они локально распространены, имеют, как правило, небольшую мощность и однозональный профиль. Типичный пример такой коры выветривания – элювиальные образования района Белой Горы (Нижнее Приамурье). Здесь в толще базальтов кузнецовской свиты (P_2kz) известны три коры выветривания, разделенные в вертикальном разрезе покровами неизмененных базальтов (см. фиг. 2,*б*). Внутриформационные коры выветривания известны в различных точках Дальнего Востока. Они установлены в районе пос. Тнейвах (Нижнее Приамурье), на мысе Джаоре в Татарском проливе, в междуречье Амгунь–Горин. В Приморье подобные образования отмечаются на Шуфанском плато.

Определение возраста кор выветривания территории Востока СССР вследствие ее сложного геологического строения и развития встречает определенные трудности. В связи с этим существуют различные, иногда противоречивые представления о времени формирования кор выветривания [1, 3–6, 8, 11, 12]. Однако все авторы выделяют определенные отрезки времени в



Ф и г. 3. Возрастные взаимоотношения пород с развитой на них корой выветривания и перекрывающих образований

1 – возраст пород, на которых известны коры выветривания; *2* – возраст осадочных перекрывающих пород: *1–9* – Северо-Восток: *1* – хребет Тас-Хаяхтах, *2* – Яно-Индигирская низменность, *3* – Аркагалинская впадина, *4* – Яно-Омолойское междуречье, *5* – нижнее течение р. Омолой, *6* – бассейн р. Колымы, *7* – Яно-Индигирская низменность, *8* – Ольская, Тауйская и другие впадины, *9* – Омсукчанский район, руч. Трог; *10–16* – Хабаровский край, Амурская область: *10* – Буреинская впадина, *11* – Амурская область, пос. Журбан, *12* – Вяземский район, Хабаровский край, *13, 15* – Средне-Амурская впадина, *14* – Комсомольский район, *16* – Переяславка; *17–23* – Приморский край: *17* – Суйфунская впадина, *18* – Липовецкое месторождение, *19* – междуречье Даубихе–Улахе, *20* – Краскино, *21* – Свиягино *22* – Шуфанское плато, *23* – мыс Мраморный

геологической истории различных районов региона, благоприятные, по их мнению, для формирования кор выветривания. Рассмотрим конкретный материал по положению кор выветривания в стратиграфических разрезах Востока СССР. Выборка объектов с достаточно надежной датировкой выветрелых и перекрывающих пород и последовательное расположение их по изменению возраста показывают практически непрерывный ряд кор выветривания в мезозойско-кайнозойских образованиях всей исследуемой территории (фиг. 3). Однако региональное распространение получили коры выветривания только определенных возрастных интервалов – позднеюрского–раннемелового, палеоцен-эоценового и миоценового. Перечисленные интервалы соответствуют этапам относительной тектонической стабильности региона, эпохам континентального выравнивания и трансгрессий [3, 4, 6, 9]. Климат от верхней юры до миоцена был теплый и влажный с участием в южных областях территории тропической и субтропической растительности [9]. Влажность климата обусловливалась прибрежно-морским характером территории на всем протяжении мезо-кайнозоя. В конце миоцена произошло похолодание, которое распространилось с севера.

Для территории Востока СССР устанавливается близкая временна́я, пространственная и генетическая взаимосвязь в формировании кор выветривания и накоплении осадочных угленосных формаций. В стратиграфических разрезах Дальнего Востока отложения углей отмечаются практически на всех уровнях, что хорошо коррелируется с аналогичной картиной по корам выветривания. Однако, так же как и для регионально развитых кор выветривания

Химический состав (в вес.%) латеритизированных базальтов юга Дальнего Востока

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	24,82	24,82	14,86	13,45	33,19
TiO_2	3,59	1,99	1,66	2,49	0,97
Al_2O_3	24,72	24,73	17,01	16,67	33,16
Fe_2O_3	29,88	30,86	49,33	49,93	17,29
FeO	1,96	1,02	Нет	1,03	Нет
MnO	0,41	Нет	0,06	0,09	0,07
MgO	0,29	0,19	0,59	0,70	0,49
CaO	0,41	0,27	0,54	Нет	0,68
Na_2O	0,05	0,04	0,07	0,05	0,07
K_2O	0,07	0,08	0,04	0,05	0,03
H_2O^-	2,76	3,25	2,67	4,11	0,78
H_2O^+	11,27	11,88	11,47	10,15	13,47
P_2O_5	0,44	0,50	1,44	1,64	Нет
Сумма	100,59	99,63	99,74	100,36	100,20
Al_2O_3/SiO_2	1,0	1,0	1,1	1,3	1,0
Al_2O_3 (своб.)	3,7	3,7	4,3	5,2	5,0
Гиббсит, %	5,6	5,6	6,6	8,0	7,7

Обр. 1,2 – 131[a]-80, 131[e]-80, Переяславка Хабаровский край; обр. 3,4 – 55-79, 139-80, Свиягино; обр. 5 – 113-78, Барановский, Приморский край. Аналитики Р.С. Яшина, В.М. Степашкина, Е.Н. Кулысова.

ривания, формирование промышленных угленосных накоплений протекало в определенные интервалы времени (поздняя юра–ранний мел, эоцен–олигоцен, средний–поздний миоцен) [10, 13]. Таким образом, промышленное углеобразование происходило синхронно или вслед за формированием региональных кор выветривания и определялось этапами прогибания территории, сменяющими эпохи горообразования и выравнивания. В результате цикличного геологического развития описываемой территории региональные коры выветривания захоронялись под формациями перекрывающих угленосных образований, "маркировали" нижние границы последних и приобретали межформационный характер.

