

ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
БОКСИТОВ,
ЛАТЕРИТОВ И
ГЕНЕТИЧЕСКИ
СВЯЗАННЫХ
С НИМИ
ПОРОД

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
УРАЛЬСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
БОКСИТОВ,
ЛАТЕРИТОВ
И ГЕНЕТИЧЕСКИ
СВЯЗАННЫХ
С НИМИ
ПОРОД

Свердловск,
Средне-Уральское книжное издательство
1976

Сборник содержит разнообразные материалы, касающиеся геологии, минералогии, геохимии, стратиграфии бокситовых образований Урала и других районов земного шара. Ряд статей посвящен критериям оценки бокситоносности регионов. Показано значение палеогеоморфологических факторов в процессе формирования бокситов (в том числе латеритного генезиса). Сборник рассчитан на широкий круг специалистов, занимающихся изучением бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород.

Научный редактор — кандидат геолого-минералогических наук Ю. И. ЩЕГОЛИХИН

Содержание

От редактора	4
Е. С. Гуткин. Главнейшие критерии оценки перспектив бокситоносности (на примере геосинклинальных бокситов Урала)	23
В. С. Шуб. Направленность процессов выветривания и гипергенных переработки материала в девонских корах выветривания Урала и продуктах их переотложения	34
О. В. Богоявленская, Ф. Е. Янет. Значение строматопоройдей и табулят для стратиграфии девонских бокситоносных отложений восточного склона Урала	44
И. И. Плотников. О связи североуральских бокситов с палеоводопроводимостью вмещающих пород	51
В. С. Шуб. Палеогеоморфологическая обстановка на Урале в эпоху формирования нижнеэйфельского (субровского) бокситового горизонта	62
Л. А. Гузовский, К. П. Савельева. Палеогеоморфологические особенности размещения мезозойских бокситов Урала	82
В. Н. Лагутенко. Чернушинское рудопоявление мезозойских бокситов	86
И. И. Споров. О соотношении глиноzemа и двуокиси титана в корах выветривания и бокситах	93
А. М. Сульман. Постдиагенетические изменения бокситов Аркалыкского месторождения	108
Е. С. Гуткин, Т. И. Добропольская, З. Д. Сапронова. Некоторые особенности геологии и геохимии бокситов горного Крыма	143
В. М. Якушев. Строение и состав латеритных образований зоны саванн Республики Мали	



От редактора

Большое внимание уделяется в нашей стране поискам и разведке бокситов — важнейшего сырья для производства алюминия. На Урале крупные промышленные месторождения бокситов были открыты более 40 лет назад. С тех пор работы по бокситам не прекращались и становились все более многообразными и детальными, поскольку в условиях Урала, где весьма высокая степень изученности территорий, открытие новых рудоносных площадей сопряжено с комплексными трудоемкими исследованиями специалистов разного профиля: геологов, геофизиков, геоморфологов, литологов и др.

На Урале выросли замечательные кадры исследователей бокситов. У них накоплен опыт работы по бокситовым месторождениям и рудопроявлениям не только Урала, но и других регионов нашей страны, а также за рубежом. Обобщение и распространение этого опыта, бесспорно, необходимо.

Сборник статей по геологии и geoхимии бокситов, ла-теритов и генетически связанных с ними пород открывается статьей доктора геолого-минералогических наук Е. С. Гуткина «Главнейшие критерии оценки перспектив бокситоносности (на примере геосинклинальных бокситов Урала)». В ней автор сформулировал главнейшие критерии, характеризующие крупные, средние и мелкие бокситовые месторождения среди девонских отложений Урала. К ним относятся: возраст бокситовых горизонтов, перерывы в осадконакоплении и их продолжительность, литология пород почвы и кровли, состав и строение рудных залежей, дорудная и пострудная тектоника, вулканизм во время и после рудообразования.

Статья кандидата геолого-минералогических наук В. С. Шуба «Направленность процессов выветривания и гипергенной переработки материала в девонских корах выветривания Урала и продуктах их переотложения» посвящена некоторым закономерностям изменения химического и минералогического составов образований при переходе от исходных пород к зонам коры выветривания, а затем к продуктам переноса. Автор показывает, что между этими породами нет четких границ. Согласно аналитическим исследованиям, они образуют единый

ряд, крайними членами которого служат исходные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы основного и среднего составов, с одной стороны, и бокситы — с другой. В разрешение некоторых дискуссионных вопросов корреляции бокситовых образований свой вклад вносят кандидат геолого-минералогических наук О. В. Богоявленская и Ф. Е. Янет статьей «Значение строматопоройдей и табулят для стратиграфии бокситоносных девонских отложений восточного склона Урала».

Кандидат геолого-минералогических наук И. И. Плотников рассматривает связь североуральских бокситов с палеоводопроводимостью вмещающих пород. В статье В. С. Шуба «Палеогеоморфологическая обстановка на Урале в эпоху формирования нижнеэйфельского (субровского) горизонта» весьма четко показаны общие закономерности строения палеорельефа Среднего и Северного Урала в эпоху образования субровских бокситов.

Статья кандидата геолого-минералогических наук Л. А. Гузовского и К. П. Савельевой «Палеогеоморфологические особенности размещения мезозойских бокситов Урала» поднимает новый, чрезвычайно актуальный вопрос о значении палеогеоморфологии при поисках бокситового сырья. В частности, в работе показано, что так называемые «бовализированные» участки погребенной апт-альбской поверхности выравнивания Зауралья перспективны для поисков бокситов.

Небольшая статья В. Н. Лагутенко посвящена геологическому строению Чернушинского рудопроявления бокситов на Среднем Урале, малоизвестного широкому кругу исследователей. Изучению соотношений титана и алюминия в материнских породах и бокситах Восточной бокситоносной полосы Каменского района посвящена статья И. И. Спорова. Автор на ряде примеров показывает, что соотношение между TiO_2 и Al_2O_3 (титановый модуль) в бокситовых образованиях некоторых месторождений предопределено составом исходных материнских пород. При однородном составе субстрата титановый модуль исходных пород и бокситов весьма близок.

В статье А. М. Сульман «Постдиагенетические изменения мезозойско-кайнозойских бокситов Аркалынского месторождения» описаны изменения бокситовых руд, отмеченные на одном из месторождений Амангельдин-

ской группы месторождений восточной окраины Тургайской равнины. Описаны изменения постдиагенетической стадии: ресиликация, обесцвечивание, образование кристаллического гиббсита, сидеритизация, ожелезнение. Автор показывает, что после отложения перекрывающих бокситы пестроцветных глин в рудном поле образовалась вторичная зональность. Верхняя часть залежи галлуазитизирована, а ниже расположена зона вторичного обогащения, образовавшаяся за счет инфильтрации глиноэма из верхней зоны и его выпадения в форме кристаллического гиббсита.

В статье Е. С. Гуткина, Т. И. Добровольской, З. Д. Сапроновой рассмотрены некоторые вопросы геологии и geoхимии сравнительно недавно открытых бокситов в горном Крыму. Авторы показывают, что эти бокситы связаны с латеритной корой выветривания вулканогенно-осадочных пород, располагавшихся вблизи ныне известныхrudопроявлений. Крымские бокситы по своему возрасту и некоторым другим особенностям сопоставляются с многочисленными месторождениями Средиземноморского бокситового пояса и, кроме того, имеют общие черты и различия с девонскими бокситами Урала.

В статье кандидата геолого-минералогических наук В. М. Якушева «Строение и состав латеритных образований зоны саванн Республики Мали» дана характеристика всего спектра разновозрастных латеритных пород одного из классических районов латеритообразования. В пределах детально изученного автором юго-запада Республики Мали наиболее широким развитием пользуются современные железистые образования, фиксирующие поверхность неоген-четвертичного педиплена. К более высокому — олигоценовому — уровню рельефа приурочены малоглиноzemистые обломочные породы (железистые сиаллиты и сиаллитные железные руды). Железистые аллиты и бокситы характерны для наиболее высокого уровня рельефа, сформировавшегося в позднемеловое-эоценовое время.

Мы надеемся, что публикация сборника статей по бокситам, латеритам и генетически связанным с ними породам будет полезна исследователям, занятым решением актуальной проблемы расширения минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности нашей страны.

Е. С. Гуткин

ГЛАВНЕЙШИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ БОКСИТОНОСНОСТИ (на примере геосинклинальных бокситов Урала)

Прогнозной оценке бокситоносности разных районов, в частности платформенных бокситов, посвящено немало работ. Менее изучены геосинклинальные бокситы, хотя по своему качеству и масштабам оруденения они преобладают в нашей стране.

Прогнозу геосинклинальных бокситов посвящены исследования Ю. К. Горецкого [1, 2], Д. Г. Сапожникова [3, 4] и некоторых других авторов. Д. Г. Сапожников указывает, что вопрос о структурно-тектонической приуроченности геосинклинальных бокситовых месторождений СССР еще не разработан. Автор отмечает, что геосинклинальные бокситы в нашей стране тяготеют преимущественно к краевым частям геосинклиналей, однако, необходимо учитывать их возможную приуроченность к внутренним частям геосинклинальных областей (Южная Фергана, Бердское месторождение на Саларе, месторождения Югославии, Чехословакии и Австрии). Д. Г. Сапожников справедливо подчеркивает, что формирование бокситов может происходить не только на начальных этапах развития геосинклинали, как считал Ю. К. Горецкий, но и в более позднее время, на завершающей стадии ее развития.

Бокситы всегда приурочены к перерывам в осадконакоплении, которые, как отмечает автор, обычно весьма кратковременны и прослеживаются в толщах пород одного яруса или горизонта. Иногда перерывы более продолжительны по времени. В пределах самой карбонатной формации автором выделены различные типы осадочных образований, которые указывают на возможность нахождения в них залежей бокситов. К ним относятся породы: содержащие свободный глиноzem, несущие признаки связи с древней корой выветривания, ассоциирующие с бокситами, но не имеющие признаков связи с корой выветривания (прослои углей, углистых сланцев и др.), свидетельствующие о наличии скрытого несогла-

сия и перерыва в толще отложений карбонатной формации.

За основу проведения прогнозных и поисковых работ на бокситы Д. Г. Сапожников предлагает принять метод информационного анализа, который сводится к выделению карбонатных формаций и их разностороннему изучению.

Сведения о бокситоносных формациях приведены и в других работах [5, 6], а наиболее важные критерии оценки перспектив бокситоносности девонских отложений на Урале в сжатом виде были опубликованы в 1964 г. [7]. При поисках геосинклинальных бокситов и составлении детальных прогнозных карт следует, на наш взгляд, руководствоваться стратиграфическими [8], литологическими, палеогеоморфологическими и палеотектоническими критериями.

О возрасте бокситов

Первоначально на восточном склоне Северного Урала предполагалось наличие только двух разновозрастных бокситовых горизонтов. Первый — в основании эйфельских осадков, получивший впоследствии название субровского, и второй — в основании животских пород — богословский. В дальнейшем выяснилось, что возраст бокситов может быть и другим. По этой причине один из элементов стратиграфического метода поисков — возраст рудоносных горизонтов — потерял свое универсальное значение. В связи с этим необходимо выяснить, когда существовали наиболее благоприятные условия для бокситообразования в разных районах. Например, в Североуральском районе наиболее благоприятные условия были в конце нижнего и начале среднего девона (возраст геосинклинальных бокситовых горизонтов на Урале определяют по возрасту пород кровли), в Карпинском и Ивдельском районах максимум бокситонакопления приходится на конец эйфеля и начало живота, на Южном Урале эти условия существовали в начале и конце франского века. Во всех случаях отмечена не только разновременность условий бокситонакопления, но и его разномасштабность по среднему качеству бокситов и суммарным запасам руд. Аналогичный процесс можно наблюдать и в других районах нашей страны и зарубеж-

ных стран: Салайре, Южной Фергане, Крыму и Карпатах, Греции, Венгрии, Югославии, Франции и др. Совершенно бесспорно наличие бокситов разного возраста, где уровень концентрации вещества предопределен не возрастом, а условиями формирования и сохранения бокситов.

Таким образом, проблему возраста бокситов необходимо решать локально и как стратиграфический критерий применять в пределах того или другого района, где по всем другим данным установлено время, благоприятное для бокситонакопления.

Перерывы и их роль в формировании и разрушении бокситовых месторождений

Все известные палеозойские месторождения бокситов Урала по запасам и качеству руд можно подразделить на три группы: 1) крупные — высококачественных руд; 2) средние — качественных руд; 3) мелкие — низкокачественных руд, аллитов, сиаллитов.

К первой группе относятся, например, некоторые хорошо известные месторождения Североуральского района, ко второй — Карпинского и Ивдельского районов, Южноуральского бассейна и др. Наконец, мелкие месторождения низкокачественных руд известны во многих пунктах как на западном, так и на восточном склонах Урала.

Перерыв в осадконакоплении довольно четко отмечен на крупных месторождениях первой группы. По мнению палеонтологов (А. Н. Ходалевич и др.), известняки кровли и почвы рудной залежи достаточно отчетливо различаются по комплексам фауны брахиопод и кораллов. Для бокситовых месторождений второй и третьей групп это различие установить бывает трудно, потому что их континентальный перерыв имел неодинаковую продолжительность. Наиболее длительным был перерыв на месторождениях первой группы, менее — на месторождениях второй. Месторождения третьей группы могли формироваться либо после кратковременного внутриформационного перерыва в осадконакоплении, либо (значительно реже) в непрерывных морских условиях.

Бокситы первой группы месторождений в Североуральском районе залегают на жединских или нижне-

кобленцких известняках и перекрываются нижнеэйфельскими карбонатными осадками. Бокситы формировались за время, максимально соответствующее осадкам одного яруса. Фактически время бокситонакопления было еще меньшим, поскольку континентальный перерыв охватывал две стадии: развитие карста, формирование предрудной поверхности и отложение бокситов на заранее подготовленную постель закарстованных известняков. При этом, вероятно, первый этап охватывал больший период времени, чем второй.

Обычно длительность перерыва характеризуют возрастным соотношением пород кровли и почвы рудных залежей. Если, например, два бокситовых месторождения имеют в кровле известняки эйфеля, в почве одного из них залегают известняки силура, а в почве другого — известняки нижнего девона, то в первом случае считают перерыв более продолжительным, чем во втором. Такой подход представляется неверным. В первом случае продолжительность перерыва может быть меньшей, но скорость поднятия суши и соответственно интенсивность эрозии осадков — большей, чем во втором. Следовательно, при определении продолжительности перерыва в осадконакоплении на бокситовых месторождениях необходимо учитывать не только разницу в возрасте подстилающих и покрывающих руду осадков, но и интенсивность тектонических движений.

Из сказанного следует, что продолжительность континентального перерыва во времени следует сравнивать только по бокситовым месторождениям, формировавшимся в более или менее одинаковых тектонических условиях. При сравнении сходных по этому признаку месторождений более благоприятные перспективы промышленной бокситоносности будут иметь те, у которых до и во время отложения бокситового вещества перерыв был более продолжительным.

На подавляющем большинстве геосинклинальных бокситовых месторождений Урала верхняя граница рудного тела с перекрывающими его осадками ровная и не несет следов перерыва. В других районах имеются месторождения, например, в Южной Фергане [9], Калун в Югославии, Кокаксу в Турции, где четко отмечен перерыв после отложения рудных тел. В этих месторождениях над бокситами залегают известняковые конгломер-

раты (Южная Фергана, Калун), иногда в верхней части рудного тела встречаются известняково-бокситовые брекчи (Южная Фергана), в некоторых случаях бокситы перекрыты песчаниками (Кокаксу).

По нашему мнению, перерыв в осадконакоплении после формирования рудных залежей приводил к частичному, а в ряде случаев и к полному разрушению бокситовых месторождений. При оценке перспектив бокситоносности такие перерывы следует рассматривать как отрицательные факторы, в особенности если они были продолжительны по времени и сопровождались интенсивным воздыманием суши.

Литология пород почвы бокситов

Геосинклинальные бокситы почти всех известных месторождений нашей страны и за рубежом залегают на осадочных, преимущественно карбонатных породах. Рудное тело крупных бокситовых месторождений Североуральского района подстилается светло-серыми и розовыми рифогенными известняками. Мощность рифогенных известняков достигает здесь нескольких сотен метров. Бокситы более мелких месторождений Ивдельского района залегают не только на светло-серых рифогенных известняках. В почве рудных залежей здесь появляются темно-серые битуминозные известняки, песчаники и сланцы (например, Юртищенское I месторождение). Мощность рифогенных известняков, залегающих в почве Ивдельских месторождений, обычно не превышает десятков метров.

Аналогичны наблюдения и на месторождениях Южноуральского бассейна, которые мы также по их размерам и качеству руд относим ко второй группе. В почве бокситов Южноуральского бассейна кроме светло-серых рифогенных известняков появляются битуминозные доломиты и мергели. На Урале известны и месторождения, рудное тело которых залегает на песчаниках, сланцах и конгломератах. На таких месторождениях качество руд низкое, здесь преобладают не бокситы, а аллиты и сиаллиты.

Таким образом, литология пород, подстилающих рудное тело, является важным критерием при оценке перспектив бокситоносности. Бокситы крупнейших месторож-

Он - не гему?
(Быстро затяжено?)

а отрицательным — если непосредственная кровля представлена светло-серыми известняками, доломитами и доломитизированными известняками.