Исследование вещества продуктов разновозрастных кор выветривания показывает неодинаковый их минеральный состав. Наибольший интерес представляет элювий базальтов как вероятный поставщик бокситового сырья. Автором для территории Дальнего Востока в миоценовой коре выветривания установлен свободный глинозем, представленный гиббситом (см. таблицу). Изложенные факты позволяют поддержать высказанные ранее предположения о бокситоносности неогеновой коры выветривания Южного Приморья. Здесь не исключено открытие небольших месторождений латеритных бокситов. Благоприятным условием для сохранности этих образований во времени могло явиться их захоронение между двумя покровами базальтов. Подобные бокситы известны в Северной Ирландии [2].

Литература

1. *Вальпетер А.П.* О древних корах выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР. – Колыма, 1965, № 1.
2. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения бокситовых месторождений. – Тр.ВИМС, 1960, вып. 5.
3. Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975.
4. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.
5. *Панасенко В.И.* О корообразовании в зонах сопряжения внутриконтинентальных впадин с системами молодых платформ (на примере Буреинского массива). – В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.
6. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974.
7. *Разумова В.Н., Херасков Н.П.* Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.– В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Наука, 1965.
8. *Сергиенко В.М., Биджиев Р.И.* Кайнозойские коры выветривания Дальнего Востока и условия их образования. – Геоморфология, 1978, № 3.
9. *Синицин В.М.* Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. *Устиновский Ю.Б.* Особенности внутриконтинентального угленакопления на примере Восточной Азии. – В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968.
11. *Финько В.И., Коренбаум В.С., Колбин М.Ф.* О древних корах выветривания Приморья. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
12. *Чемеков Ю.Ф.* Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, 90.
13. *Шарудо И.И.* История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЭКЗОГЕННОГО РУДОГЕНЕЗА

Д.Г. Сапожников. Актуальные вопросы изучения кор выветривания и бокситов 5

Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, А.П. Никитина, А.Д. Слукин. Новые аспекты теории образования рудных месторождений в коре выветривания 8

О.В. Иванов, Г.Р. Бекжанов, Е.П. Пушко, Л.И. Киселев, В.Ф. Долгополов. Коры выветривания Казахстана и их рудоносность 14

Б.Ф. Горбачев. Закономерности формирования и локализации месторождений каолинов в корах выветривания 22

Б.А. Богатырев, В.Н. Демина, В.В. Жуков, Л.А. Матвеева. Геологические, физико-химические условия и динамика формирования бокситоносных кор выветривания 29

И.И. Эдельштейн. Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд и их размещение 36

Б.М. Михайлов. Типизация продуктов гипергенеза 42

Ю.П. Селиверстов. Геоморфогенез и корообразование 51

С.К. Горелов, Е.Г. Журавлев, А.А. Клевцова. Палеогеоморфологические условия формирования домезозойских кор выветривания в центральных и восточных областях Русской плиты 57

Ю.П. Казанский. Особенности выветривания и аллитообразования в докембрии 67

В.В. Жуков. Вопросы кинетики и динамики гипергенных геохимических процессов (на примере гиббситизации каолина) 71

В.И. Бгатов, А.В. Ван. Свет – фактор выветривания 78

II. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

И.В. Витовская. Минералогия коры выветривания 80

Н.А. Лизалек. Особенности минералообразования в зонах гумидного выветривания и гидротермального метаморфизма 88

А.Д. Додатко. Особенности минералогии и геохимии кор выветривания графитоносных гнейсов Украинского щита 92

К.С. Джумабаев. Коры выветривания маршаллитового типа и процессы маршаллитизации 95

В.Г. Раев, Н.И. Подлипаева. Образование ортохризотила в коре выветривания Кемпирсайского массива 99

Д.П. Хорошева. Нонтронитовые коры выветривания Украинского щита как сырье для окомкования железорудных концентратов 101

Б.Г. Виничук, А.П. Поддубный. Особенности вещественного состава коры выветривания Сахаринского массива ультраосновных пород (Южный Урал) . . 104

А.С. Вершинин. Основы геолого-технологического картирования гипергенных никелевых руд 108

Н.А. Григорьев. О профилях редкометальных кор выветривания 113

Ф.В. Сухоруков, Э.П. Солотчина, Б.Л. Щербов, Л.Д. Иванова. Гипергенное минералообразование и геохимия редких элементов в корах выветривания гранитоидов 116

В.М. Цибульчик, В.А. Пономарчук, Ю.Г. Шипицын. Редкие элементы в корах выветривания юга Сибири 129

А.К. Мазуров, Г.С. Букуров, Р.П. Козодоева. Об агрегативных формах нахождения вольфрама в вольфрамоносных глинах коры выветривания (Центральный Казахстан) 137

Б.Л. Щербов. Основные черты геохимии бора в корах выветривания Кокчетавской глыбы и Украинского кристаллического щита 144

Т.Ф. Бойко, Ю.Ю. Бугельский, Н.А. Лисицына, И.И. Назаренко, И.В. Кислова. Селен в латеритных корах выветривания 149

И.И. Эдельштейн, А.Д. Мельник, А.А. Пилипенко. Экспериментальные исследования выветривания породообразующих минералов ультрабазитов (к проблеме генезиса гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений) 153

Ю.М. Епатко, М.Е. Литвинская. Влияние постоянного магнитного поля и углекислоты на выщелачивание кварца 157

III. ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

М.Д. Эльянов, А.Д. Додатко. Перспективная оценка комплекса полезных ископаемых коры выветривания Украинского щита 162

С.И. Чайкин. Структурные и литологические факторы образования богатых железных руд КМА 164

Е.Т. Бобров. Рудоносность мезозойских кор выветривания Северного Кавказа и их вторичные преобразования 170

Г.А. Магалашвили, Т.Ш. Гогишвили. Бокситоносные коры выветривания на Кавказе 174

В.М. Сорокин. Нижнекаменноугольные коры выветривания Северо-Онежского бокситового района 177

В.А. Файзуллин. Особенности геологии и минералогии каолиновой коры выветривания Северного Казахстана 182

Р.С. Родин. Закономерности формирования мезозойско-кайнозойских кор выветривания Сибирской платформы 186

С.А. Кашик, В.Н. Мазилов. Сравнительный анализ природных и теоретических профилей выветривания на докембрийских породах Западного Прибайкалья 191

Ж.В. Домбровская. Морфогенетические типы палеогеновой коры выветривания в Северо-Западном Прибайкалье и ее сохранность 194

Е.И. Борис, Н.Н. Зинчук. Палеогеоморфологические особенности формирования кор выветривания Западной Якутии 202

В.М. Новиков. Древние коры выветривания Востока СССР 206

УДК 551.311.231:553.492.1

Актуальные вопросы изучения кор выветривания и бокситов. Сапожников Д.Г. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Излагаются актуальные вопросы изучения кор выветривания и бокситов. Для кор выветривания – это изучение генезиса, развитие представлений о геохимической зональности, углубленное изучение вещества. Для бокситов – поисково-разведочные работы на крупные месторождения богатых руд, разработка прогрессивных методов литолого-палеографических построений, поиски новых месторождений бедных бокситовых руд с большими запасами, исследование возможности обогащения бедных и убогих бокситовых руд с получением в результате богатого глиноземом концентрата.

УДК 551.311.231

Новые аспекты теории образования рудных месторождений в коре выветривания. Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слукин А.Д. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Приведены новые данные о формировании экзогенных рудных месторождений в коре выветривания. Рассмотрены значение и соподчиненность главных факторов образования рудоносных кор. Показано важное значение изучения типоморфных минеральных ассоциаций для понимания закономерностей формирования экзогенного оруденения различных типов и физико-химической направленности процессов рудогенеза.

Библиогр. 14 назв.

УДК 551.311.231(574)

Коры выветривания Казахстана и их рудоносность. Иванов О.В., Бекжанов Г.Р., Пушко Е.П., Киселев Л.И., Долгополов В.Ф. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

В платформенный этап развития земной коры Казахстана в мезозойское и кайнозойское время имели место главные минерагенические эпохи и четыре этапа формирования кор выветривания латеритного типа: позднетриасовый, среднеальбский, позднемеловой и позднемеловой–раннепалеогеновый. Эти этапы совпадают с периодами смены аридного климата на гумидный. С корами выветривания в Казахстане связаны элювиальные месторождения и рудопроявления никеля и кобальта, легированных железных руд, бокситов, вольфрама, марганца, меди, свинца, вермикулита, каолина, элювиальные россыпи касситерита, колумбита и рутила.

Табл.1. Ил.1. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.612:553.061.14.078

Закономерности формирования и локализации месторождений каолинов в корах выветривания. Горбачев Б.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены главные факторы формирования и локализации месторождений каолинов элювиального промышленно-генетического типа: палеоклимат, тектонический режим и структурный контроль, палеорельеф, субстрат, влияние наложенных процессов. Показано различие между процессами формирования месторождений элювиальных каолинов и корообразования. Присутствие крупных тел промышленных каолинов в горах выветривания служит свидетельством совмещения воздействий целого ряда благоприятных факторов, проявляющихся до, во время и после корообразования и обеспечивающих не только формирование залежей, но и удовлетворительную их сохранность. Изложенный материал представляет основу методики средне- и крупномасштабного прогнозирования месторождений каолинов в корах выветривания.

Библиогр. 10 назв.

УДК 553.21/24

Геологические, физико-химические условия и динамика формирования бокситоносных кор выветривания. Богатырев Б.А., Демина В.Н., Жуков В.В., Матвеева Л.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основании эмпирических, экспериментальных и расчетных данных анализируются параметры физико-химических условий формирования бокситоносных кор выветривания, приведены формулы для оценки максимальной мощности и времени, необходимого для формирования промышленных залежей бокситов.

Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.078:553.068.3

Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд и их размещение. Эдельштейн И.И. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На базе экспериментальных исследований разработана методика формационного анализа гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения. Обосновывается правомерность выделения двух формаций – силикатной и окисной. Приведена систематика руд на формационной основе. По результатам комплексных исследований гипергенных кобальт-железо-никелевых месторождений разных регионов мира составлена карта формационных типов, приведена краткая характеристика факторов, определяющих закономерности их размещения.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.31/35

Типизация продуктов гипергенеза. Михайлов Б.М. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Предлагается схема типизации продуктов гипергенеза, возникающих в приповерхностной зоне литосферы в процессе взаимодействия горных пород с атмосферой и космосом. В основу типизации положен принцип подразделения продуктов гипергенеза на поверхностные (элювий, иллювий и продукты их переотложения) и глубинные, возникающие в водоносных горизонтах и в зонах подъема глубинных вод. Рассмотрены вопросы приуроченности промышленно-рудоносных формаций к определенным типам гипергенных образований.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 13 назв.

УДК 551.4:551.311.231

Геоморфогенез и корообразование. Селиверстов Ю.П. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Обобщения по взаимосвязям гипергенеза и рельефообразования свидетельствуют о малой роли абсолютных высот при корообразовании и большом значении конкретных высот микрорельефа и относительных превышений уровней выровненного рельефа, обусловливающих образование определенных профилей выветривания. Предполагается проявление в истории Земли процессов гипергенной изостазии, вызванных массовой миграцией и перемещением минеральных веществ.

Ил. 1.

УДК 551.311.231

Палеогеоморфологические условия формирования домезозойских кор выветривания в центральных и восточных областях Русской плиты. Горелов С.К., Журавлев Е.Г., Клевцова А.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены палеогеоморфологические условия формирования кор выветривания в позднерифейскую, раннедевонскую и ранневизейскую эпохи. Установлено, что формирование сглаженных элементов палеорельефа и корообразование в указанные эпохи протекали в парагенетической зависимости. Сделан вывод о прогрессивном нарастании процессов корообразования от древней к молодым эпохам, а также о влиянии палеорельефа на распространение кор выветривания и сопряженных с ними бокситовых месторождений. Высказано мнение о малой перспективности древнейших позднерифейских образований на поиски бокситов и о наиболее активном формировании этих месторождений в ранневизейское время.