Состав и строение рудных залежей

При открытии новых бокситовых месторождений и рудопроявлений уже на первом этапе исследований важно правильно оценить их промышленное значение и дальнейшие перспективы работ. Фактический материал по девонским бокситам Урала показывает, что одним из критериев оценки промышленной значимости месторождений является изучение состава и строения рудных залежей. Рудное тело крупнейших бокситовых месторождений Североуральского бассейна можно рассматривать как пластообразную залежь, разрез которой состоит из трех частей: нижней — марки бокситы, средней — каменистые немаркие и яшмовидные, верхней — зеленовато-серые (пестроцветные).

Рудное тело месторождений второй группы (Ивдельский район, Южноуральский бассейн и др.) сложено красными немаркими и яшмовидными бокситами в основании залежи и зеленовато-серыми (пестроцветными) — в верхней ее части. Рудное тело наиболее мелких месторождений представлено серыми бокситами, красными низкокачественными рудами и аллитами, а в некоторых случаях только серыми бокситами.

Итак, уменьшение промышленной ценности месторождений сопровождается выпадением из разреза рудного тела сначала марких, а затем немарких и яшмовидных бокситов [10]. Ни в одном из мелких непромышленных месторождений типичные марки бокситы не обнаружены. Поэтому уже на первой стадии поисково-разведочных работ, исходя из строения залежи и литологического состава слагающих ее пород, можно в общих чертах дать перспективную оценку вновь открытому бокситовому месторождению. При этом необходимо учитывать, что внешне похожие бокситы, а также бокситовидные породы не всегда имеют одинаковый состав и не занимают строго определенного положения в рудном теле.

дений с высоким качеством руд подстилаются рифогенными карбонатными породами значительной мощности. В почве более мелких месторождений и более низких по качеству руд кроме рифогенных карбонатных пород незначительной мощности появляются темно-серые известняки, доломиты и мергели. Наконец, непромышленные месторождения, рудное тело которых сложено в основном кремнистыми бокситами, аллитами и сиаллитами, подстилаются преимущественно не карбонатными породами, а песчаниками, сланцами и конгломератами.

Литология пород кровли бокситов

Практически все наиболее перспективные геосинклинальные бокситовые месторождения СССР имеют в кровле рудных залежей темно-серые битуминозные известняки и известково-глинистые сланцы. Этот горизонт обычно бывает маркирующим, по нему хорошо ориентируются при разведке бокситовых месторождений. На некоторых крупных месторождениях он представлен только темно-серыми амфиборовыми битуминозными известняками, на других кроме известняков присутствуют известково-глинистые сланцы. Мощность указанного горизонта обычно составляет 30—60, редко она уменьшается до 8—10, либо увеличивается до 80 м.

На более мелких бокситовых месторождениях непосредственно в кровле рудных тел, исключая породы, указанные выше, залегают светло-серые известняки. В последнем случае перспективы месторождений резко ограничены. Для зарубежных геосинклинальных бокситовых месторождений указанная закономерность выдерживается только в некоторых случаях. В общем плане для зарубежных месторождений характерно большее разнообразие в литологии пород, перекрывающих бокситовые залежи. Это объясняется специфическими условиями формирования тех или других бокситовых месторождений. Согласно анализу имеющегося фактического материала, прежде всего по отечественным бокситовым месторождениям, при оценке перспектив выявления бокситов вообще положительным фактором (без учетов масштабов оруденения) можно считать залегание в кровле темно-серых карбонатных и глинисто-карбонатных пород,

Рельеф почвы бокситовых залежей

Практически все геосинклинальные бокситы залегают на неровной закарстованной поверхности карбонатных, преимущественно светло-серых рифогенных известняков. Наиболее крупные месторождения первой группы имеют типичный карстовый расчлененный рельеф, где выступы подстилающих руду известняков чередуются с понижениями и карманами. Разность между положительными и отрицательными формами рельефа составляет здесь десятка метров.

В результате процессов древнего карстообразования на площадях будущих крупных бокситовых месторождений образовались котловины и воронкообразные понижения, достигающие иногда 50—60 м в диаметре и 30 м в глубину. Известно вскрытие буровыми скважинами крупной котловины, максимальная глубина которой 64 м. В более мелких бокситовых месторождениях второй группы рельеф известняков почвы рудной залежи менее изрезан. Разность между положительными и отрицательными отметками рельефа редко достигает 8—10 м. На площади этих месторождений крупные воронкообразные понижения, котловины и пещеры больших размеров отсутствуют. Здесь встречаются сравнительно небольшие воронки, поноры и трещины.

Разная расчлененность предрудного рельефа известняков обусловлена целым рядом причин: продолжительностью континентального перерыва, литологией карстующихся пород, базисом дренажа, интенсивностью тектонических подвижек.

В мелких непромышленных месторождениях третьей группы рельеф известняков почвы рудной залежи мало затронут процессами древнего карстообразования. Разность между положительными и отрицательными отметками рельефа редко достигает 2—3 м. Континентальный перерыв, предшествовавший бокситообразованию, был здесь относительно кратковременным.

Изучение поверхности подстилающих руду карбонатных осадков может быть затруднено из-за малочисленных вскрытых контактов. Особенно это относится к стадии поисков и начальной стадии разведки бокситовых месторождений. В этих случаях для выяснения наличия

континентального перерыва и его продолжительности следует воспользоваться изучением минерального состава нерастворимых остатков известняков. Нерастворимые остатки известняков, подстилающие боксит на месторождениях первой группы, минералов свободного глинозема (диаспор, бёmit) не содержат. Это объясняется длительным континентальным перерывом, существовавшим еще до отложения бокситового вещества. В данном случае речь идет о минералах свободного глинозема, сингенетических известняках, а не попавших туда по трещинам в более позднее время. Нашиими исследованиями не подтверждено наличие диаспора и бёmitа [11] в нерастворимых остатках известняков крупнейших месторождений Североуральского бассейна.

В нерастворимых остатках карбонатных пород, подстилающих бокситовые месторождения второй группы, встречаются в незначительном количестве бёmit и диаспор, сингенетические осадку. Континентальный перерыв был здесь, вероятно, менее длительным, и еще во время отложения подстилающих руду пород в морской бассейн вносилось некоторое количество глиноземных минералов. Нерастворимые остатки карбонатных пород из почвы бокситовых месторождений третьей группы часто содержат значительное количество минералов свободного глинозема, что объясняется кратковременностью перерыва между бокситами и подстилающими их осадками.

Дорудная тектоника

На площади всех бокситовых месторождений широко развиты дизъюнктивные тектонические нарушения типа сбросов и надвигов. Для поисков бокситовых месторождений и оценки перспектив рудоносности необходимо рассмотреть две группы структур: до- и пострудные.

Дорудная тектоника на площади Североуральских бокситовых месторождений была впервые установлена и доказана А. В. Пейве [12]. Дорудные тектонические нарушения значительной амплитуды смещения во многих случаях контролируют бокситоносность всего месторождения и отдельных участков месторождений. В результате проявления дорудной тектонической деятельности были образованы горсты и грабены. Вследствие про-

цессов эрозии и денудации горсты оказались источником поступления чужеродного материала в бокситы. Вблизи горста стали отлагаться породы, почти полностью лишенные бокситового материала. На некотором расстоянии от горста появились аллиты и кремнистые бокситы. На еще более отдаленных площадях отлагались бокситы высокого качества [13].

Дорудные тектонические нарушения сравнительно небольшой амплитуды смещения не играли столь существенной роли в распределении качества бокситов. Образованные при этом возвышенности могли быть сложены карбонатными породами, которые в процессе эрозии подвергались растворению. При большой мощности подстилающих руду известняков дорудные тектонические нарушения, даже со значительной амплитудой смещения, по указанной причине могли не ухудшить качества бокситов. И наоборот, нарушения меньшей амплитуды смещения, в приподнятом крыле которых близко к поверхности залегали песчано-глинистые или вулканогенные породы, оказали существенное влияние на качество близлежащих бокситов.

Для выявления дорудных тектонических нарушений, имеющих важное значение при оценке перспектив бокситоносности, необходим значительный объем буровых и горных работ. В связи с этим следует отметить недостаточное использование результатов изучения состава и строения самих бокситов. Так, например, если в бокситах исследовано количественное распределение и происхождение терригенных минералов на некоторой площади месторождения, то еще до точного установления горными и буровыми работами дорудного тектонического нарушения можно довольно правильно определить, где оно будет обнаружено. При этом большое значение приобретают вопросы изучения состава и строения бокситовидных пород, сформировавшихся в непосредственной близости от зон дорудных тектонических нарушений.

Тектонические блоки, испытывавшие в период формирования бокситов медленное погружение, более благоприятны с точки зрения промышленной бокситоносности, чем медленно или интенсивно вздымающиеся. На стадии формирования постели рудной залежи, когда в бассейн аккумуляции еще не поступал бокситовый материал, блоки, медленно вздымающиеся, наоборот, оказа-

лись лучше подготовленными к захоронению этого материала, чем те, которые в предшествующий бокситонакоплению период испытывали погружение. Это и понятно, поскольку в первом случае базис эрозии понижался, что способствовало более интенсивному развитию карстовых форм в рельфе карбонатных пород. Смена движения блоков в противоположном направлении во время привноса бокситового материала идеальна для накопления наиболее мощных запасов бокситов, но такие условия создавались не везде и не часто.

Для выявления дорудных тектонических структур, наиболее перспективных с точки зрения промышленной бокситоносности, необходимо изучение состава и мощностей подстилающих рудное тело толщ.

Пострудная тектоника

Для оценки перспектив бокситоносности необходимо учитывать также проявление пострудных тектонических подвижек. Замечено, что те из месторождений, на площади которых установлена наибольшая интенсивность проявления пострудной тектоники, оказываются менее перспективными с точки зрения промышленной рудоносности. Это и понятно, поскольку пострудные тектонические нарушения контролируют распределение качества бокситов на сравнительно небольших по площади участках месторождений.

Пострудные тектонические зоны и трещины являлись каналами для циркуляции грунтовых вод. В зависимости от состава окружающих пород, химизма вод, концентрации водородных ионов и других факторов происходит либо улучшение качества бокситов (вынос кремнезема, соединений железа), либо его ухудшение (силикация руд). Под влиянием вторичных процессов, связанных с пострудной тектоникой, образуются обесцвеченные, порфировидные и другие литологические типы бокситов. Иногда около зон пострудных тектонических нарушений в результате вторичных изменений бокситов образуются аллиты и сиаллиты.

На одних и тех же бокситовых месторождениях можно наблюдать оба процесса — ухудшения и улучшения качества бокситов. На одних месторождениях преобла-

дает первый процесс, на других — второй. При общей оценке характера и направления вторичных процессов изменения бокситовых месторождений необходимо учитывать не только интенсивность проявления пострудных тектонических нарушений, но и другие факторы, в частности мощность и литологию пород кровли. При значительной мощности пород кровли, представленной не только чистыми карбонатными осадками, но и глинистыми образованиями, воды, циркулирующие вдоль тектонических нарушений, оказываются в избытке насыщенными кремнеземом, что приводит к деградации бокситов и образованию кремнеземсодержащих бокситовидных пород. Такие условия сложились на большинстве геосинклинальных бокситовых месторождений СССР. Для зарубежных бокситовых месторождений в ряде случаев имели место благоприятные условия облагораживания руд, что предопределялось выходом бокситовых залежей на дневную поверхность и инфильтрацией бескремнистых вод либо наличием кровли из достаточно чистых карбонатных пород. При оценке характера и направления процессов вторичного изменения бокситов необходимо учитывать также роль климата и физико-химические условия, существовавшие в тот или иной геологический период.

Заканчивая краткое рассмотрение палеотектонических критерии в оценке перспектив бокситоносности, необходимо особо подчеркнуть значение тектонического режима. Крупные бокситовые месторождения формировались при относительно пассивном, вялом тектоническом режиме, а мелкие иrudопроявления, наоборот, при относительно активном, в лабильных тектонических условиях. Критерием для определения тектонического режима могут служить, с одной стороны, количественная и качественная характеристики выявленных тектонических нарушений, а с другой — литология пород, перерывы в осадконакоплении, вулканизм.

Вулканизм при оценке перспектив бокситоносности

Как мы уже указывали, крупные промышленные бокситовые месторождения формировались в относительно спокойных, более или менее стабильных, тектони-

ческих условиях. Их образование тесно связано с перерывами, значительными по своей продолжительности. Формирование бокситов происходило при общем медленном погружении суши. В этих условиях вулканическая деятельность на площади крупных бокситовых месторождений была весьма ограниченной.

В известных промышленных месторождениях Североуральского района изверженные и пирокластические породы девонского возраста отсутствуют. Только в северной оконечности Североуральского бокситового бассейна, на площади более мелких, малоперспективных месторождений (Истокское, Шегультанское и др.) в разрезе девонских карбонатных осадков появляется заметная примесь вулканогенного материала. Еще дальше на север, на площади многочисленных бокситовых месторождений Ивдельского района, а также на юге, в Карпинском районе, во всем разрезе девонских пород присутствуют не только туфогенно-осадочные породы, но и прослои порfirитов.

Следовательно, более мелкие бокситовые месторождения формировались в отличие от крупных месторождений в лабильных условиях при относительно интенсивном погружении суши, неоднократно сменявшемся кратковременными поднятиями. При этом довольно четко проявилась вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют прослои туфогенно-осадочных и изверженных пород девонского возраста.

При поисках и разведке бокситовых месторождений исследуют прежде всего породы кровли. Однако условия, существовавшие во время формирования бокситов, могут быть определены при структурном, формационном, литологическом и фациальном анализе именно пород надбокситовой части разреза. Это обстоятельство оказывается чрезвычайно важным при поисках бокситов и оценке перспектив бокситоносности. Теоретической основой указанного положения служит тот факт, что тектонический режим, развиваясь в том или другом направлении (большой или меньшей интенсивности), охватывает большие геологические промежутки времени, во много раз более продолжительные, чем те, что необходимы для формирования бокситов.

В этих условиях не только породы бокситовых залежей, но и толщи перекрывающих их пород несут в себе

Критерии оценки перспектив бокситоносности девонских отложений на Урале

Критерии	Масштабы месторождения		
	крупные	средние	мелкие
Возраст бокситовых горизонтов	Нижний эйфель Продолжительные, до века	Нижний и верхний эйфель, живет, нижний и верхний фран Менее продолжительные, до полувека	Непродолжительные, иногда без перерыва
Перерывы в осадконакоплении	Светло-серые и розовато-серые рифогенные известняки	Светло-серые и розовые известняки, слабо-битуминозные известняки и доломиты	То же, что и для средних, иногда мергели и песчаноглинистые образования
Литология пород почвы	Темно-серые известняки, известково-глинистые сланцы	То же, что и для крупных, иногда серые, слабо-битуминозные известняки	То же, что и для средних, редко светло-серые рифогенные известняки
Литология пород кровли	Рудное тело в разрезе представлено всеми тремя подгоризонтами бокситов	Рудное тело в разрезе представлено только двумя (средним и верхним) подгоризонтами бокситов	То же, что и для средних, иногда рудное тело представлено одним только верхним бокситом
Состав и строение рудных залежей			
Дорудная тектоника	Вялый, пассивный тектонический режим, площади месторождений разбиты на ряд крупных по размерам (1–3 км) приподнятых и опущенных блоков	Относительно более активный, лабильный, тектонический режим, площади месторождений разбиты на ряд менее крупных (0,5–1 км) приподнятых и опущенных блоков	Довольно активный, лабильный, тектонический режим и еще более густая, чем для средних месторождений, сеть тектонических нарушений
Пострудная тектоника	Унаследованная по дорудным швам, появление новых, сопутствующих им нарушений, проявление интенсивной мелкой трещиноватости	То же, что и для крупных, но более многочисленная сеть тектонических нарушений, разных амплитуд смещения	То же, что и для средних
Вулканизм во время и после рудообразования	Не проявляется или проявляется весьма слабо	Проявляется довольно четко (примесь вулканического материала в покрывающих карбонатных толщах, прослои вулканических)	То же, что и для средних, но еще более активный

признаки условий формирования бокситовых горизонтов. Значит, преобладание в разрезе бокситоносной формации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород — отрицательный признак при определении перспектив открытия крупных промышленных месторождений, и наоборот. Рассмотренные в статье наиболее важные критерии оценки перспектив бокситоносности суммированы в таблице. Они получены при изучении классических геосинклинальных бокситов восточного склона Северного Урала, однако могут быть применены для оценки перспектив бокситоносности других районов СССР при учете специфических геологических условий последних.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горецкий Ю. К. Генезис и история формирования бокситовых месторождений. Труды ВИМС, вып. 1, 1949, с. 7—16.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—119.
- Сапожников Д. Г. Условия локализации бокситов Средиземноморского типа в СССР. — Труды конференции по геологии бокситов. Будапешт, 1970, с. 311—316.
- Сапожников Д. Г. О перспективах поисков месторождений бокситов в геосинклинальных областях СССР. — «Советская геология», 1971, № 1, с. 19—30.
- Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М., «Наука», 1964, с. 5—24.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Формации и фации бокситоносных отложений Североуральского бассейна. — «Советская геология», 1968, № 5, с. 21—34.
- Гуткин Е. С. Критерии оценки перспектив бокситоносности девонских отложений Урала. — «Советская геология», 1964, № 7, с. 112—116.
- Наливкин Д. В. Условия образования морских бокситовых месторождений. — «Вестник АН СССР», 1947, № 8, с. 47—52.
- Гуткин Е. С., Дмитрук Б. Е. Девонские бокситы Южной Ферганы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 1, с. 84—95.
- Гладковский А. К. О генезисе уральских бокситов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 2, с. 71—80.
- Терентьев К. Ф., Ильина Н. С. О минералах моногидрата глинозема в силурийских и девонских известняках в районе месторождения Красная Шапочка. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1942, № 4, с. 58—64.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во МОИП, 1947, 207 с. с ил.
- Гуткин Е. С. Закономерности формирования и размещения высококремнистых бокситов и бокситовидных пород Петропавловского бассейна. Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 58, 1962, с. 221—225.