Ил. 3. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.277

Особенности выветривания и аллитообразования в докембрии. Казанский Ю.П. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. : М.: Наука, 1983.

Анализируются условия выветривания горных пород и поведение в этом процессе ряда окислов. Подчеркиваются различия в геохимии глинозема в архее–раннем протерозое и в раннем протерозое–рифее. Сделан вывод о перспективности поисков диаспоритов осадочного генезиса в осадочно-метаморфических толщах второй половины протерозоя.

Табл. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 553.21/24

Вопросы кинетики и динамики гипергенных геохимических процессов (на примере гиббситизации каолина). Жуков В.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Изложены основные закономерности развития минеральных изменений в породе и методика определения скорости минеральных превращений. В качестве примера применения общей теории к решению конкретных задач рассмотрен процесс гиббситизации каолина, имеющий важное значение для решения проблемы бокситообразования.

Ил. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.3.0.53:552.323.5

Свет – фактор выветривания. Бгатов В.И., Ван А.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Экспериментально доказывается влияние солнечного излучения в видимой и ультрафиолетовой областях на процессы выветривания.

Табл. 1.

УДК 553.311.231

Минералогия коры выветривания. Витовская И.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Рассматриваются возможности использования данных по минералогии, полученных с применением различных по детальности методов исследования

вещества, для решения вопросов генезиса и рудоносности коры выветривания.

Ил. 6. Библиогр. 19 назв.

УДК 551.311.231:552.16:553.24.065

Особенности минералообразования в зонах гумидного выветривания и гидротермального метаморфизма. Лизалек Н.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Структурно-минералогические признаки, использующиеся для расшифровки генезиса внешне подобных пород гумидных кор выветривания и нерудных гидротермальных метасоматитов, в большинстве своем неоднозначны или дискуссионны. Наиболее достоверным критерием их различия являются типоморфные минеральные ассоциации, образованные в определенных гидрохимических обстановках. Минеральные ассоциации кор выветривания характеризуются накоплением окислов алюминия и железа, отсутствием карбонатов, сульфатов, сульфидов. хлорита, серицита. Продуктам щелочного метасоматоза свойственны монтмориллонит, хлорит, серицит, карбонаты, сульфаты, сульфиды. При кислотном выветривании происходит последовательная каолинизация, алунитизация с прогрессивным окремнением пород. Указанные различия в минеральных ассоциациях кор выветривания и гидротермальных пород устанавливаются легко и являются надежным и достоверным критерием их диагностики.

Библиогр. 8 назв.

УДК 549.086:553.91

Особенности минералогии и геохимии кор выветривания графитоносных гнейсов Украинского щита. Додатко А.Д. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Приведены данные о зональности и минеральном составе отдельных зон коры выветривания графитоносных гнейсов на Завальевском месторождении графита. На основании данных рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и других анализов получен вывод о слабом изменении графита при гипергенезе. Результаты химического изучения разрезов коры и расчеты изообъемных содержаний графита и других соединений в свежих гнейсах и породах разных зон показали, что графит частично разлагается и углерод выносится из элювия. С этим процессом связываются необычная для мезозойских кор выветривания повышенная миграция глинозема и железа и относительно слабый вынос кремнезема.

Табл. 1.

УДК 551.311.231:552(574.53)

Коры выветривания маршаллитового типа и процессы маршаллитизации. Джумбаев К.С. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Описывается профиль коры выветривания по кремнистым известнякам, состоящий из трех зон: силькретовой, кремнисто-маршаллитовой, маршаллитовой. Показано, что маршаллиты образуются только по кремнистым известнякам. Процесс маршаллитизации изучен методами электронной микроскопии. Установлено, что мучнистый маршаллит образуется в процессе раскристаллизации аморфного кремнистого вещества.

Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 549.623.78:551.311.231(574.13)

Образование ортохризотила в коре выветривания Кемпирсайского массива. Раев В.Г., Подлипаева Н.И.. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Методами электронной микроскопии и электронографии показано, что пластинчатый шестислойный минерал – ортосерпентин ромбической моди-

фикации – переходит в ортохризотил путем закручивания в трубки под углами 60 и 120° по направлениям $[0\overset{\pm}{1}0]$, $[\overset{\pm\pm}{3}10]$, $[\overset{\mp\pm}{3}10]$. Разрыв связей и закручивание по указанным направлениям обусловлены выносом железа из ортосерпентина, что приводит к несоответствию размеров между октаэдрическими и тетраэдрическими сетками его структуры.

Библиогр. 3 назв.

УДК 551.311.231/477

Нонтронитовые коры выветривания Украинского щита как сырье для окомкования железорудных концентратов. Хорошева Д.П. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На территории Украинского щита широко распространены коры выветривания ультрабазитов, с которыми связаны месторождения силикатного никеля. Горизонты нонтронитовых глин этих месторождений могут отличаться некондиционным содержанием металла и в этом случае использоваться как уточняющие добавки для окомкования железорудных концентратов. Такие нонтрониты установлены среди продуктов выветривания нонтронитового профиля платформенных ультрабазитов девладовского комплекса, где они образовались преимущественно за счет разложения хризотиловых апоперидотитовых серпентинитов и перидотитов. Коры выветривания охристого профиля геосинклинальных ультраосновных пород приднепровского комплекса как связующие добавки бесперспективны.

Библиогр. 4 назв.

УДК 553.611.6.002.2

Особенности вещественного состава коры выветривания Сахаринского массива ультраосновных пород (Южный Урал). Виничук Б.Г., Поддубный А.П. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основании изучения химического, минерального состава и связующих свойств глинистого элювия коры выветривания Сахаринского массива выделены пять минералого-технологических типов пород. Для окомкования железорудных концентратов перспективны три: охристо-нонтронитовый, нонтронитовый и нонтронит-монтмориллонитовый.

Библиогр. 5 назв.

УДК 553.481:550.8+622.348.1:622.7

Основы геолого-технологического картирования гипергенных никелевых руд. Вершинин А.С. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Предметом ГТК являются технологически однородные блоки (ТОБ), которые выделяются в технологически неоднородном пространстве разведанного месторождения. Основой ГТК является группировка технологических типов руд на основе технологического параметра, раскрывающего связь между природными литолого-минералогическими типами руд и их технологическими свойствами. Таким параметром служит мультипликативный показатель геохимической зональности коры выветривания, находящийся в тесной корреляционной связи с минеральным составом руд. Пространственное распределение технологических типов руд оценивается на основе частных технологических группировок, учитывающих технологические требования. Геолого-технологические карты составляются на геологической основе. Достоверность ГТК оценивается на базе геолого-математических моделей оценочных и технологических параметров ТОБ. По материалам ГТК осуществляется прогнозная технологическая оценка месторождений, выбираются система отбора технологических проб и программа их испытаний, планируется добыча однородного потока руды на различные сроки работы предприятия.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 553.493:551.311.231

О профилях редкометальных кор выветривания. Григорьев Н.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Большинство кор выветривания, содержащих минералы редких элементов или самоцветы, характеризуется сложным чередованием в пространстве различных минеральных ассоциаций. Это чередование отражает неоднородность исходных образований, вторичную зональность, обусловленную выветриванием, и ряд других факторов. Сопоставление подобных объектов с корами выветривания эталонных профилей затруднительно. Предлагается проводить его на основании изучения продуктов всех стадий выветривания наиболее характерной для данного объекта первичной минеральной ассоциации.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

УДК 550:553.068.3 (477)

Гипергенное минералообразование и геохимия редких элементов в корах выветривания гранитоидов. Сухоруков Ф.В., Солотчина Э.П., Щербов Б.Л., Иванова Л.Д. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены особенности минерального состава и распределение редких элементов в коре выветривания кислых пород Украины, Кокчетавской глыбы и Ангрена. Показана зависимость геохимического поведения редких элементов от особенностей минералообразования на различных типах гранитоидов изученных регионов. Предложен метод оценки содержаний редких щелочей в исходных гранитоидах по уровню содержания их в коре выветривания.

Табл. 1. Ил. 7. Библиогр. 11 назв.

УДК 550:553.068.3

Редкие элементы в корах выветривания юга Сибири Цибульчик В.М., Пономарчук В.А., Шипицын Ю.Г. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Изучено поведение ниобия, тантала, циркония и гафния в мезозойско-кайнозойских корах выветривания каолинитового типа, сформированных на различных исходных породах в пределах Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан), предгорий Алтая и Енисейского кряжа. Установлено, что поведение изученных редких элементов при выветривании определяется формами их нахождения в исходных породах, а также характером гипергенного минералообразования. В исследованных выветрелых продуктах ниобий, тантал, цирконий и гафний являются подвижными элементами, причем ниобий и тантал обладают большей миграционной способностью, чем цирконий и гафний. При выветривании происходит также разделение геохимически родственных пар ниобий–тантал и цирконий–гафний при большей подвижности тантала и гафния. Наложенные вторичные процессы могут существенно изменять первичное распределение редких элементов в элювиальных продуктах.

Табл. 4. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.311.231:553.463 (574.3)

Об агрегативных формах нахождения вольфрама в вольфрамоносных глинах коры выветривания (Центральный Казахстан). Мазуров А.К., Букуров Г.С., Козодоева Р.П. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Охарактеризованы общие закономерности распределения трехокиси вольфрама при формировании коры выветривания над скарново-грейзеновыми вольфрамовыми рудами. Показано, что происходит глубокая химическая переработка первичных вольфрамовых минералов и накопление вольфрама в глинистой фракции коры выветривания совместно с гидроокислами железа и марганца. Определена агрегативная форма вольфрама в глинистой фракции.

Табл. 3. Ил. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.4:546.27:551.311.23

Основные черты геохимии бора в корах выветривания Кокчетавской глыбы и Украинского кристаллического щита. Щ е р б о в Б.Л. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Распределение бора в профилях выветривания исследованных регионов имеет различные тенденции. На Кокчетавской глыбе бор накапливается в зоне дезинтеграции и выносится из зоны глин. На Украинском щите он накапливается в обеих зонах. В первом случае происходит перераспределение бора с накоплением его в высоко сорбционноемких минералах зоны дезинтеграции и с выносом при каолинизации пород. Во втором случае выветривание происходит с привносом бора в кору выветривания. Рассмотрены возможные источники обогащения бором. Делается вывод о высокой геохимической активности бора в зоне гипергенеза.

Табл. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.422

Селен в латеритных корах выветривания. Б о й к о Т.Ф., Б у г е л ь с к и й Ю.Ю., Л и с и ц ы н а Н.А., Н а з а р е н к о И.И., К и с л о в а И.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Изучено распределение селена в трех профилях латеритных кор выветривания Кубы, о-ва Мадагаскар и Шри-Ланки. Установлена тесная связь подвижности селена и железа в гипергенных процессах. Показано, что селен накапливается в верхних охристых зонах коры выветривания.