В. С. Шуб

НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИПЕРГЕННОЙ ПЕРЕРАБОТКИ МАТЕРИАЛА В ДЕВОНСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ УРАЛА И ПРОДУКТАХ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

Изучение геологического строения девонских кор выветривания Урала и продуктов их переотложения позволяет выявить определенные закономерности, которым подчиняется изменение химического и минералогического составов при переходе от исходных пород к зонам коры выветривания и далее по мере размыва и переноса материала этой коры.

Интересные в этом отношении данные получены в районе шахты № 12 Североуральских бокситовых рудников (СУБР). Здесь коры выветривания вскрыты буровыми скважинами на глубинах 500—550 м и развиты по туфопесчаникам и туфоконгломератам сосьвинской свиты верхнего силура. Перекрываются они темно-серыми и черными амфиболовыми известняками и глинисто-карбонатными сланцами нижнего эйфеля. Продукты недального переноса материала размыва кор выветривания занимают ту же стратиграфическую позицию, что и бокситы субровского горизонта, и залегают на неровной, закарстованной поверхности светло-серых рифогенных известняков петропавловской свиты верхнего силура — нижнего девона, а перекрываются теми же амфиболовыми известняками нижнего эйфеля, что и элювиальные образования. Представлены и коры выветривания, и продукты их переотложения довольно высоколитифицированными аргиллитовидными породами.

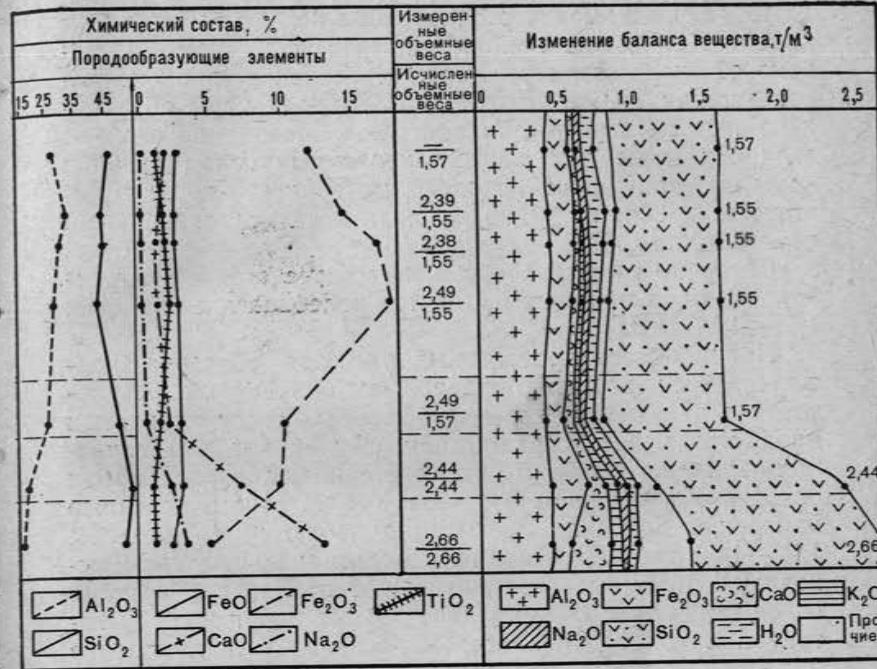
Как видно из профиля площадных кор выветривания Северокальинского участка (рис. 1), вверх по разрезу от исходных пород происходит весьма закономерное изменение содержания основных породообразующих окислов. Количество SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O уменьшается от исходных пород к зоне глинистых продуктов. Наоборот, содержание таких окислов, как Al_2O_3 и Fe_2O_3 , вверх по разрезу увеличивается. Закономерно изменяется и минералогический состав пород. Уже на самых ранних ста-



Рис. 1. Минерало-геохимический профиль девонской коры выветри-

диях гипергенеза происходит разложение основных породообразующих минералов исходных пород: плагиоклаза и пироксена. За счет первого образуются гидрослюды, за счет второго — хлориты и гидрохлориты.

Однако существование и гидрослюд, и хлоритоидов весьма кратковременно. Уже в верхней части зоны промежуточных продуктов, а тем более в зоне глинистых продуктов, они практически исчезают и замещаются глинистыми минералами: монтмориллонитом, метагаллуазитом, каолинитом. В свою очередь, поведение этих минералов в зоне гипергенеза также неодинаково. Если на ранних стадиях процесса ведущую или, по крайней мере, весьма существенную роль играет монтмориллонит, то в зоне глинистых продуктов начинают существенно преобладать минералы группы каолинита. Особенно важно присутствие метагаллуазита, который характерен для



вания тuffоконгломератов района поля шахты № 12 (скв. 743^г).

современных и четвертичных латеритных кор выветривания тропических областей [1].

В самых верхних зонах коры выветривания появляется диаспор (по данным микроскопии). Вверх по разрезу коры выветривания происходит увеличение гематита и магнетита. Если увеличение первого — явление вполне обычное для процессов выветривания, то обогащение магнетитом верхних зон коры выветривания хорошо согласуется с высоким содержанием этого минерала в бокситах различного возраста многих районов мира. При сиаллитном типе выветривания магнетит — один из самых неустойчивых минералов. Процесс развития девонских кор выветривания сопровождается уменьшением в породах кальцита и кварца. Такое поведение кварца также свойственно латеритному типу выветривания. При сиаллитном выветривании кварц крайне устойчив.

Как показывают многочисленные исследования, титан является одним из наиболее инертных элементов в девонской коре выветривания. Увеличение процентного содержания TiO_2 в уплотненных породах коры обусловлено их изменением при эпигенезе. Исходя из этого и зная объемные веса эпигенезированных пород древней коры выветривания и исходных материнских пород в настоящее время, нетрудно вычислить их первоначальный объемный вес.

Согласно таким расчетам, объемные веса неэпигенезированных глинистых продуктов колебались в пределах 1,55—1,57 т/м³.

Правильность проведенных расчетов косвенно подтверждается хорошей сходностью полученных результатов с данными измерения объемных весов глинистых продуктов мезозойских и кайнозойских кор выветривания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород основного и среднего составов Урала. Многочисленные измерения показали, что они колеблются в пределах 1,50—1,60 т/м³. Рассчитанные первоначальные (или исходные) объемные веса позволяют определить весовые содержания окислов в единице объема пород коры выветривания до стадии эпигенеза и проследить изменение баланса основных породообразующих окислов в процессе формирования профиля коры (рис. 1).

Как видно из рисунка, уменьшение объемного веса пород при выветривании происходит главным образом за счет интенсивного выноса кремнекислоты, количество которой уменьшается в верхних зонах коры выветривания на 600—650 кг на 1 м³ исходной породы. При этом основная часть выноса SiO_2 по отношению к исходной породе происходит на ранних стадиях выветривания. Общее количество вынесенной кремнекислоты составляет около 50% от ее количества в исходной породе.

Балансовое число Al_2O_3 в девонских корах выветривания, как показывают расчеты, практически не меняется и остается на уровне 410—450 кг на 1 м³ породы. По характеру поведения глинозема девонские коры Урала сопоставимы с тихоокеанскими и гвинейскими [1]. В корах выветривания этих типов из четырех элементов (K, Na, Ca, Mg) наиболее активно выносится Na и K, менее активно Ca и особенно Mg. Эта же закономерность характерна для девонских кор выветривания

(рис. 2). Не противоречит этому сопоставлению следующее: трехвалентное железо накапливается в корах выветривания всех типов, а титан в них, как правило, очень слабо подвижен. В нашем случае, по-видимому, изучена нижняя часть разреза латеритной коры выветривания. На это указывает тот факт, что минералы свободного глинозема появляются в небольшом количестве только в самой верхней части исследованного разреза.

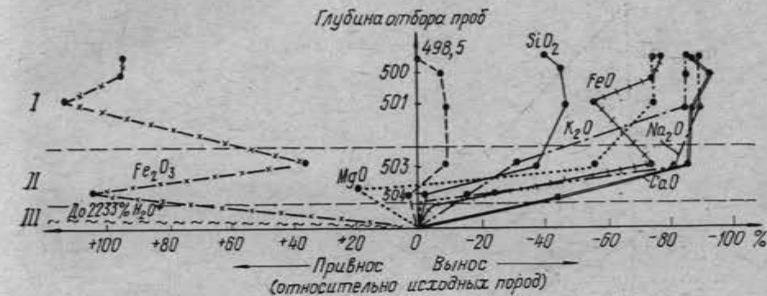
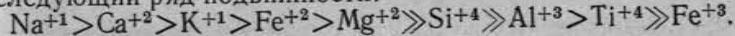


Рис. 2. График геохимической подвижности основных породообразующих элементов в девонской коре выветривания:
I — зона глинистых продуктов; II — зона промежуточных продуктов и дезинтеграции; III — коренные породы.

Как видно из рис. 2, породообразующие окислы по своей геохимической подвижности могут быть расположены в следующий ряд подвижности:



Весьма интересны выводы, полученные при рассмотрении вопроса изменения вещественного состава продуктов переотложения коры выветривания по мере удаления от питающей провинции, сложенной аллювиальными образованиями.

Как видно на треугольной диаграмме (рис. 3), отражающей количественное соотношение между окислами породообразующей триады (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3) в материнских породах, корах выветривания (площадных и линейных) и в продуктах их переотложения (сиаллитах, аллитах и бокситах), между всеми этими разновидностями пород трудно провести четкие границы. Они формируют единый ряд, в котором в направлении материнские породы — площадные коры — сиаллиты — аллиты — бок-

ситы происходит постепенное увеличение содержания глинозема и уменьшение кремнекислоты.

Коры выветривания и продукты их переотложения играют в этой общей генетической цепи роль промежуточных (стадийных) звеньев. Еще более наглядная картина генетических взаимосвязей выявляется при рассмотрении изменения содержания глинозема и кремне-

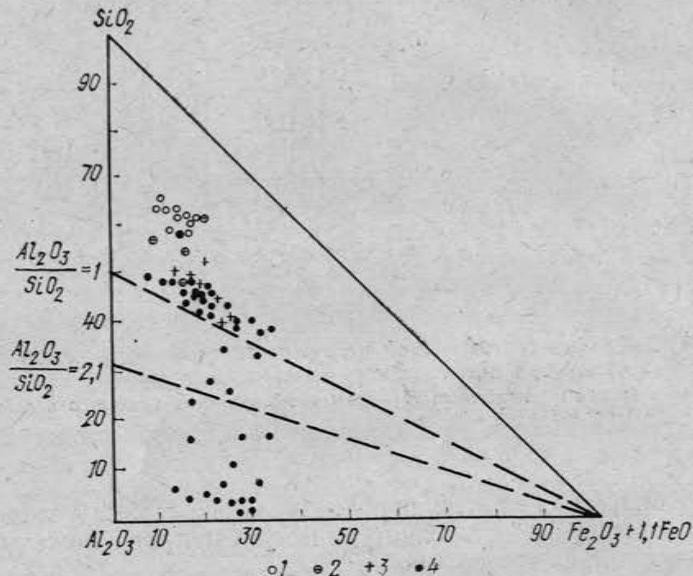


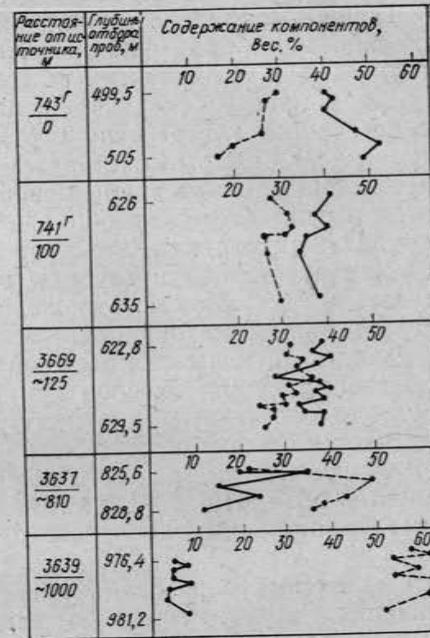
Рис. 3. Диаграмма сопоставления содержания основных породообразующих окислов в породах раннеэйфельской коры выветривания и продуктах ее переотложения:

1 — неизмененные породы; 2 — линейные коры выветривания; 3 — площадные коры выветривания; 4 — перемещенные продукты коры выветривания (сиаллиты, аллиты и бокситы)

кислоты в пространстве, в направлении от элювиальных образований питающей провинции к высокоглиноземистым бокситам. Очень хорошо это удается проследить по одной из буровых линий Северокальянского участка. Как видно из рис. 4, в верхних зонах коры выветривания содержание Al_2O_3 , достигает 29%, при этом минимальное количество SiO_2 около 40%.

В переотложенных продуктах коры выветривания, залегающих на карбонатном плотике и находящихся на

Рис. 4. Изменение соотношения SiO_2 — Al_2O_3 в коре выветривания и продуктах ее переотложения (сплошная линия — SiO_2 ; пунктирная — Al_2O_3)



расстоянии около 100 м от выходов алюмосиликатных пород с развитыми на них корами выветривания, содержание Al_2O_3 достигает 33%, а минимальное содержание SiO_2 — 35%. По существующим классификациям эти породы должны быть отнесены к сиаллитам. Еще более изменяется соотношение SiO_2 : Al_2O_3 в скважине, расположенной в 125 м от источников сноса. Здесь наряду с сиаллитами уже появляются аллиты, а содержание глинозема достигает 35%, при минимальном содержании кремнекислоты 29%.

В разрезе скважины, расположенной примерно в 610 м от питающей провинции, наряду с сиаллитами и аллитами появляются бокситы, содержание Al_2O_3 достигает 47%, при минимальном количестве SiO_2 — 10%. Наконец в скважине, расположенной в 1000 м от источника поступления материала, на этой же буровой линии встречены только бокситы с содержанием Al_2O_3 в пределах 49—61% и содержанием SiO_2 1—6%.

Такое закономерное изменение количественного соотношения между содержанием Al_2O_3 и SiO_2 в коре выветривания и в продуктах ее переотложения позволяет в первом приближении определить, на каком удалении от источников гипергенная переработка материала, поступающего из коры выветривания, приводит к тому, что перемещенный материал приобретает избыточное, а затем и существенно преобладающее содержание глиноzemа. Иными словами, это дает возможность прогнозирования расстояния и глубины обнаружения высококачественных бокситов по отношению к области сноса материала коры выветривания.

Для выяснения геохимической подвижности основных породообразующих окислов при переносе и дозревании продуктов коры выветривания важно проследить, как изменяется баланс этих окислов по мере удаления от источников сноса. Для этого необходимо знать первоначальные объемные веса как перемещенных продуктов коры выветривания сиаллитного состава, так и бокситов.

Сиаллитные образования перемещенной коры выветривания и верхние горизонты коры выветривания должны быть близки по объемному весу. Как было показано выше, эта величина соответствует $1,55-1,57 \text{ г}/\text{см}^3$, что хорошо увязывается с данными измерений объемного веса глин бокситоносной синарской свиты апт-альбского возраста восточного склона Урала и Зауралья. Объемный вес этих пород составляет в среднем $1,55 \text{ т}/\text{м}^3$. Был произведен расчет первоначального объемного веса продуктов перемещенной коры выветривания девонского возраста по методике, основанной на выводе об инертности TiO_2 в коре выветривания и продуктах ее переотложения. Результаты расчетов показали, что среднее значение исходных объемных весов сиаллитов перемещенной коры выветривания составляет $1,57 \text{ т}/\text{м}^3$. Таким образом, определение первоначального объемного веса перемещенных продуктов коры выветривания сиаллитного типа тремя способами показало на большую сходимость результатов в пределах $1,55-1,57 \text{ т}/\text{м}^3$.

Первоначальный объемный вес бокситовых пород определен по аналогии с объемным весом бемитовых бокситов Ямайки и Гаити, величина которого, по данным Г. И. Бушинского [2], составляет $1,4 \text{ т}/\text{м}^3$ и обус-

ловлена высокой пористостью неизмененных бокситов (до 50%).

Исходя из полученных данных по первоначальным объемным весам продуктов переотложения коры выветривания и бокситов удается сделать расчет содержания в тоннах на кубический метр породы основных породо-

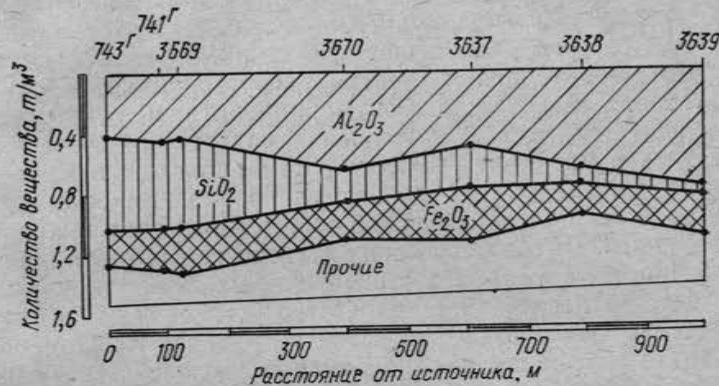


Рис. 5. Изменение баланса основных породообразующих окислов в коре выветривания и продуктах ее переотложения

образующих окислов. На рис. 5 показано, как происходит изменение содержания по мере удаления от питающей провинции. Как видно из рисунка, при переносе и дозревании вещества идет интенсивный вынос SiO_2 . Темп этого выноса гораздо выше, чем в коре выветривания. Если в верхних зонах выветривания количество SiO_2 уменьшается примерно в два раза (рис. 1), то по мере удаления от источника сноса оно уменьшается в 15 и более раз. Этому в немалой степени, по-видимому, способствует высокое значение Ph среды, обусловленное наличием известкового плотика, на котором происходят процессы переноса и гипергенной доработки продуктов коры выветривания. По данным П. А. Удодова и др. [3], величина Ph водного раствора кальцита составляет $9,2-9,5$. Г. И. Бушинский [2] указывает на резкое повышение растворимости кремнезема при значении, превышающем 9,0.

Как было показано выше, при формировании площадных кор выветривания практически не происходит

ни выноса, ни обогащения Al_2O_3 . В процессе доработки продуктов выветривания при их переносе количество глинозема увеличивается примерно в 2 раза (см. рис. 5). Что касается окислов железа, то их количество с удалением от источников питания изменяется мало. Поведение остальных породообразующих окислов при дозревании продуктов коры выветривания, по-видимому, аналогично их поведению в коре выветривания, однако этот вопрос нуждается еще в дальнейшем изучении.

По мере усиления степени гипергенной проработки материала количество монтмориллонита и гидрослюд уменьшается за счет увеличения содержания метагаллуазита и каолинита. Вместе с тем происходит образование минералов свободного глинозема. Закономерно изменяется минералогический состав минералов тяжелой фракции. По мере повышения степени гипергенной переработки материала в составе тяжелых фракций увеличивается относительное количество устойчивых и выветриваемых минералов (ильменита, рутила, лейкоксена, хромита, циркона) и одновременно уменьшается количество неустойчивых (амфиболов, пироксенов, эпидота). Это особенно наглядно демонстрируется изменением величины палеогеографического коэффициента*.

Для площадных кор выветривания эта величина составляет 98,8, для перемещенных продуктов коры выветривания сиаллитного состава 720,3, а для бокситов — 1282,8. При вычислении палеогеографического коэффициента из подсчета были исключены магнетит и апатит, степень устойчивости которых в условиях латеритного выветривания пока не совсем ясна. В целом все рассмотренные данные по геохимии и вещественному составу пород в процессе их выветривания и дальнейшей гипергенной доработки при переносе материала выявляют четкую закономерность эволюции вещества, развития латеритного профиля выветривания, как бы растянутого в пространстве.

Начиная от коренных пород и элювиальных образований, а также перемещенных продуктов коры выветривания сиаллитного состава и заканчивая высокоглино-

земистыми породами аллитного и бокситового рядов, присутствуют все стадии гипергенной переработки материала, характерные для латеритного профиля выветривания. В развитии этих процессов определяющим фактором был климат. Однако немаловажную роль играл при этом карбонатный карстующийся субстрат, с одной стороны, создавший благоприятную геохимическую среду для выноса кремнекислоты (высокое значение Ph), а с другой — являвшийся своеобразным ситом [5], на котором происходило интенсивное промывание залегающих на нем продуктов выветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973, 228 с. с ил.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971, 366 с. с ил.
3. Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Кристалев П. В. Химическая активность горных пород и минералов по отношению к ионам водорода.— В сб.: «Опыт разработки гидрохимических методов поисков рудных месторождений». М., Госгеолиздат, 1959, с. 36—40.
4. Сигов А. П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам.— «Разведка и охрана недр», 1956, № 10, с. 14—22.
5. Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5, с. 52—61.

* Палеографический коэффициент показывает отношение сумм содержаний устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов в тяжелой фракции [4].

О. В. Богоявленская, Ф. Е. Янет

ЗНАЧЕНИЕ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ И ТАБУЛЯТ
ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ БОКСИТО-
НОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА
УРАЛА

В предлагаемой статье кратко изложены данные о приуроченности комплексов строматопороидей и табулят к бокситовым месторождениям Ивдельского, Североуральского, частично Нижнетуринского и Алапаевского районов в соответствии со схемой стратиграфии девонских отложений Урала (1968 г.).

Ивдельский район, западная бокситоносная полоса. В ней наиболее полный и фаунистически хорошо охарактеризованный разрез установлен в северной части месторождения им. XIX партсъезда, которое включает Северо-Тошемский, Мань-Тосемьский, Западный, Средний и Восточный выходы. Бокситы Северо-Тошемского выхода залегают на известняках жединского яруса (возраст определяли по брахиоподам) и покрываются темно-серыми слоистыми амфипоровыми известняками, содержащими *Stellopora barba* Bogoyavl., *Clathrodictyella pulchra* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Favosites regularissimus* Yanet., *F. minutus* Yanet., *F. gregalis* Porf., *F. wagranensis* Yanet., *Riphaeolites vijaicus* Yanet., *Gracilopora vermicularis* (M'Coy), *Caliapora uralica* Yanet.

Известняки кровли Северо-Тошемского выхода подстилают Мань-Тосемьский выход бокситов. Кровля последнего представлена темно-серыми слоистыми, амфипоровыми известняками, внешне не отличимыми от известняков почвы. В кровле Мань-Тосемьского выхода встречаются *Stellopora barba* Bogoyavl., *Clathrodictyella pulchra* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Favosites goldfussi uralensis* Sok., *F. gregalis* Porf., *F. regularissimus* Yanet., *Thamnopora aliena aliena* Yanet., *Caliapora uralica* Yanet. Их присутствие позволяет относить кровлю Северо-Тошемского и кровлю Мань-Тосемьского выходов к зоне *Favosites regularissimus* эйфельского яруса. Выше по разрезу непосредственно на известня-

ках кровли Мань-Тосемьского выхода залегают бокситы Западного выхода. Кровля Западного выхода представлена темно-серыми слоистыми битуминозными известняками, содержащими *Stellopora spica* Bogoyavl., *Palaeocorolites cruciformis* (Yanet.), *Litophyllum sp. indet.*, *Favosites goldfussi* d'Orb., *Oculipora tschotchiai* Sok. Бокситы Среднего выхода лежат на известняках кровли Западного выхода и покрываются известняками, содержащими комплекс строматопороидей и табулят, близкий комплексу известняков почвы *Stellopora spica* Bogoyavl., *Litophyllum sp. indet.*, *Favosites goldfussi* d'Orb., *Thamnopora aliena alia* Yanet.

Этот комплекс фауны позволяет относить заключающие его отложения к верхней биозоне эйфельского яруса *Conchiella pseudobaschkirica*. Известняки этой зоны подстилают бокситы Восточного выхода, которые непосредственно перекрываются серыми и светло-серыми известняками, содержащими *Stachyodes singularis* Vavor., *Stellopora spica* Bogoyavl., *S. gloriosa* Bogoyavl., *Hermatostroma sibiricum* Vavor., *Tienodictyon zonatum* Yabe et Sug., *Thamnopora aliena alia* Yanet., *Trachypora ripheal* Yanet.

Выше известняков залегает толща туфопесчаников с растительными остатками. Комплекс строматопороидей и табулят кровли Восточного выхода дает возможность отнести ее к основанию живетского яруса.

В северной части месторождения им. XIX партсъезда наиболее длительный стратиграфический перерыв соответствует Северо-Тошемскому выходу (почва принадлежит жединскому, а кровля низам эйфельского яруса). Другим выходам отвечают менее продолжительные перерывы: у Мань-Тосемьского — почва и кровля нижнеэйфельские, у Среднего — верхнеэйфельские. У Западного выхода перерыв отмечен на границе нижнего и верхнего эйфеля, а у Восточного — на границе эйфельского и живетского ярусов. В южной части месторождения к Восточному выходу, по нашему мнению, ошибочно относят мощную, быстро выклинивающуюся пачку аллитов, залегающую среди живетских известняков. В почве встречены *Tienodictyon gagum* Bagayavl., *Hermatostroma sibiricum* Vavor., *Stachyodes singularis* Vavor., *Amphipora regularis* Less. Кровля охарактеризована *Trifetostroma crassiforme* Bagayavl., *Parallelopora adleri*

Yavor., *Trachypora riphaeia* Yanet, *Caliapora idonea* Yanet. В почве и кровле Восточного (Южного) выхода встречается комплекс фауны, позволяющий относить их к нижней зоне животского яруса. По-видимому, одноименным (Восточным) выходам на месторождении им. XIX партсъезда соответствуют различные стратиграфические перерывы. Восточный (Северный) выход приурочен к перерыву между верхним эйфелем и нижним животом, а Восточный (Южный) — к перерыву внутри нижнеживетских отложений.

В южной части месторождения им. XIX партсъезда выше туфопесчаников, покрывающих известняки кровли Восточного (Южного) выхода, вновь вскрываются известняки светло-серые, массивные, трещиноватые с редкими *Stachyodes* sp. indet., что свидетельствует о их животском возрасте. Эти известняки подстилают бокситы и бокситоподобные породы Нового выхода. В кровле Нового выхода залегают темно-серые слоистые битуминозные известняки, содержащие *Actinostroma crassum* Bagoyavl., *Stachyodes singularis* Yavor., *Amphipora spissa* Yavor., *Scoliopora insueta* Yanet, *Caliapora reducta* Yanet.

Таким образом, в районе месторождения им. XIX партсъезда, в западной бокситоносной полосе установлено, по меньшей мере, 7 выходов бокситов, имеющих определенную палеонтологическую характеристику по комплексу строматопороидей и табулят: Северо-Тошемский, Мань-Тосемьский, Западный, Средний, Восточный (Северный), Восточный (Южный) и, возможно, Новый.

Восточная бокситоносная полоса. В ней наиболее изучены Петровское, Горностайское и Лаксийское месторождения. Непосредственно в почве Петровского месторождения в серых брекчииевидных известняках были собраны табуляты, свидетельствующие о нижнеэйфельском возрасте вмещающих отложений: *Favosites aff. regularissimus* Yanet, *F. goldfussi* d'Orb., *Emmonsia taltiensis* Yanet, *Gracilopora angusta* Yanet, *Oculipora exilis* (Sok.), *Caliapora elegans* Yanet. Кровля Петровского месторождения охарактеризована богатым и разнообразным комплексом фауны: *Favosites wagranensis* Yanet, *F. invisis* Yanet, *F. totaensis* Yanet, *F. regularis-simus* Yanet, *F. minutus* Yanet, *Emmonsia taltiensis* Ya-

net, *Thamnopora aliena aliena* Yanet, *Gracilopora infirma* (Yanet), *G. nagusta* (Yanet), *G. ivdelensis* (Yanet), *Caliapora primitiva* Yanet, *C. elegans* Yanet.

Приведенный комплекс дает основание для отнесения известняков кровли Петровского месторождения к нижней зоне эйфельского яруса. Таким образом, бокситы Петровского месторождения подстилаются и покрываются известняками нижнего эйфеля и по своему положению в разрезе могут быть сопоставлены с бокситами Мань-Тосемьского выхода (месторождение им. XIX партсъезда) в Западной бокситоносной полосе и с бокситами месторождения Юртище-1.

Известняки кровли Петровского месторождения, более светлые в верхней части разреза, подстилают бокситы Горностайского месторождения, в кровле которого устанавливается верхнеэйфельский комплекс табулят: *Gracilopora crassa* Yanet, *G. ivdelensis* Yanet, *Caliapora idonea* Yanet, *C. taltiensis* Yanet, *C. elegans* Yanet, *S. iga-llica* Yanet, *C. chaetetoides* Lec., *C. jejuna* Yanet. По своему положению в разрезе бокситы Горностайского месторождения могут быть сопоставлены с бокситами Западного выхода месторождения им. XIX партсъезда. В том и другом случаях бокситы подстилаются нижнеэйфельскими и покрываются верхнеэйфельскими известняками. Одновозрастным с Горностайским месторождением представляется и Лаксийское месторождение, расположенное южнее. В почве Лаксийского месторождения присутствует нижнеэйфельский комплекс табулят, представленный *Favosites gregalis* Porf., *F. stellaris* Tchern., *F. minutus* Yanet. В кровле установлен комплекс, свидетельствующий о верхнеэйфельском возрасте: *Cladopora cylind-rocellularis* Dubat., *Gracilopora ivdelensis* (Yanet), *G. angusta* (Yanet), *Caliapora elegans* Yanet, *C. jejuna* Yanet, *C. idonea* Yanet, *C. chaetetoides* Lec.

Североуральский район. В пределах этого района нами изучены строматопороиды и табуляты, происходящие из почвы и кровли Сосьвинского, Черемуховского, Калынского месторождений, месторождения Красная Шапочка (Петропавловская зона).

Кроме того, впервые были собраны и определены табуляты и строматопороиды в почве и кровле Восточно-Кедровского, Усть-Калынского (Туринская зона) месторождений.

Петропавловская зона. В районе месторождения Красная Шапочка бокситы залегают на светло-серых массивных известняках, содержащих *Favosites kozlowskii* (Sok.), *F. chirikensis* Chekh., *F. intricatus* Barr. Выше бокситов располагаются темно-серые слоистые амфипоровые известняки, содержащие *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. analoga* Bogoyavl., *Favosites invisus* Yanet, *F. regularissimus* Yanet, *F. minutus* Yanet, *Alveolites distinctus* Yanet, *Caliapora elegans* Yanet, *C. uralica* Yanet.

Амфипоровые известняки с приведенным комплексом фауны выше по разрезу сменяются светло-серыми и розовыми водорослевыми известняками, содержащими сравнительно редких табулят: *Alveolitella reptata* Yanet, *Coenites declivis* Weiss. Амфипоровые известняки и светло-серые водорослевые известняки по комплексу фауны отнесены к нижней зоне эйфельского яруса. Не исключено, что к нижней зоне эйфельского яруса следует отнести и нижнюю часть так называемой плитняковой толщи.

На Кальинском и Черемуховском месторождениях бокситы залегают на более древних отложениях, чем бокситы Красной Шапочки. В почве Кальинского и Черемуховского месторождений встречены *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl., *P. scabrum* Bogoyavl., *Amnestostroma fedorovi* (Yavor.) *Stellopora intexta* Yavor., *Favosites kozlowskii* (Sok.), *Parastriatopora fallacis* Yanet, *Thamnopora sarmentosa* Yanet. Этот комплекс позволяет относить отложения почвы к нижней зоне жединского яруса. Что касается известняков кровли Кальинского и Черемуховского месторождений, то они характеризуются устойчивым нижнеэйфельским комплексом, представленным многочисленными представителями следующих видов: *Stellopora barba* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Parallelopora similana* Bogayavl., *Favosites regularissimus* Yanet, *F. minutus* Yanet. Синхронное положение в разрезе занимают бокситы Сосьвинского месторождения.

Туринская зона. В ней расположены месторождения Усть-Кальинское, Восточно-Кедровское. В почве Усть-Кальинского месторождения собраны *Actinostroma septatum* Lec., *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl., *Alveolitella polenovi* Peetz, *Caliapora reducta* Yanet. По данному комплексу возраст почвы Усть-Кальинского

месторождения может быть определен как нижнеживетский. В кровле Усть-Кальинского месторождения присутствуют *Amphipora ramosiensis* Bogoyavl., *Tienodictyon gagum* Bogoyavl., *Scoliopora insueta* Yanet.

Этот комплекс позволяет отнести известняки кровли Усть-Кальинского месторождения к нижней зоне животского яруса. По положению в разрезе бокситы Усть-Кальинского месторождения могут быть сопоставлены с бокситами Восточного (Южного) выхода месторождения им. XIX партъезда, которые также залегают среди нижнего живета. Иное положение в разрезе занимают бокситы Восточно-Кедровского месторождения. В известняках, подстилающих рудное тело, собраны *Actinostroma crassum* Bogoyavl., *Alveolites obtortus* Lec. Известняки с этим комплексом можно отнести к верхней зоне животского яруса. Известняки кровли Восточно-Кедровского месторождения также содержат верхнеживетский комплекс строматопороидей и табулят: *Bifariostroma bifarium* Nich., *Trupetostroma porosum* Lec., *Scoliopora conferta* Ermakova, *Thamnopora polyforata* Schloth., *Alveolites duponti* Lec. Это месторождение не имеет аналогов в Ивдельском районе, где не отмечены месторождения верхнеживетского возраста.

Нижнетуринский район, Мало-Именновская группа. Разрез начинается кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, которые через песчанистые известняки постепенно вверх сменяются светлыми розовато-серыми и белыми известняками, подстилающими бокситы и содержащими *Stellopora barba* Bogoyavl., *Favosites regularissimus* Yanet, *F. minutus* Yanet, *F. gregalis* Porf., *F. golfussi* d'Orb., *Thamnopora aliena aliena* Yanet, *Gracilopora angusta* (Yanet), *G. crassa* (Yanet), *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Caliapora elegans* Yanet, *Alveolitella reptata* Yanet. Этот комплекс характерен для зоны *Favosites regularissimus* эйфельского яруса. Бокситы перекрываются незначительной по мощности песчано-сланцевой толщей с прослойями известняков, содержащих *Litophyllum inflatum* Lec., *Alveolitella reptata* Tchern. Постепенно вверх терригенная толща сменяется преимущественно темно-серыми и серыми известняками, содержащими многочисленных строматопороидей, хететид и табулят: *Hermatostroma sibiricum* Yavor., *Simploedictyon primordium grandis* Yavor., *Chaetetes lons-*

dalei Lec., *Litophyllum inflatum* (Lec.), *Favosites uranensis* (Sok.), *Pachyfavosites tumulosus* Yanet, *Emmonsia aspera* Yanet, *Thamnopora aliena alia* Yanet, *T. apparata* Yanet, *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Oculipora markovskyi* (Sok.), *Caliapora uralica* Yanet.