Табл. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.43:553.068.3.001.57

Экспериментальные исследования выветривания породообразующих минералов ультрабазитов (к проблеме генезиса гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений). Э д е л ь ш т е й н И.И., М е л ь н и к А.Д., П и л и п е н к о А.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Проведено лабораторное моделирование процесса гипергенного изменения всех главных породообразующих силикатов альпинотипных ультрабазитов и комплексное исследование характера минеральных превращений. На этой основе построен следующий ряд устойчивости минералов в условиях выветривания (от менее устойчивых к более устойчивым) : петельчатый лизардит–оливин–хризотил–энстатит–антигорит. Выполненные исследования позволили заключить,что наиболее благоприятным субстратом для формирования гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений являются альпинотипные дунит-гарцбургиты, затронутые в различной степени процессами автосерпентинизации. Пироксениты и антигоритовые серпентиниты не представляют в этом отношении интереса.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.08

Влияние постоянного магнитного поля и углекислоты на выщелачивание кварца. Е п а т к о Ю.М., Л и т в и н с к а я М.Е. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основе экспериментальных данных, полученных при выщелачивании кварца и карбонатно-магнетитового кварцита чистой водой и водой, насыщенной CO_2, установлено: 1) скорость растворения кварца зависит в основном от физико-химических условий; 2) даже слабые магнитные поля влияют на кинетику химических реакций, увеличивая скорость растворения SiO_2 из кварца в 1,4 раза, а из карбонатно-магнетитового кварцита – в 1,9 раза;

3) из карбонатно-магнетитового кварцита выносится SiO_2 чистой водой в 8 раз больше, а водой, насыщенной CO_2, в 12 раз больше, чем из кварца; 4) свободная угольная кислота уменьшает скорость растворения кварца по сравнению с чистой водой. Описана усовершенствованная аппаратура для эксперимента.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.068.36 (471)

Перспективная оценка комплекса полезных ископаемых коры выветривания Украинского щита. Эльянов М.Д., Додатко А.Д. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Приведена обобщенная характеристика месторождений коры выветривания докембрийских кристаллических пород Украинского щита. Дана перспективная оценка коры выветривания на поиски новых месторождений высококачественных каолинов, графита, ильменита, вермикулита, апатита, глин различного состава и др. Показано, что перспективы поисков гипергенных месторождений никеля и кобальта ограниченны, а перспективы нахождения месторождений высококачественных бокситов низки. Руды коры выветривания должны изучаться всесторонне с целью выявления всех полезных компонентов и определения возможностей их извлечения.

УДК 622.023:553.2

Структурные и литологические факторы образования богатых железных руд КМА. Чайкин С.И. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основе нового фактического материала, полученного в ходе эксплуатации ряда месторождений богатых железных руд КМА, связанных с латеритным выветриванием, показана взаимосвязь морфологии и мощности богатого оруденения с характером структур, в строении которых участвуют железистые кварциты, их составом и текстурно-структурными особенностями.

Библиогр. 7 назв.

УДК 551.311.231:551.76:553.3 (470.6)

Рудоносность мезозойских кор выветривания Северного Кавказа и их вторичные преобразования. Бобров Е.Т. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

С корами выветривания ультраосновных пород (верховья рек Малки и Кубани) связаны остаточные и переотложенные месторождения и рудопроявления железных руд, а эффузивных пород (плато Бечасын) – рудопроявления бокситов. Коры выветривания изменены наложенными гипергенными и гидротермальными процессами. Гипергенным изменениям (сидеритизации, шамозитизации, сульфидизации, каолинизации и окварцеванию) подверглись верхние части профилей в местах, где перекрывающими отложениями являются песчаники. Гидротермальные изменения в виде хлоритизации, битуминизации, сульфидизации и др. приурочены к зонам тектонических нарушений, секущим породы субстрата, коры выветривания и осадочные породы. Разное время образования латеритных кор выветривания ($T-J_1$) и проявления гидротермального ртутного оруденения (N_1-N_2) на Северном Кавказе показывает, что гидротермальные процессы изменили уже существовавшую кору выветривания, а не способствовали ее образованию.

Табл. 1. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.068.368

Бокситоносные коры выветривания на Кавказе. Магалашвили Г.А., Гогишвили Т.Ш. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Коры выветривания на Кавказе известны в Бечасынской зоне, Индоло-Кубанском прогибе, на южном склоне Большого Кавказа, в Закавказском срединном массиве, в Аджаро-Триалетской, Талышской и Приараксинской зонах и приурочены к разным стратиграфическим уровням. С ними связаны мелкие месторождения и проявления огнеупорных глин каолинитового состава, железные руды. Степень изученности кор выветривания недостаточна для оценки их бокситоносности; отдельные находки минералов свободного глинозема свидетельствуют о необходимости более детального их изучения.

Библиогр. 7 назв.

УДК 551.311.231

Нижнекаменноугольные коры выветривания Северо-Онежского бокситового района. Сорокин В.М. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Выявлена нижнекаменноугольная довизейская кора выветривания на песчано-глинистых породах (глинах, алевролитах, песчаниках) валдайской серии верхнего протерозоя и франского яруса верхнего девона мощностью до 19 м. Установлены каолинитовый и реже латеритный профили коры выветривания. Доказано участие кор выветривания песчано-глинистых пород в процессе образования осадочных бокситов района.

Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.311.231:553.612(574.2)

Особенности геологии и минералогии каолиновой коры выветривания Северного Казахстана. Файзуллин В.А. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Каолиновая кора выветривания распространена преимущественно в пределах Кокчетавского, Улутауского, Зауральского поднятий и образовалась во время длительного тектонического покоя – с позднего палеозоя до нижнего мезозоя. От размыва кора выветривания сохранилась в мезозойских грабенах. Наиболее широко она развита по гранитоидам и метаморфическим породам гранитного состава. Нижняя часть профиля выветривания представлена каолинитом, монтмориллонитом, галлуазитом, верхняя – только каолинитом. Выявлена высокая устойчивость в профиле выветривания серицита и метасоматического микроклина. С корой выветривания связаны месторождения каолина и полевого шпата.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.311.231:551.76/77(571.5)

Закономерности формирования мезозойско-кайнозойских кор выветривания Сибирской платформы. Родин Р.С. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены зависимость состава и строение кор выветривания от геоморфологического положения и палеографической ситуации времени их формирования, а также факторы сохранности продуктов выветривания.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.84:551.311.231(571.53)

Сравнительный анализ природных и теоретических профилей выветривания на докембрийских породах Западного Прибайкалья. Кашик С.А., Мазилов В.Н. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Изучены коры выветривания на мигматитах, гранодиоритах и пегматитах, вскрытых Нарын-Кунтинским карьером. С помощью ЭВМ методом опти-

мального программирования моделировался возможный процесс эволюции каждой породы в зоне гипергенеза. Проведено сравнение природных и теоретических профилей выветривания.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 551.311.231 (571.53)

Морфогенетические типы палеогеновой коры выветривания в Северо-Западном Прибайкалье и ее сохранность. Домбровская Ж.В. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основе структурно-тектонического и палеогеоморфологического районирования Северо-Западного Прибайкалья и оценки пород по степени их благоприятности для выветривания высказано предположение о формировании в палеогене разных морфогенетических типов коры выветривания: площадного плащевидного, площадного прерывистого, линейно-площадного, что подтверждается находками кор выветривания на описываемой территории, а также известными проявлениями кор выветривания, расположенными южнее в тех же структурно-тектонических областях. В рассматриваемом регионе коры выветривания почти полностью уничтожены, в связи с чем перспективны для поисков преимущественно полезные ископаемые, связанные с нижними зонами линейно-площадных кор выветривания.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.311.231 (571.56)

Палеогеоморфологические особенности формирования кор выветривания Западной Якутии. Борис Е.И., Зинчук Н.Н. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

На основании проведенных комплексных исследований установлена приуроченность образования и сохранения позднедевонских–раннекаменноугольных и средне-позднетриасовых кор выветривания преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям. Конседиментационные палеовпадины служили местами аккумуляции материала из кор выветривания. Проведено районирование территории, в пределах которой были разные условия для образования и сохранения рассматриваемых кор выветривания: неблагоприятные (нижние части палеовпадин); благоприятные (верхние части палеоподнятий); весьма благоприятные (склоны этих структур и структурная терраса вдоль бровки северо-западного борта Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба).

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 551.311.231

Древние коры выветривания Востока СССР. Новиков В.М. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

Систематизирован и обобщен материал по мезо-кайнозойским корам выветривания Востока СССР. В связи с особенностями размещения и условиями формирования выделены меж- и внутриформационный геологические типы кор выветривания. Рассмотрен возраст древнего элювия. Выявлены пространственная, временная и генетическая связи кор выветривания и угленосных формаций. Установлен гиббсит-гетит-галлуазитовый состав миоценовой коры выветривания базальтов юга Дальнего Востока. Высказано предположение о возможной ее бокситоносности.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 13 назв.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ИХ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию
при ОГГГ

Редактор *Ю.Е. Баранов*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художник *М.Р. Ибрагимов*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технические редакторы
Н.А. Торгашова, Г.П. Каренина
Корректор *Е.Н. Сафронникова*

ИБ № 27244

Подписано к печати 12.07.83. Т–09391
Формат 60x90 1/16. Бумага картографическая
Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,0 + 0,5 вкл.
Усл. кр.-отт. 14,8. Уч.-изд.л. 17,4
Тираж 900 экз. Тип. зак. 499. Цена 2р. 70к.