Возраст кровли бокситов Мало-Именновского рудо-проявления определяется как зона *Conchidiella* эйфельского яруса. Таким образом, Мало-Именновское месторождение может быть скоррелировано с Западным выходом месторождения им. XIX партъезда, так как в почве его залегают известняки зоны *Favosites regularissimus*, а в кровле — отложения зоны *Conchidiella*.

Актаиско-Талицкая группа. В пределах ее выделены два бокситовых горизонта: нижний и верхний. Вмещающие известняки нижнего выхода литологически отличаются с трудом, а их первоначальное залегание нередко нарушено, что затрудняет установление возраста. Наиболее древние литологически изменчивые известняки верхов нижнего девона, содержащие редких строматопоридей плохой сохранности и табулят: *Favosites pseudoregularissimus* Kim, *F. lucidus* Yanet, *Riphaeolites vijaicus* (Yanet), *R. horridus* Yanet, *Thamnopora plumosa* Yanet, *Coenites puberulus* Yanet.

Стратиграфически выше залегают светло-серые и розовые брекчиивидные известняки, которые содержат *Favosites regularissimus* Yanet, *F. minutus* (Yanet), *Riphaeolites vijaicus* Yanet, *Gracilopora angusta* Yanet, *G. infirma* (Yanet), *Thamnopora aliena aliena* Yanet. В этих известняках, относящихся к зоне *Favosites regularissimus*, преимущественно в верхней части наблюдаются примазки и незначительные по мощности линзовидные прослон глинистых бокситов нижнего выхода. Выше их залегают серые и темно-серые известняки, содержащие *Hermatostroma sibiricum* Yavor., *Atelodictyon fallax* Lec., *Simplexodictyon primordium grandis* Yavor., *Stellopora analoga* Bogoyavl., *Favosites robustus* Lec., *F. goldfussi* d'Orb., *F. minutus* (Yanet). Данный комплекс кровли содержит виды, характерные как для зоны *F. regularissimus*, так и для зоны *Conchidiella*. По-видимому, при накоплении бокситов нижнего выхода не было значительного стратиграфического перерыва: смена комплексов фауны происходила постепенно.

Верхний горизонт бокситов залегает на неровной по-

верхности светло-серых брекчиивидных, сильно мраморизованных известняков эйфельского яруса, содержащих *Coenites declivis* Weiss. Бокситы согласно перекрываются темно-серыми битуминозными известняками верхнего живета. Местами они переполнены многочисленными строматопоридеями и табулятами: *Actinostroma clathratum* Nich., *B. bifarium* Nich., *A. crassum* Bogoyavl., *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl., *T. porosum* Lec., *Stachyodes verticillata* (M'Coy), *Amphipora regularis* Less, *Pachytheca irregularis* Yanet, *Thamnopora polyforata* Schloth., *T. cervicornis* Blainv., *Caliapora battersbyi* Milne Edw. et Haime, *Crassialveolites crassus* (Lec.), *Alveolitella secunda* Salee, *Scoliopora denticulata* Milne Edw. et Haime, *S. serpentina* Yanet.

Алапаевский и Асбестовский районы. Наиболее изучены месторождение Алапаиха и его северное продолжение Теплый Ключ. Почва бокситов представлена литологически различными известняками от серых до темно-серых, иногда песчанистых и глинистых. Они содержат следующие виды: *Atelodictyon mirandum* V. Khalf., *Parallelopora orbiscula* Bogoyavl., *Corolites aff. hamidulicus* Kim, *Palaeocorolites effectus* Yanet, *Favosites lucidus* Yanet, *F. totaensis* Yanet, *F. gregalis* Porf., *F. pseudoregularissimus* Kim, *Riphaeolites horridus* Yanet, *Yaciopora altaica* Dubat., *Thamnopora plumosa* Yanet, *Gracilopora mala* Yanet, *Coenites puberulus* Yanet.

На основании этих находок возраст известняков почвы определен как кобленецкий. Кровля бокситов представлена серыми и темно-серыми, местами битуминозными известняками, содержащими *Atelodictyon mirandum* V. Khalf., *A. uralicum* Bogotavl., *Parallelopora similana*, *Stellopora barba* Bogoyavl., *Clathrocoilon* aff. *lozvense* (Vavor.) *Desmidopora vietnamica* Dubat. et Tong — dzui, *Corolites hamidulicus* Kim, *Favosites goldfussi* d'Orb., *F. regularissimus* Yanet, *F. gregalis* Porf., *Gracilopora angusta* (Yanet), *G. infirma* (Yanet), *Caliapora elegans* Yanet, *Coenites altaicus* Dubat. Этот комплекс позволяет отнести известняки кровли к нижнему эйфелю (зона *Favosites regularissimus*). Сравнительная характеристика фауны почвы и кровли бокситов показывает постепенное изменение комплексов вверх по разрезу, по-видимому, стратиграфический перерыв был не-

продолжительным. Аналогичная геологическая обстановка вскрыта при разведке Мало-Трифоновского выхода бокситов.

Заключение

Для решения вопросов о количестве бокситовых горизонтов и их корреляции необходимы комплексные исследования в области разработки более детальной стратиграфии девонских отложений, фациального анализа палеотектонической и палеогеографической обстановки. Результаты монографического изучения строматопоридей и табулят по Ивдельскому и Североуральскому районам позволяют отметить наличие следующих бокситовых горизонтов вслед за другими исследователями [1—4]:

1. Горизонт, залегающий на отложениях жединского яруса и покрывающийся известняками нижней зоны эйфельского яруса. Этот горизонт присутствует на Кальинском, Черемуховском, Сосьвинском месторождениях и на месторождении Красная Шапочка. Отметим только, что почва первых трех месторождений более древняя (раннежединская), а бокситы Красной Шапочки залегают на отложениях верхнего жедина.

2. Горизонт, залегающий среди нижнеэйфельских отложений (Мань-Тосемьское, Петровское месторождения, Юртище-1).

3. Горизонт, залегающий на границе нижнего и верхнего эйфеля (Западный выход месторождения им. XIX партсъезда, Горностайское, Лаксийское месторождения). За этим горизонтом следует сохранить название — богословский.

4. Горизонт, залегающий среди отложений верхнего эйфеля (Средний выход месторождения им. XIX партсъезда).

5. Горизонт, залегающий на границе верхнего эйфеля и нижнего живета (Восточный выход месторождения им. XIX партсъезда в северной части).

6. Горизонт, залегающий среди нижнеживетских отложений (Восточный выход месторождения им. XIX партсъезда в южной части, выход Новый (?), Усть-Кальинское месторождение).

7. Горизонт, залегающий внутри верхнего живета (Восточно-Кедровское месторождение).

Что касается Нижнетуринского, Алапаевского и Асбестовского районов, то здесь отчетливо выделяются:

1. Горизонт, залегающий на отложениях кобленецкого яруса или на низах эйфельского и покрывающийся отложениями зоны Favosites regularissimus (Нижний выход Актайско-Талицкого месторождения, месторождения Алапаихинское и Теплый Ключ).

2. Горизонт на границе нижнего и верхнего эйфеля (Мало-Именновская группа).

3. Горизонт на границе эйфельского и живетского ярусов (Верхний выход Актайско-Талицкой группы месторождений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андронов С. М. Девонские бокситовые горизонты Восточного склона Урала и их стратиграфическое положение.—«Советская геология», 1965, № 2, с. 1—155.

2. Князева Л. Н. Результаты изучения бокситовых месторождений Северного Урала и дальнейшее направление поисковых работ.—В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 81—90.

3. Князева Л. Н. Палеотектонические условия образования бокситов в Ивдельском районе на Северном Урале.—«Советская геология», 1973, № 9, с. 70—85.

4. Ходалевич А. Н., Брейвель М. Г. Стратиграфические закономерности распространения девонских бокситов на восточном склоне Северного и Среднего Урала. Труды СГИ, вып. 53, Свердловск, 1968, с. 140—143.

И. И. Плотников

О СВЯЗИ СЕВЕРОУРАЛЬСКИХ БОКСИТОВ
С ПАЛЕОВОДОПРОВОДИМОСТЬЮ ВМЕЩАЮЩИХ
ПОРОД

Причиной экстремальной обводненности месторождений в карстовых массивах является высокая водопроницаемость известняков, которая обеспечивает приток воды из отдаленных частей водоносного горизонта и полное поглощение поверхностного стока на закарствованной территории (в некарстующихся породах потери поверхностного стока на инфильтрацию обычно не превышают 5%).

Естественно предположить, что высокая водообильность известняков и совершенная взаимосвязь поверхностных и подземных вод должны оказывать существенное влияние не только на условия освоения, но и на процесс формирования месторождений полезных ископаемых в карстовых массивах. Поэтому, учитывая, что североуральские бокситы связаны с закарствованной территорией*, целесообразно сопоставить палеоводопроводимость известняков, подстилающих бокситы, с мощностью и качеством последних.

В результате статистической обработки более 2500 определений, характеризующих кайнозойскую закарстванность и проницаемость пород Североуральского бокситового бассейна, между коэффициентами закарствованности (K_a) и коэффициентами фильтрации (K_Φ) были найдены уравнения регрессии двух типов. В верхней части массива известняков до глубины 200 м, где распределение карстовых форм согласуется с логнормальным законом, связь $K_\Phi=f(K_a)$ аппроксимируется уравнением прямой

$$K_\Phi = 1,8492 K_a + 0,6331 \quad (1)$$

с коэффициентом корреляции $r=+0,89$.

В нижней части известняков в интервале глубин 200—1200 м, где распределение карстовых форм согла-

* Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5, с. 52—61.

суется с логнормальным законом, связь между коэффициентами закарствованности и фильтрации аппроксимируется логарифмической зависимостью

$$\lg K_\Phi = 0,6522 \lg K_a + 0,3416 \quad (2)$$

с коэффициентом корреляции $r=0,75$.

Наличие стохастической связи между закарствованностью и проницаемостью пород может служить основанием для оценки водопроводимости палеокарстовых массивов, в которых карстовые полости закольматированы водоупорными отложениями, если известны коэффициенты палеозакарствованности горных пород. Однако для обоснованного применения уравнения $K_\Phi=f(K_a)$ необходимо установить наличие аналогии между современными и древними массивами. Критериями аналогии могут служить: а) законы распределения карстовых форм; б) доверительные интервалы изменения величин коэффициентов закарствованности; в) доверительные интервалы изменения размеров карстовых форм; г) наличие и характер связи закарствованности с трещиноватостью пород.

Сравнение стохастических законов распределения карстовых форм позволяет оценить степень родства между разновременными карстовыми массивами, установить однородность или разнородность условий их формирования. Сведения об интервале изменений коэффициентов закарствованности позволяют обосновать пределы применимости уравнений $K_\Phi=f(K_a)$. Оценка изменений размеров карстовых форм необходима для выявления факторов, определяющих изменчивость K_a , что необходимо для анализа связи между коэффициентами закарствованности (пустотности) и коэффициентами фильтрации.

Если фильтрационную скорость выразить формулой

$$V = CWIK_a, \quad (3)$$

где K_a — коэффициент пустотности пород;

I — уклон подземных вод;

W — площадь сечения одной полости;

C — коэффициент соответствия,

то будет справедливо равенство

$$\frac{V}{I} = CK_a = K_\Phi, \quad (4)$$

из которого следует, что коэффициенты фильтрации прямо пропорциональны закарстованности пород, если изменение пустотности происходит за счет увеличения или уменьшения количества карстовых форм.

В уравнении (1) $K_a = Wn$, где W — среднее сечение одной полости, а n — общее количество полостей. Подставив значение $W = \frac{K_3}{n}$ в уравнение (4), получим

$$K_\phi = C \frac{K_3^2}{n}, \quad (5)$$

из которой видно, что при изменении пустотности за счет различного раскрытия трещин K_ϕ пропорционален K_3^2 . Исследования размеров карстовых форм кайнозойского и девонского возрастов показывают их значительную изменчивость (табл. 1), что при одновременном варьировании количества карстовых форм по площади и глубине определяет логарифмическую связь $\lg K_\phi = f(\lg K_3)$.

Для обоснования зависимостей $K_3 = f(K_{tp})$ был проанализирован керн скважин объемом более 1,5 млн. пог. м и материал геологической документации горно-капитальных выработок СУБРа объемом ~38 тыс. пог. м. В результате между коэффициентами закарстованности и трещиноватости кайнозойского возраста были найдены уравнения регрессии для интервала глубин 0—200 м:

$$K_3 = 0,1031/K_{tp} + 0,2116 \quad (6)$$

с коэффициентом корреляции $r = +0,73$, для интервала глубин 200—1200 м;

$$\lg K_3 = 0,8928 \lg K_{tp} + (-1,2644) \quad (7)$$

с коэффициентом корреляции $r = +0,884$.

В результате корреляционного анализа K_{tp} и K_3 структурных элементов известняков, сформированных в кобленц-эйфельское время*, было получено уравнение регрессии

$$\lg K_3 = 1,4701 \lg K_{tp} + 0,1362 \quad (8)$$

с коэффициентом корреляции $r = +0,702$.

Из сопоставления критериев древней и современной

* Возраст карстовых и трещинных структур устанавливали по аналогии вещественного состава и физико-механических свойств заполнителя трещин с породами бокситового горизонта.

Таблица 1. Характеристика карстовых форм

Наименование карстовых массивов	Законы распределения карстовых форм	Характеристики карста		Типовые уравнения связи $K_3 = f(K_{tp})$
		Доверительные интервалы изменения K_3	Доверительные интервалы размеров карстовых форм	
Североуральский карстовый массив (современный) в интервалах глубин, м: 00—200	Нормальный	0,40 0,42	5,8 2,6	$K_\phi = 1,85 K_3 + 0,63$ $\lg K_\phi = 0,65 \lg K_3 + 0,41$
200—1200	Логнормальный	0,011 0,013	2,6 0,38	$\lg K_\phi = 0,84 \lg K_3 + (-1,26)$
1200—1800	Пуассона	0,001 0,001	0,001 0,35	Данные не представительны
Петропавловский палеокарстовый массив (кобленц-эйфельский) в интервалах палеоглубин (перомаль от кровли рудной залежи) м: 0—30	Нормальный	36 0,18	48 0,23	$\lg K_3 = 1,41$
30—300	Логнормальный	3,2 0,14	96 0,36	$\lg K_3 = 1,41$

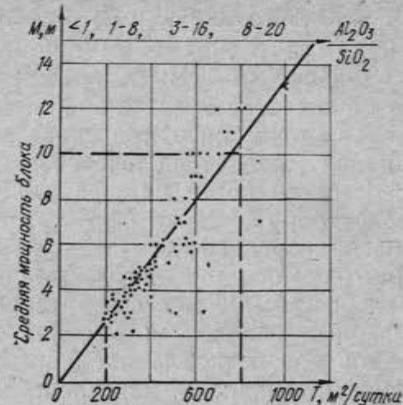
Таблица 2. Результаты сопоставления мощности и качества бокситов по очистным блокам СУБРа с расчетной палеоводопроводимостью известняков с D_1^1

№ п.п.	M, средняя мощ- ность блока	T	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	№ п.п.	M, средняя мощ- ность блока	T	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
1	20,0	1600	18—6	54	4,1	400	11
2—4	12,0	800, 740, 810	19—12	55—57	4,0	310, 410,	8—6
5—6	11,0	760, 730	16—14	58	3,9	300	6,4
7—11	10,0	580, 650, 700, 560, 620	18—12	59—61	3,8	230, 290, 300	5—2,7
12—14	9,0	600, 580, 610	17—16	62—63	3,7	400, 280	8—3
15—16	8,0	500, 550	18—16	64—67	3,5	280, 230, 270, 210	9—4
17	7,2	510	14	68	3,4	310	12
18—20	7,0	550, 520, 880	18—12	69	3,3	270	11
21	6,25	550	14	70—73	3,0	510, 310, 290, 220	8—3
22	6,20	450	12	74—75		630, 340	12—9
23—26	6,0	560, 400, 420, 450	16—12	76—77	2,9	220, 200	5—3
27—29		550, 510, 690	17—11	78—80	2,8	210, 300, 200	6—3
30	5,7	510	12	81	2,7	210	4,2
31	5,6	580	13	82	2,2	320	12,1
32—33	5,3	400, 410	12—11	83	2,0	260	9,1
34—35	5,2	480, 410	12—8			N=83	
36—38	5,1	400, 410, 650	9—6				
39—41	5,0	380, 350, 400	10—8				
42—43	4,8	350, 390	8—6				
44	4,7	350	6,5				
45—47	4,6	390, 280, 360	4—3				
48—50	4,5	320, 310, 360	12—5				
51—53	4,2	380, 350, 300	14—7				

закарствованности можно сделать вывод о полной аналогии интервала палеоглубин 30—300 м Петропавловского палеокарстового массива с интервалом глубин 200—1200 Североуральского карстового массива (табл. 1). Аналогичный закон распределения карстовых форм, близкий по величине предел изменения коэффициентов закарствованности, близкие модальные и среднеарифме-

График корреляционной связи палеоводопроводимости рудовмещающих пород с мощностью и качеством боксита:

$$M = 0,0126T + 0,0658; r = 0,88 \pm 0,02; \sigma_M = 2,98; \sigma_T = 208,4$$



тические значения размеров карстовых форм и одноковая структура уравнений $lg K_3 = f lg K_{tr}$ могут служить обоснованием возможности использования для приближенной оценки палеоводопроводимости пород уравнения (2), полученного для интервалов глубин 200—1200 м современного карстового массива.