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

к стр. 69

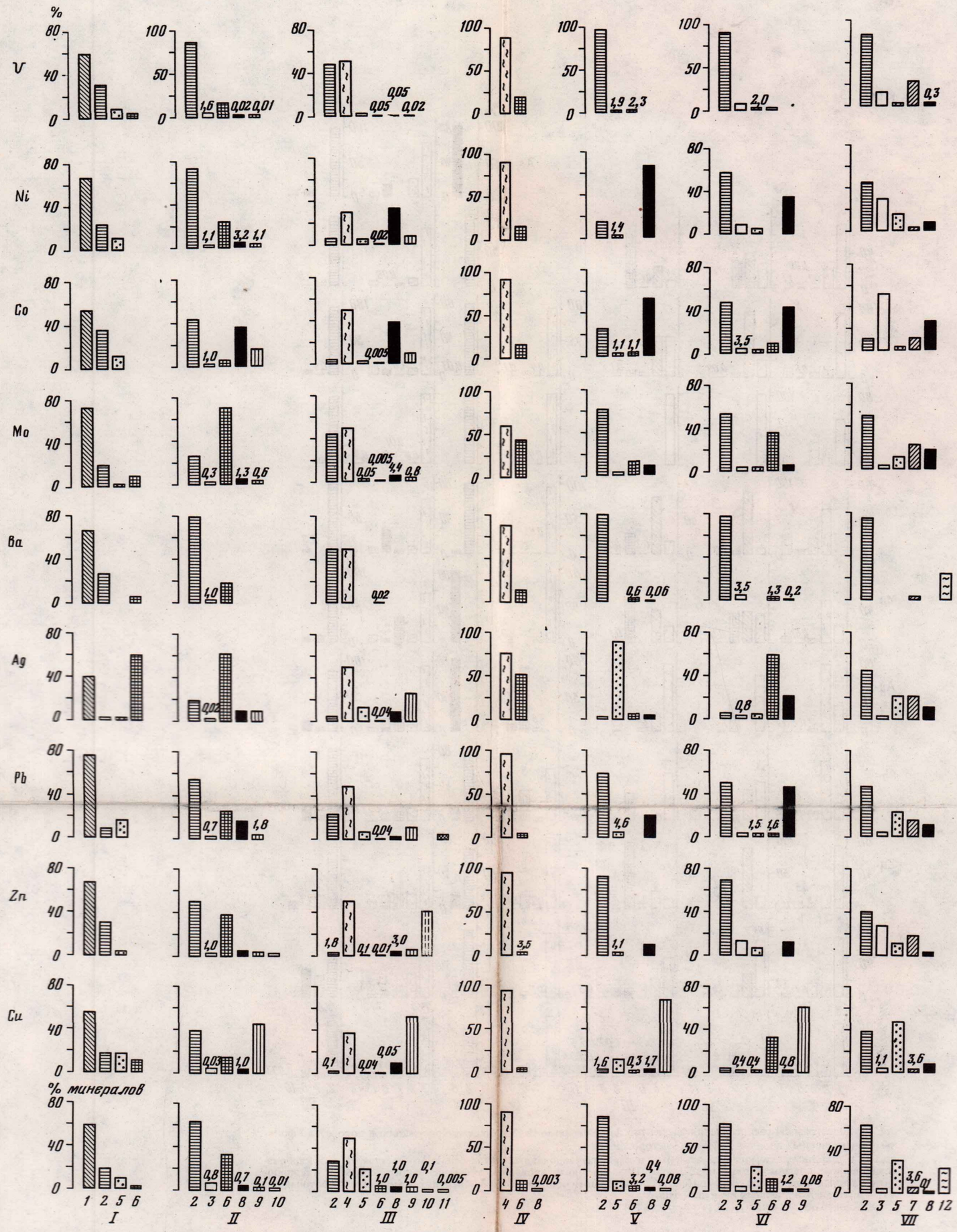


Рис. 26. Гистограммы распределения элементов по минералам (в % к общему содержанию в породе) во вмещающих породах Быструшинской и Заводской залежей

I – в фельзит-порфирах; II–III – в алевропелитах: II – сокольной, III– крюковской свит; IV – в туфах смешанного состава; V – в серицитолитах; VI – в туфах кислого состава; VII – в гранодиоритах. *1–12* – минералы (агрегаты): *1* – серицитизированная основная масса, *2* – серицитовый, *3* – хлоритовый, *4* – хлорито-серицитовый агрегаты, *5* – кварц, *6* – карбонаты, *7* – эпидот, *8* – пирит, *9* – халькопирит, *10* – сфалерит, *11* – галенит, *12* – барит

3993

к стр. 104

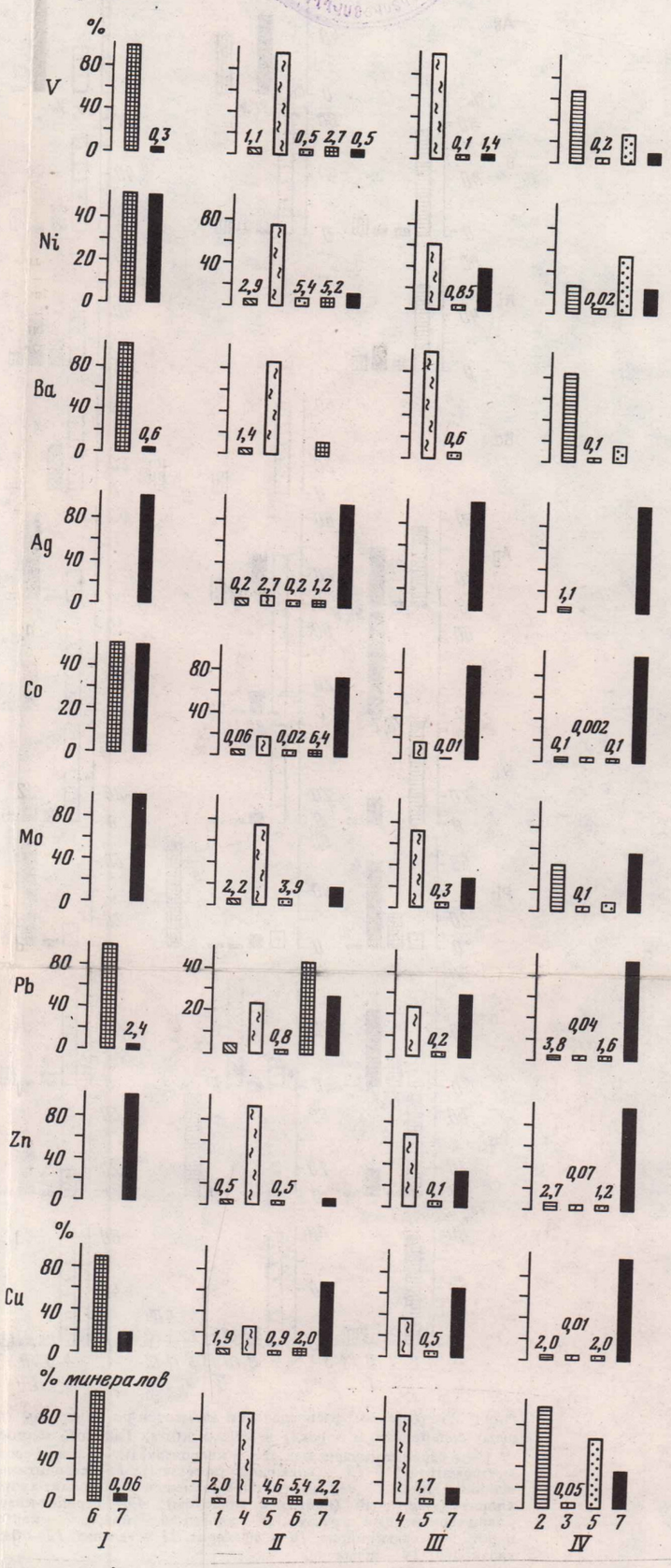


Рис. 40. Гистограммы распределения элементов по минера́лам (в % к общему содержанию в породе) в породах из ореола Узельгинского месторождения

I – в известняках, II – в миндалекаменных порфиритах, III – в серицит-хлорит-кварцевых, IV - в серицит-кварцевых метасоматитах, *1–7* – минералы (агрегаты): *1* – серицитизированный полевой шпат, *2* – серицитовый, *3* – хлоритовый, *4* – серицит-хлоритовый агрегаты, *5* – кварц, *6* – карбонаты, *7* – пирит

2р. 70 к.

3993