Коэффициенты палеоводопроводимости известняков T ($T = K_F \cdot M$, где K_F — коэффициент фильтрации, а M — мощность известняков, подстилающих бокситы), полученные по изложенной методике, были сопоставлены с соответствующими им мощностями рудных залежей (M_p) (табл. 2). В процессе последующего корреляционного анализа была найдена связь между анализируемыми параметрами, которая аппроксимируется уравнением $M_p = 0,0126 T + 0,0658$ с коэффициентом корреляции $r = +0,88$ (рисунок).

Из рассмотрения табл. 2 и рисунка можно сделать вывод о наличии тесной связи между палеоводопроводимостью известняков, мощностью и качеством боксита. Например, при значениях $T < 400 \text{ m}^2/\text{сут.}$ наблюдается явная тенденция уменьшения отношения $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ и при $T < 150 \text{ m}^2/\text{сут.}$ вместо бокситов на известняках D_1^1 залегают сиаллиты (см. рис.). Иногда на породах с палеоводопроводимостью $< 100 \text{ m}^2/\text{сут.}$ мощность бокситоносной толщи достигает 7—8 м. Однако в этом случае рудный

горизонт представлен не бокситами, а алевролито-аргиллитами и песчаниками алюмосиликатного состава.

Физический смысл выявленной зависимости мощности и качества боксита от палеоводопроводимости известняков можно интерпретировать следующим образом. Величина T является следствием и критерием интенсивности карстового процесса, под влиянием которого в период бокситообразования формировались отрицательные формы палеорельефа, служившие ловушками для накопления алюмосиликатного материала. Пониженные участки рельефа были местом интенсивного поглощения атмосферных осадков, а высокая водопроводимость известняков обеспечивала идеальный дренаж алюмосиликатного материала и, как следствие, его бокситизацию.

Таким образом, результаты изучения стохастических закономерностей распределения закарстованности, трещиноватости и водопроницаемости пород в современных и древних карстовых массивах позволяют использовать уравнения $K_f = f(K_s)$, $K_s = f(K_{tr})$ для прогнозирования палеоводопроводимости известняков с D^1 .

В. С. Шуб

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА УРАЛЕ В ЭПОХУ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЭЙФЕЛЬСКОГО (СУБРОВСКОГО) БОКСИТОВОГО ГОРИЗОНТА

В среднедевонской истории развития Урала континентальные перерывы происходили неоднократно. Документально их наличие подтверждается многократным повторением в разрезах живета и эйфеля восточного склона Урала бокситовых пачек, а также наличием на определенных стратиграфических уровнях кор выветривания и проявлений древнего карста. В настоящее время нет единого мнения о количестве и геологическом возрасте эпох бокситообразования. Однако практически все исследователи исходят из того, что на границе раннего девона и эйфеля такая эпоха имела место; по своим пространственным масштабам и продолжительности она занимала особое место в геологической истории Урала. С этой эпохой связано накопление наиболее масштабных залежей бокситов субровского рудоносного горизонта.

На прилагаемой палеогеоморфологической карте (рис. 1) сделана попытка отображения основных морфоструктур исследуемой территории (геоморфологические районы), а также выделения различных по генезису участков рельефа в зависимости от геологического состава слагающих их пород, характера преобладающих процессов (денудации или аккумуляции) и состава аккумулирующегося материала. Воссоздание палеогеоморфологической обстановки эпохи бокситообразования невозможно без реконструкции геологического строения территории.

При составлении палеогеологической карты устанавливали, на каких породах по возрасту (рис. 2) и литолого-петрографическому составу (рис. 3) залегают в разных районах нижнеэйфельские отложения. Породы кровли субровских бокситов чаще всего представлены темно-серыми битуминозными известняками, а в ряде случаев низы этой толщи сложены песчано-сланцевыми или песчано-конгломератовыми полимиктовыми и вулканомиктовыми породами (в районе Томуньерского подни-

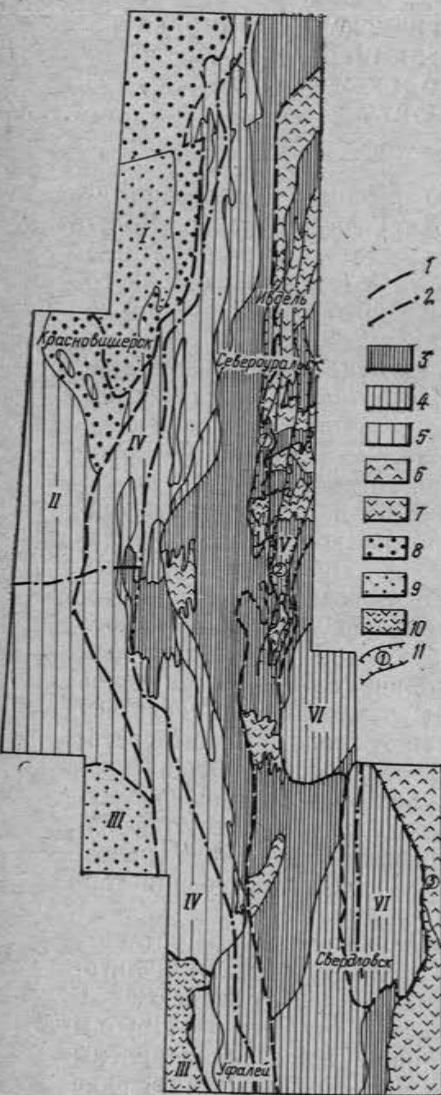


Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема эпохи ранне-эйфельского (субровского) бокситообразования Северного и Среднего Урала:

I — аккумулятивная равнина Северо-Западного Предуралья; II — приподнятая равнина Предуралья; III — аккумулятивная равнина Юго-Западного Предуралья; IV — возвышенность Центрально-Уральской зоны; V — холмисто-увалистая полоса Восточно-Уральской зоны; VI — возвышенность Восточно-Уральской зоны;
 I — границы геоморфологических районов; 2 — линии главных разделов областей сноса; 3 — поверхности денудации, сложенные преимущественно основными и средними породами; 4 — поверхности денудации, в пределах которых основные и средние породы играют существенную роль; 5 — поверхности денудации, в пределах которых основные и средние породы отсутствуют или играют подчиненную роль; 6 — поверхности аккумуляции на карбонатном плотике, сложенные преимущественно продуктами размыва основных и средних пород; 7 — денудационно-аккумулятивные поверхности преимущественно на карбонатном плотике, сложенные продуктами размыва основных и средних пород; 8 — аккумулятивные поверхности на карбонатном плотике, сложенные продуктами размыва существенно кварцевых пород; 9 — аккумулятивные поверхности на некарбонатном плотике, сложенные продуктами размыва существенно кварцевых пород; 10 — денудационно-аккумулятивные поверхности на плотике различного состава, сложенные продуктами размыва как существенно кварцевых пород, так и пород основного и среднего составов; 11 — структурно-аккумулятивные депрессии (1 — Петропавловская, 2 — Туринская, 3 — Алапаевская)

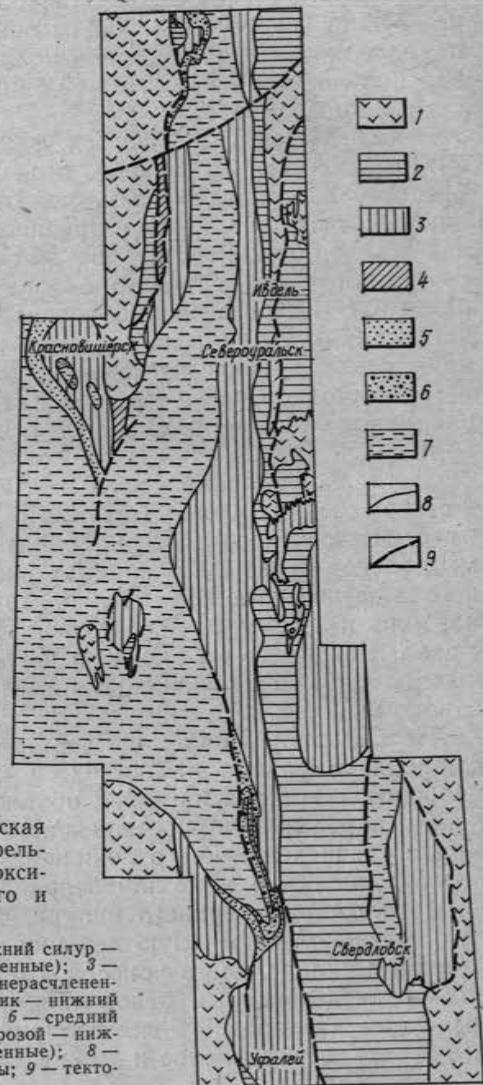


Рис. 2. Палеогеологическая схема эпохи раннеэйфельского (субровского) бокситообразования Северного и Среднего Урала:

1 — нижний девон; 2 — верхний силур — нижний девон (нерасчлененные); 3 — нижний силур; 4 — силур (нерасчлененный); 5 — верхний ордовик — нижний силур (нерасчлененные); 6 — средний ордовик; 7 — верхний протерозой — нижний палеозой (нерасчлененные); 8 — стратиграфические контакты; 9 — тектонические контакты

тия, в Краснотурьинском и в восточных частях Североуральского и Ивдельского районов). На западном склоне Урала субровский бокситовый горизонт должен параллелизоваться с нижними частями разреза такатинской свиты, представленной олигомиктовыми песчаниками и конгломератами.

Анализ всего имеющегося фактического материала, который из-за ограниченного объема статьи привести не представляется возможным, показывает, что на подавляющей части территории Среднего и Северного Урала, как на восточном, так и на западном его склонах, в основании пород среднего девона фиксируется четкий размыт. Этим размывом обусловлено залегание среднедевонских отложений на различных по возрасту отложениях, самые древние из которых сланцы верхнего протерозоя восточной части Русской платформы и песчанико-сланцевые отложения ашинской свиты (бассейн р. Чусовой).

В то же время на севере восточного склона Урала, к северу от р. Северная Ташемка и Вижай, по-видимому, имеет место непрерывный карбонатный разрез без видимых следов перерыва в породах нижнего девона и нижнего эйфеля*. Можно предполагать, что аналогичная картина и к югу от р. Чусовой, на западном склоне Урала. Как видно из рис. 2, в распространении различных по возрасту отложений намечаются определенные закономерности.

На Северном Урале, на восточном склоне, по мере движения с запада на восток, а на западном склоне, наоборот, с востока на запад обнажались все более молодые породы. В приосевой части восточного склона Урала среднедевонские отложения залегают на породах венлока, частично даже ландовери. Далее к востоку развиты отложения верхнего силура, а еще далее — нижнего девона. Аналогичную картину мы наблюдаем и на западном склоне, где в приосевой части распространены под среднедевонскими отложениями ордовические породы, далее на запад — нижнесилурийские, а еще западнее — верхнесилурийские и нижнедевонские.

* Ходалевич А. Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. Труды Свердловского горного ин-та им. В. В. Вахрушева, вып. XVIII. М., Госгеолиздат, 1951, 169 с. с ил.

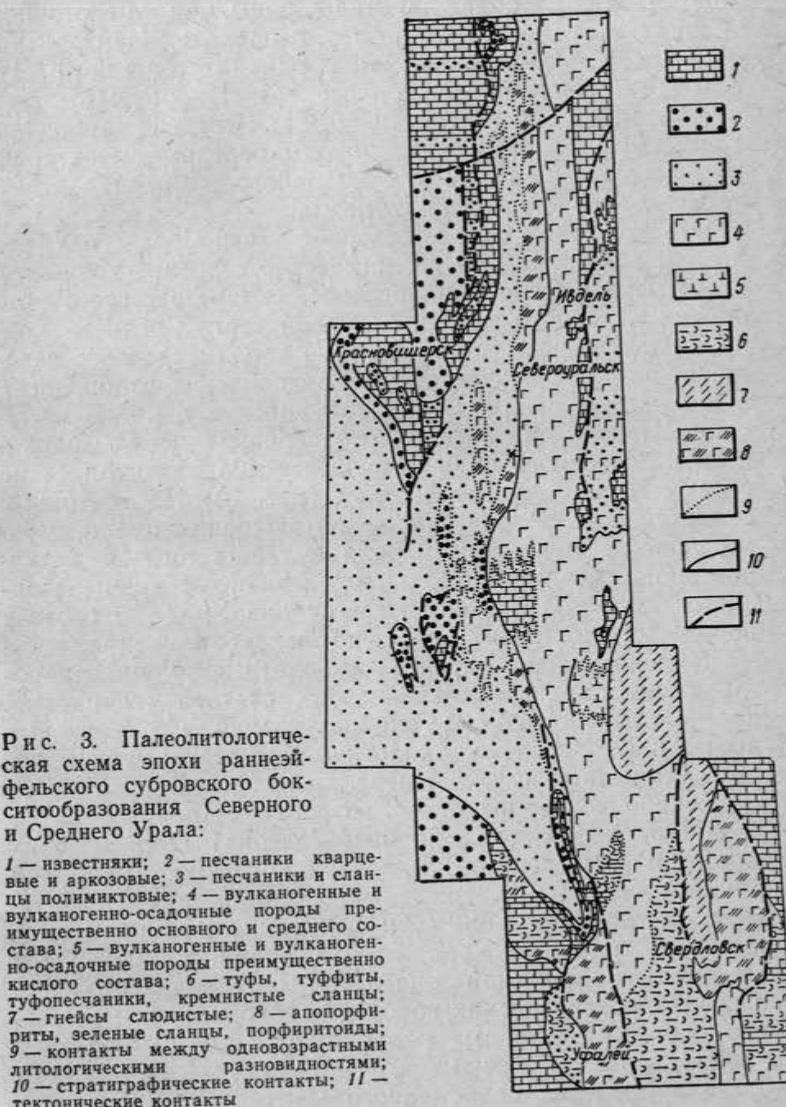


Рис. 3. Палеолитологическая схема эпохи раннеэйфельского субровского бокситообразования Северного и Среднего Урала:

- 1 — известняки;
- 2 — песчаники кварцевые и арковые;
- 3 — песчаники и сланцы полимиктовые;
- 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преимущественно основного и среднего состава;
- 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преимущественно кислого состава;
- 6 — туфы, туффиты, туфопесчаники, кремнистые сланцы;
- 7 — гнейсы слюдистые;
- 8 — апопорфириты, зеленые сланцы, порфиритоиды;
- 9 — контакты между одновозрастными литологическими разновидностями;
- 10 — стратиграфические контакты;
- 11 — тектонические контакты.

В осевой части Урала, в зоне, где в настоящее время отложения среднего девона смыты, можно предполагать, что обнажались более древние породы, чем на восточном и западном склонах. Например, в пределах Центрально-Уральской зоны в более южных районах (бассейн р. Чусовой) на уровень эрозионного среза, перекрытого нижнеэйфельскими породами, была выведена ашинская свита. Еще более древние породы перекрываются средним девоном к западу от этих районов, в пределах восточной части Русской платформы.

На восточном склоне северной части Среднего Урала в общем наблюдается геологическое строение доэйфельского фундамента, аналогичное структуре восточного склона Северного Урала. В южной части Среднего Урала, в Центрально-Уральской зоне породы среднего девона, по-видимому, залегают на ордовических отложениях, а к западу и востоку — на силурийских и нижнедевонских. В эпоху предэйфельского перерыва породы западного и восточного склонов существенно различались по своему вещественному составу (рис. 3). На восточном склоне Урала, в зоне Уральской эвгеосинклиналии, весьма существенную роль играли вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы силурского и нижнедевонского возраста. На западном склоне Урала в составе пород, подстилающих среднедевонские отложения, весьма широко распространены карбонатные толщи и породы глинисто-слюдисто-кварцевого состава (глинистые, кремнистые и слюдистые сланцы, кварциты и кварцевые песчаники). Вероятно, аналогичный состав имели породы, обнаженные в зоне Центрального Урала.

Колебание в широком возрастном диапазоне (от позднего протерозоя до раннего девона) геологических формаций, выведенных на дневную поверхность в период раннеэйфельского перерыва, указывает на значительную интенсивность эрозионных и денудационных процессов, имевших место на Урале в это время. Обнажение в Центрально-Уральской зоне древних раннепалеозойских и позднепротерозойских пород и закономерное омоложение пород, обнаженных к западу и к востоку от этой зоны, говорит о более значительной глубине эрозионного среза в пределах современного Центрально-Уральского поднятия по сравнению с прилегающими частями восточного и западного склонов. Это стало возможным

только благодаря тому, что данная часть Урала представляла собой в то время положительно выраженную морфологическую структуру. Аналогичная положительная морфоструктура располагалась на западном склоне Среднего Урала, простираясь на юг от диагонально ориентированной зоны Полюдова кряжа до бассейна р. Чусовой. На западе она, по-видимому, смыкалась с возвышенностями восточной части Русской платформы и разделяла зоны более пониженного рельефа западного склона Северного Урала и западного склона Южного, где эрозионно-денудационными процессами обнажены чаще всего породы девона или верхнего силура.

Более сложный характер рельефа на восточном склоне Урала, в пределах эвгеосинклинальной зоны. Чередование полей развития карбонатных пород с площадями алюмосиликатных пород различной устойчивости по отношению к процессам выветривания обусловили здесь неоднородный характер рельефа. На площадях развития карбонатных пород, представлявших собой более пониженные участки рельефа, преобладали процессы континентальной аккумуляции продуктов размыва коры выветривания. Участки развития алюмосиликатных пород — это площади преимущественного развития денудационных поверхностей, на которых развивалась кора выветривания и с которых шел снос материала размыва этой коры.

Пересеченность рельефа областей денудации была различна. Анализ фактического материала показывает, что в ряде случаев удается фиксировать в нижней части разреза эйфельских отложений грубобломочный материал, наличие которого говорит о более пересеченном характере рельефа в прилегающих частях области питания (районы: Томуньярского поднятия, к западу от Ютищенских рудопроявлений боксита, озера Светлого, поселка Галка и т. д.). Наряду с этим, в других районах западной периферии Петропавловской зоны наблюдается непосредственное налегание на сиаллиты субровского горизонта известняков или известково-глинистых сланцев. Это позволяет предполагать наличие в области питающей провинции в этих районах сравнительно низкого сглаженного рельефа. Именно такой характер рельефа, на наш взгляд, был к западу от полосы развития месторождений бокситов СУБРа.

Если снос материала в западную часть Петропавловской структурно-фациальной зоны шел с запада, то в Турьинскую зону материал, по-видимому, в значительной степени привносился с востока, где предполагается развитие относительно возвышенных участков денудационного рельефа (рис. 1). Анализ палеогеологической карты позволяет провести в первом приближении геоморфологическое районирование Среднего и Северного Урала в эпоху субровского бокситообразования.

Возвышенность Центрально-Уральской зоны. Центральная приосевая часть Урала представляла собой в раннеэйфельское время сравнительно возвышенную зону типа приподнятого плато. Широким развитием в районе пользовались денудационные поверхности, в пределах которых происходило формирование кор выветривания.

На западе коры выветривания развивались по существенно кварцевым породам, и это обусловило сравнительно низкий темп выветривания, относительно малую мощность коры и локальный характер ее распространения. На востоке процессы выветривания по алюмосиликатным породам преимущественно основного и среднего составов шли интенсивней, что обусловило различие в темпах денудации западных и восточных районов и привело к формированию на западе более расчлененного рельефа. Можно предполагать, что это обусловило расположение линии главного меридионального водораздела в пределах западной части описываемого района. От линии этого водораздела основное направление сноса материала было к западу и к востоку.

Аккумулятивная равнина Северо-Западного Предуралья. На севере этот геоморфологический район был сложен карбонатными породами кобленца, к востоку от полосы развития которых развиты карбонатные породы ордовика и силура (рис. 2, 3). К югу от Северососьвинско-Уньинского разлома полоса развития силурийских карбонатных и терригенно-карбонатных толщ расширяется, а карбонатные породы кобленца сменяются аркозовыми песчаниками нижнего девона. Описанные толщи крайне слабо дислоцированы. Пологое залегание пород и преобладание в субстрате аркозовых песчаников и известняков обусловили локальное развитие в пределах денудационных поверхностей сравнительно маломощных аллювиальных образований.

В эпоху формирования субровского бокситового горизонта в районе были широко развиты аккумулятивные поверхности типа аллювиальных или озерно-аллювиальных равнин, сложенные песчано-галечными отложениями основания такатинской свиты. Материал для формирования аккумулятивных поверхностей привносился с востока и юго-запада, где в областях питания преобладали существенно-кварцевые породы.

Приподнятая равнина Предуралья. Район сложен ашинскими и, вероятно, более древними отложениями, крайне слабо дислоцированными и на западе залегающими практически субгоризонтально. Обнаженность на территории района более древних отложений, чем в пределах участков, расположенных к северу и югу от него, позволяет считать, что морфологически он возвышался над этими участками и представлял собой возвышенное равнинное плато. В пределах района существенно преобладали процессы денудации. Причем денудационные поверхности были сложены преимущественно кварцевыми породами.

Аккумулятивная равнина Юго-Западного Предуралья. Район сложен на севере песчанико-сланцевой толщей нижнего девона, а на юге — карбонатными породами того же возраста, представленными доломитовыми и известняковыми фациями. Породы были слабо дислоцированы и залегали субгоризонтально. Процессы аккумуляции в этом районе существенно преобладали. Если на севере аккумуляция носила озерно-аллювиальный, возможно, прибрежно-морской характер, то на юге континентального перерыва между нижним и средним девоном не было и аккумуляция носила морской характер. Снос материала в пределы этого района происходил с севера и запада, из районов, в которых денудационные поверхности были сложены существенно кварцевыми породами.

Холмисто-увалистая полоса Восточно-Уральской зоны. Район сложен весьма разнообразным комплексом сильнодислоцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и собственно-осадочных, в том числе карбонатных пород. Частая перемежаемость пород пестрого литолого-петрографического состава обусловила формирование литоморфного рельефа средней степени контрактности. На фоне в целом довольно спокойного сгла-

женного рельефа, образующего аккумулятивные и денудационные формы, возвышались отдельные холмы и увалы, сложенные, по-видимому, преимущественно вулканогенными породами. Можно предполагать, что участки развития карбонатных пород, как правило, представляли собой зоны аккумуляции и на них формировались аккумулятивные поверхности, в пределах которых залегают продукты размыва и гипергенной доработки кор выветривания от сиаллитов до бокситов.

Как видно на рис. 1, аккумулятивные поверхности, к которым могут быть приурочены скопления бокситового вещества, вытянуты в три субмеридиональные полосы. В палеорельефе эти полосы представляли собой более пониженные участки. Их очертания были обусловлены палеогеологической структурой доэйфельского основания, а в их пределах преобладали процессы аккумуляции, что позволяет выделить эти полосы как структурно-аккумулятивные депрессии, придав им названия с запада на восток: Петропавловская, Туринская и Алапаевская. Выделение структурно-аккумулятивных депрессий, на наш взгляд, позволяет четко наметить зоны палеорельефа, в которых происходило накопление бокситового вещества. В настоящее время эти депрессии удалось откартировать в самом первом приближении. Дальнейшие работы позволят детализировать эти отстройки. Такие исследования, сопровождаемые также изучением внутренней структуры депрессий, дадут возможность выделить участки для непосредственной постановки поисково-разведочных работ.

Возвышенность Восточно-Уральской зоны (VI). Этот геоморфологический район располагается к востоку от района холмисто-увалистой полосы. В южной части холмисто-увалистая полоса огибает его с юга и востока. Сложен район преимущественно сильно метаморфизованными гнейсово-сланцевыми толщами нижних силура и палеозоя. Среди них существенную роль играют зеленые сланцы и амфиболиты. Повышенная степень метаморфизма пород, широкое распространение среди них существенно кварцевых разностей обусловили более пересеченный характер рельефа в этом районе по сравнению с прилегающими участками холмисто-увалистой полосы. Можно предполагать, что через осевую часть этого района проходила меридионально ориентированная

линия водораздела, снос материалов по отношению к которой был на запад и на восток.

В пределах этого района преобладали денудационные поверхности, в строении которых существенная роль принадлежала породам основного состава. Эти денудационные поверхности были поставщиком материала, сносимого в пределы обширной зоны аккумуляции, расположенной к востоку от Сухоложско-Алапаевского района.

Приведенный анализ палеогеоморфологической обстановки на Среднем и Северном Урале во время накопления субровского бокситового горизонта показывает, что в характере питающих провинций (денудационных поверхностей) западного и восточного склонов наблюдается коренное различие. Если, как было показано выше, на восточном склоне Урала в пределах денудационных поверхностей были широко развиты породы основного и среднего составов (источники глинозема), то в пределах денудационных поверхностей западного склона этих пород было крайне мало. Наличие морфологически выраженного Центрально-Уральского поднятия, естественного геоморфологического барьера, определило общий генеральный план размещения месторождений субровского бокситового горизонта на Урале. В целом западный склон Северного и Среднего Урала можно вполне обоснованно считать бесперспективным.

Принционально иная палеогеологическая и палеогеоморфологическая обстановка была в эпоху формирования субровского бокситового горизонта на восточном склоне Урала. Частая пространственная перемежаемость вулканогенно-осадочных пород основного и среднего составов, переотложение продуктов выветривания которых служило основным исходным материалом для формирования бокситовых тел с карбонатными породами (наиболее благоприятный плотик бокситовых залежей), превратила восточный склон Среднего, и особенно Северного Урала, в уникальную бокситоносную провинцию.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ УРАЛА

Материалы последних лет показали, что морфология бокситовых залежей, формирующихся на алюмосиликатных породах, тесно связана с характером синхронных им поверхностей выравнивания и бокситы локализуются на определенных элементах этих поверхностей. Для карстовых бокситов важным фактором является пространственное положение карстовых провинций по отношению к региональному базису эрозии эпохи их формирования.

Позднетриасовые бокситы. Образование позднетриасовых бокситов произошло в раннемезозойском тектоноклиматическом этапе [1] становления уральской эпигеосинклинальной платформы. Бокситоносные отложения приурочены к раннемезозойским тектоническим впадинам. Геоморфологические, и в частности климатические, особенности этапа плохо поддаются реконструкции. В общематериковом плане [2] позднетриасовая эпоха бокситообразования отвечает по времени смене аридной фазы поздней перми — среднего триаса на гумидную, максимум которой приходится на рэт-лейас-среднюю юру. Аридные условия существовали и в начале карнийского века, о чем свидетельствуют мощные (до 300 м) красноцветные отложения типа моласс, залегающие в основании челябинской серии [3]. Красноцветные глины, являющиеся цементом псефитов и псаммитов моласс, широко развиты в низах калачевской свиты (веселовская подсвита) на Северном Урале. Бокситоносные отложения залегают, как правило, на красноцветах (рис. 1), а также на выветрелых известняках или мало мощной коре выветривания сланцев. Временной интервал периода накопления глиноземистых образований отвечает лишь части карнийского яруса, что приблизительно составляет 2 млн. лет. Последующая гумидизация климата привела к образованию угленосных отложений. Среди последних выделяются полимиктово- и мезомиктово-угленосные. Первые характерны для позд-

него триаса, вторые — сероцветные образования — для лейаса. Угленакопление, парагенетически связанное с полимиктовыми и мезомиктовыми формациями, в работе [2] отнесено к литогенезу гумидного типа, формирующемуся в условиях boreального океанического равномерно-влажного климата. Очевидно, материковый климат позднего триаса-лейаса Урала в какой-то степени напоминал boreальный.

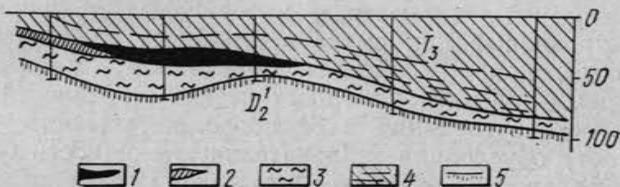


Рис. 1. Взаимоотношение красноцветных, бокситоносных и угленосных осадков в Богословской депрессии (по материалам Ю. С. Каратина и А. И. Краевой) [4]:

1 — бокситы; 2 — аллиты; 3 — плотные кирпично-красные глины; 4 — угленосные сероцветы и пласти угля; 5 — породы фундамента — известняки и сланцы

На Южном Урале эволюция литогенеза в триасе мало отличается от вышерассмотренной. Как и в более северных частях региона, образование осадков аридного типа на Южном Урале продолжалось и в раннекарнийское время, когда формировалась нижняя толща миндыбайской свиты. В ее составе преобладают плотные красновато-коричневые глины с обильным бобовником окислов железа, иногда с гиббситом, полимиктовые песчаники и конгломераты.

К верхней части разреза свиты приурочены мало мощные прослои бобово-оолитовых железистых бокситов. Временной интервал их образования составляет не более 5 млн. лет, так как вся миндыбайская свита по объему отвечает карнийскому ярусу. С норийского времени преобладают процессы гумидного литогенеза. Формируются мономиктово-мезомиктовые терригенные породы кызылкаинской свиты — кварцево-слюдистые песчаники с глинами и аркозовыми алевролитами. Стратиграфически выше залегают осадки катынадырской свиты лейаса-алевролито-глинистые сероцветы с растительным детритом. На Ишкининской площади, находящейся в пределах

Орской раннемезозойской тектонической депрессии, оолитовые железистые бокситы залегают на ферриаллитно-сиаллитной коре выветривания. Верхние горизонты этой коры участками содержат скопления гиббита [5].

Образование позднетриасовых глиноземистых кор и бокситов происходило в раннюю стадию формирования эпигеосинклинальной платформы в условиях повышенной тектонической активности, в материковых ландшафтах, сформированных при смене засушливых условий своеобразным, приближенным к boreальному, климатическим режимом. Тектоно-климатические особенности эпохи бокситообразования и ее продолжительность (2–5 млн. лет) обусловили незначительную мощность бокситовых залежей и их низкое качество. Позднетриасовая поверхность выравнивания, несущая бокситы, сохранилась только в погребенном виде в пределах тектонических впадин.

Раннемеловые бокситы. Апт-альбской эпохе бокситообразования предшествовала готерив-барремская аридная фаза. На востоке характеризуемой территории в готерив-барремское время находилась краевая прибрежная зона опресненного бассейна с заливами, лиманами и дельтами рек (рис. 2). Лагунно-континентальные осадки этого времени, выделенные в киялинскую свиту, представлены пестроцветными, преимущественно красноцветными известковистыми и нередко гипсоносными глинами, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками. В глинах наряду с каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой присутствуют магнезиальные силикаты — сепиолит и палыгорскит. В Южном Зауралье широко развиты в отложениях свиты и грубообломочные породы — гравелиты и конгломераты. Песчано-алевритовый материал разнородный — полимиктовый и олигомиктовый. С запада опресненный бассейн обрамляла холмистая возвышенная равнина с абсолютными отметками порядка 500 м, на ее поверхности господствовали процессы физического выветривания, а в зонах развития карбонатных пород происходило карстообразование. Карстовые полости заполнялись грубообломочным материалом.

Красноцветные аридные образования готерив-баррема и последующие бокситоносные отложения апт-альба,

Рис. 2. Палеогеографическая схема раннего мела и размещение месторождений бокситов (по материалам М. Н. Дегтевой и К. П. Савельевой):

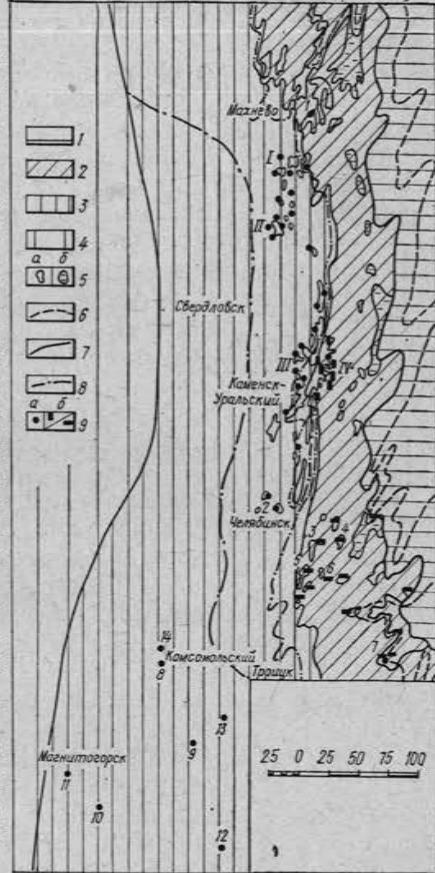
1 — область раннемелового (альбского) моря; 2 — низменная равнина — область с погребенными участками апт-альбской поверхности выравнивания, имеющими плащевидные и долинные залежи бокситов (абс. отметки 0–200 м); 3 — холмистая равнина (200–500 м); 4 — возвышенная равнина или низкие горы (500–1000 м); 5 — площадь распространения осадков синарской свиты (апт-альб) (а — пестроцветных, б — сероцветных); 6 — западная граница готерив-барремского бассейна; 7 — западная граница верхнемеловых трансгрессий; 8 — западная граница сплошного распространения верхнемеловых осадков; 9 — месторождения и рудопроявления бокситов (а — карстового типа, б — на силикатных породах — 1 — долинные, 2 — плащевидные).

Группы месторождений и рудопроявлений:

I — Алапаевская; II — Режевская; III — Каменск-Уральская западная; IV — Каменск-Уральская восточная.

Месторождения и рудопроявления:

1 — Мугайское; 2 — Сосновское; 3 — Пашинское; 4 — Карабеское; 5 — Аткульское; 6 — Султановское; 7 — Кругоуральское; 8 — Сухтелинское; 9 — Новый Мир; 10 — Моховское; 11 — Пещерское; 12 — Сабитовское; 13 — Безымяное; 14 — Кидышевское



как правило, разобщены по латерали. Однако план проявления аридных условий готерив-баррема предопределил распространение бокситоносных отложений. На севере красноцветы доходят примерно до р. Туры. Характер проявлений аридного литогенеза, т. е. красноцветность и известковистость, заметно усиливаются по направлению с севера на юг. По данным А. В. Гольберта и других [6], в южной части Западно-Сибирской низменности в отложениях свиты наблюдаются прослои мергелей и доломитов. Промышленная бокситоносность также начи-

нается на севере с широты р. Туры и закономерно возрастает к югу.

В апт-альбское время продолжалось прогибание Западно-Сибирской низменности и районов Зауралья. Опресненный бассейн в аптское время оставался примерно в тех же границах, что и в барреме, временами несколько расширялся, а в альбе произошла морская трансгрессия, охватившая значительную часть Зауралья (рис. 2). На прилегающей к морю территории формировалась низменная денудационно-аккумулятивная равнина шириной от 50 до 100 км с абсолютными отметками от 0 до 200 м, участками с останцовыми возвышенностями, имевшими более высокие отметки. В пределах восточного склона Урала существовал ландшафт возвышенной холмистой денудационной равнины с отметками от 200 до 500 м, в осевой части Урала находились низкие горы (рис. 2).

Палеогеографические реконструкции А. В. Гольберта и других [6], сделанные для Западно-Сибирской низменности и прилегающих районов Зауралья и Урала, показывают, что климат был субтропическим переменно-влажным, со среднегодовыми температурами не ниже +20 и не выше 24—25°C. Количество атмосферных осадков составляло не менее 1000 мм/год, имел место сухой сезон продолжительностью 1,5—2 мес. Близки к указанным гидротермическим параметрам и данные А. П. Сигова [7], который для апт-альба Урала определил t до 27°C, при $h=1000-1200$ мм/год. Применяя гидротермические палетки В. Р. Волобуева [8] к ландшафтным построениям А. В. Гольберта и других [6], можно сделать вывод о том, что влажность была несколько большей — количество осадков должно составлять 1200—2000 мм/год.

В апт-альбское время тектоническая активность и темпы воздымания резко ослабевают. От триас-юрского времени апт-альбская поверхность унаследовала основные элементы макрорельефа: наклон поверхности к северо-востоку, наличие валов, депрессий, уступов. Поверхность выравнивания, имеющая полигенетическое строение, т. е. включающая в себя денудационные и аккумулятивные участки, была выработана в переходных климатических условиях при смене аридной фазы на гумидную и в переходные стадии развития рельефа.

Эпоха в целом характеризуется процессами латеритного выветривания, которое, как правильно отмечает А. П. Сигов [1], носило избирательный характер. Гидротермические параметры среды не способствовали образованию сплошного латеритного панциря. Латеритный элювий образовывался на бескварцевых породах, преимущественно основных вулканогенно-осадочных, и в благоприятных геоморфологических условиях.

Исходя из схем, разработанных Б. М. Михайловым для Западной Африки [9], можно заключить, что на разных элементах рельефа педиплена формировались разнофациальные типы кор выветривания и кирас с присущими им структурно-текстурными и литолого-геохимическими особенностями. В пределах погребенной части апт-альбской поверхности — низменной аккумулятивно-денудационной равнине — латеритный покров развит довольно широко. Реликты бокситоносной шлейфовой кирасы широко развиты на склонах субширотных долин, в пределах боловализированного рельефа Колчедано-Коркинского вала. Характер процессов гипергенеза апт-альбского времени в пределах денудационной холмистой равнины восточного склона Урала и в более западных районах восстановить трудно.

Многолетние поисковые работы на латерит-бокситы в пределах восточного склона Урала, сопровождавшиеся отбором более 10 000 проб, выявили высокоглиноземистые продукты выветривания лишь в одном пункте — Комсомольском месторождении, где охристо-каолинит-глисситовый элювий залегает непосредственно под бокситами (скв. 365) в пределах контактово-карстовой зоны. Коры выветривания, содержащие свободный глинозем, обнаружены также в незначительном количестве пунктов.

Литогенез апт-альбского времени был достаточно своеобразным. В море отлагались тонкообломочные, преимущественно глинистые, существенно гидрослюдистые осадки ханты-мансиjsкой свиты. В непосредственной близости к морскому бассейну, в обстановке значительного увлажнения в дельтах речных долин, формировались сероцветные толщи, сложенные каолиновыми глинами с растительным детритом.

В переменно-влажных условиях сформировались пестроцветные бокситоносные отложения синарской свиты.

Состав пород свиты мономиктово-олигомиктовый, в них преобладают каолинит, гиббсит, галлуазит, гидроокислы железа, но наряду с ними, как показали детальные исследования З. И. Ситниковой [10] по Мугайскому району, присутствуют и минералы хлоритовой группы. В тяжелой фракции имеется неустойчивый при гумидном выветривании магнетит. В целом для отложений синарской свиты характерен низкий палеогеографический коэффициент — числовое выражение отношения устойчивых минералов тяжелой фракции к неустойчивым [1].

Осадки синарской свиты наиболее широко распространены в погребенной части Зауралья, где они зачастую залегают на корах выветривания рэт-палеозойского фундамента. На остальной части восточного склона Урала пестроцветные бокситоносные породы встречаются только в карсте. Максимальное развитие они получили в зоне сочленения холмистой равнины с низменной равниной и в пределах последней. Ареал распространения отложений синарской свиты за пределами низменной денудационно-аккумулятивной равнины не превышает 250 км.

С сеномана начинает вырабатываться новая поверхность выравнивания. Ее формирование происходит в гумидных условиях теплого постоянно влажного климата, выветривание протекает по сиаллитно-подзолистому типу, формируются мощные сиаллитные, сиферритные, ферритные и силицитные коры выветривания. В аккумулятивных формах рельефа в сеномане накапливаются существенно олигомиктовые кварцево-каолинитовые породы мысовской свиты.

С сантона по кампан в условиях вялого тектонического режима и постоянно влажного субтропического климата на суше проходят процессы интенсивного гумидного выветривания. В акваторию в растворенном состоянии выносится огромное количество кремнезема и железа, приведшее к образованию кремнистых отложений и оолитовых железных руд аятского и мугайского типов. Очевидно, в это время происходит и механическая планация рельефа. Так, по данным А. П. Сигова, полученным по подсчетам объемов снесенных в море уральских осадков за конъяк-кампан, произошло снижение суши на 203 м, а по другим данным — даже на 309 м [11]. Вероятно, этот период отвечает стадии предельного выравнивания и становления мелового пенеплена.

Верхнемеловая гумидная фаза привела к значительной деградации латеритного покрова апт-альбской поверхности выравнивания. Так, верхние горизонты бокситов Южного Зауралья в сеномане подверглись рецификации, превратились в аллиты и сиаллиты. Происходило и механическое уничтожение латеритов. Тектонические подвижки в начале сеномана, приведшие к активизации эродирующей деятельности рек и размыту верхних горизонтов синарской свиты (гальки бокситов встречены в базальном горизонте сеноманских осадков), в конце сеномана почти прекратились, и эрозионные процессы уступили место процессам аккумуляции. В дальнейшем при наступлении туронской и последующих позднемеловых трансгрессий происходило последовательное перекрытие раннемеловой и сеноманской поверхностей выравнивания морскими осадками.

В Южном (Челябинском) Зауралье и в северной части Среднего реликты раннемеловой поверхности выравнивания были захоронены под озерно-аллювиальными образованиями сеномана. Последние представлены песками и песчаными каолиновыми либо гидрослюдисто-каолиновыми глинами, нередко обогащенными лигнитом в верхней части разреза, реже (под песчаными существенно бейделлитовыми глинами) осадками туронского моря. В Среднем Зауралье, восточнее г. Каменска-Уральского, раннемеловая поверхность выравнивания была стабилизирована отложениями прибрежной части сантон-кампан-маастрихтского морей: глауконито-кварцевыми песками и песчаниками с глинисто-опаловым и опаловым цементом, значительно реже — гидрослюдисто-каолинитовыми глинами сеномана. Таким образом, в позднемеловую эпоху апт-альбская поверхность выравнивания с участками латеритного покрова была захоронена, ее формирование было прервано.

Наряду с созидающей, консервирующей деятельностью моря верхнемеловые трансгрессии проводили и разрушающую абразию апт-альбской бокситоносной поверхности. Особенно интенсивно эти процессы протекали вдоль береговой линии туронского моря, где полностью были размыты коры выветривания рэт-палеозойского фундамента. В базальных горизонтах туронских осадков Южного Зауралья встречаются гальки бокситов.

Сантонской трансгрессией были, в свою очередь, час-



Рис. 3. Размещение месторождений бокситов в пределах погребенной апт-альбской поверхности выравнивания Зауралья в зависимости от строения фундамента:
1 — базальты (T_1-T_2); 2 — вулканогенные породы основного состава (Pz); 3 — тектонические валы, выраженные в рельефе рэт-палеозойского погребенного фундамента (оси валов); 4 — месторождения и рудопроявления бокситов (а — долинного типа, б — плащевидные). Обозначения по рис. 2.

тично уничтожены прибрежные осадки туронского моря, их отдельные останцы сохранились лишь в пониженных участках погребенного рельефа. Размыты подверглись также апт-альбские бокситоносные породы — в основании верхнемеловых прибрежных осадков, в районе г. Каменска-Уральского присутствуют прослои бокситовых галечников мощностью до 8—12 см (песчаный карьер на восточной окраине города).

В открытой части восточного склона Урала (в зоне пленена) сохранились лишь карстовые реликты апт-альбской поверхности выравнивания. В послемеловые периоды истории развития региона раннемеловой карст и заполняющие его бокситовые образования претерпели также значительные изменения, связанные с процессами гумидного выветривания в палеогене и процессами денудации и механической деформации, обусловленными текtonической мобильностью территории в кайнозое.

Размещение месторождений бокситов, сформированных на силикатных породах. Распространение бокситов определяется прежде всего составом пород фундамента. Все известные месторождения и рудопроявления приурочены к полям развития вулканогенно-осадочных пород основного состава, преимущественно к кайнотипным базальтам триаса (рис. 3). Морфология же бокситовых рудных залежей зависит от характера дорудного рельефа. Бокситы Зауралья располагаются на трех гипсометрических уровнях (рис. 4). Первый, самый высокий — 120—95, реже до 75 м, второй — 50 и третий — до 50 м и ниже.

Первому уровню принадлежат месторождения так называемого долинного типа восточной полосы Каменско-Уральской группы, они приурочены к присклоновым участкам долин, секущих Колчедано-Коркинский вал в широтном и субширотном направлениях. Глубина долин 20—50 м. Рудные тела — пластообразные, длина их варьирует от 300 м до нескольких километров, достигая иногда 6,5 км, при ширине от 100 до 900 м. Мощности рудных залежей колеблются от нескольких метров до 10—19 и даже до 24. На рис. 4 приведен схематический разрез детально изученного Бурнинского месторождения.

В рудных телах, залегающих в вершинах долин, имеется много обломочного материала, представленного латеритизованными сланцами, эфузивными породами

и яшмовидными бокситами, обломки которых достигают значительных размеров — $20 \times 20 \times 5$ см [12], что свидетельствует о делювиальном генезисе руд. Б. П. Кротов в работе [13] считал Соколовскую залежь единым телом, сложенным делювиальными обломками латеритной коры выветривания. В низовьях долин залегают хорошо отсортированные тонкодисперсные пестроцветные глины. Наблюдается такая зависимость, что в горизонтальном направлении каменистые, рыхлые и глинистые бокситы постепенно сменяются бокситоподобными глинами и далее пестроцветными глинами.

На склонах долин под бокситами сохранилась мощная (до 63 м без зоны дезинтеграции) кора выветривания базальтов. По скв. 13а и 15, пробуренным в 1971 г. с целью уточнения строения Бурнинского месторождения, установлено, что верхние горизонты кор имеют гиббит-гидрогетит-каолинитовый состав.

Мощные зрелые коры выветривания в плане имеют линейное распространение, совпадая с контурами суб-

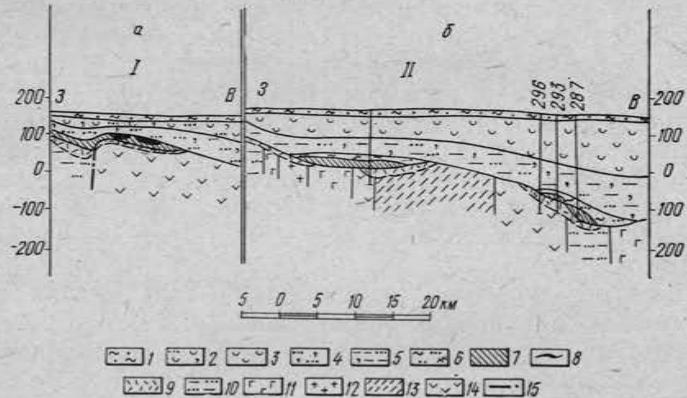


Рис. 4. Гипсометрическое положение долинных и плащевидных бокситовых залежей Зауралья: а — Среднее Зауралье; б — Южное Зауралье; I — Бурнинское месторождение; II — Пашнинский участок:

1 — песчано-глинистые отложения (*N* — *Q*); 2 — песчаники, пески глауконито-кварцевые (*Pg*); 3 — опоки, диатомиты, глины, песчаники, пески (*Pg*); 4 — песчаники, пески глауконито-кварцевые (*Cr₂*); 5 — аргиллито-видные глины, пески (*Cr₂*); 6 — глинистые пески (*Cr₂*); 7 — пестроцветные глины (*Cr₁*); 8 — бокситы (*Cr₁*); 9 — коры выветривания палеозойских и триасовых пород; 10 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (*Pz*); 11 — вулканогенные породы основного состава (*Pz*). Месторождения: 12 — гранитоиды (*Pz*); 13 — сланцы, амфиболиты (*Pz*); 14 — базальты (*T₁₋₂*); 15 — тектонические нарушения.

широтных долин. На линейный характер древнего элювия указывает и строение профиля выветривания, сложенного, по существу, конечными охристо-каолинитовыми продуктами выветривания. Промежуточные зоны профиля — монтмориллонитовая, монтмориллонит-гидрохлоритовая — выпадают из разреза. Вне долин развиты лишь нижние зоны древнего элювия. Остаточные каменистые структурные латериты в районе не были найдены.

Если сравнить геоморфологическое положение бокситовых залежей рассматриваемого района с хорошо изученными открытыми районами Африки, и в частности Либерийского щита [9], то представляется правомерным провести некоторую аналогию между долинными бокситами Зауралья и бокситами зоны склонов и подножий бовалей Западной Гвинеи. Латеритный покров этой зоны представлен шлейфовой или обломочно-инфилтратационной кирасой. Очевидно, бокситы долинного типа можно также рассматривать как образования кирасы: в них есть и обломки латеритов, и продукты химического переотложения соединений алюминия и железа.

На более низких уровнях (50 м и ниже) в пределах Челябинского Зауралья располагаются плащевидные залежи бокситов, изученные на Пашнинском и других участках отдельными профилями скважин. Структура руд — оолитовая. Бокситы несколько худшего качества, чем долинные Среднего Зауралья, — более железистые и кремнистые. Мощность залежей весьма незначительная и не превышает 2—3 м. Если продолжить аналогию с бокситами Либерийского щита, то плащевидные залежи надо отнести к фациям зоны подножий бовалей и частично даже зоны равнин. На площадях развития плащевидных залежей коры выветривания развиты широко как под бокситами, так и вне их. Мощность кор меньше, чем под долинными бокситами, и составляет 10—25, редко до 40 м. В некоторых скважинах (200, 217 Пашнинского участка) в верхних охристо-каолинитовых горизонтах кор содержится свободный глинозем до 3—7%.

Трудность поисковых работ в Зауралье состоит в том, чтобы выделить участки, подобные африканским бовалям, не подвергнутые процессам абразии. В целом же следует отметить, что погребенная раннемеловая поверхность выравнивания обладает значительной потен-

циальной бокситоносностью. Первоочередным объектом исследования остается Колчедано-Коркинское поднятие. Бокситоносные породы здесь залегают наиболее близко от поверхности. Работы должны быть сведены к поискам погруженных бовалей с мощными и высококачественными латеритами и опоискованию плохо изученных площадей к югу от пос. Зырянка.

Карстовые бокситы. Среди месторождений этого типа нами выделены две территориальные группы, занимающие разное положение в пространстве по отношению к береговой линии апт-альбского моря — базисной поверхности раннемелового карста. Первая группа — месторождения, примыкающие к раннемеловой низменной равнине, вторая — сформированная в значительном удалении от нее (рис. 2). Подавляющая часть известных месторождений тяготеет к низменной равнине. Карстовая провинция Зауралья изобилует древним карстом [14]. По геоморфологическому положению эта карстовая провинция принадлежит, за исключением пограничных Режевских месторождений, цокольной и аккумулятивной равнинам Западно-Сибирской низменности (рис. 5 и 6).

Бокситоносные отложения выполняют мелкие карстовые формы — котловины и воронки. За исключением небольшого Мугайского месторождения, принадлежащего скорее долинно-карстовому типу, все бокситовые залежи непромышленные ввиду их незначительных запасов. Рудные тела имеют линзо- и гнездообразную форму и небольшие размеры 10—20, редко — 400—500 м в поперечнике. Мощность залежей колеблется от 1,5 до 6 и иногда достигает 15—25 м. Наиболее значительные залежи располагаются на контакте карбонатных пород и основных эффузивов. Нередко между бокситами и карбонатными породами залегают белики, мощность которых колеблется от 2—6 до 62 м. Рудные тела в значительной мере деформированы молодыми, очевидно, неогеновыми карстовыми просадками [15].

Бокситы второй группы принадлежат зоне пенеплена Южного Урала. Самые западные месторождения этой группы — Сосновское, Нижнеорловское и Пещерское* — расположены на границе приподнятой части пенеплена

* Из них только Пещерское попадает на рассматриваемую территорию (рис. 2).

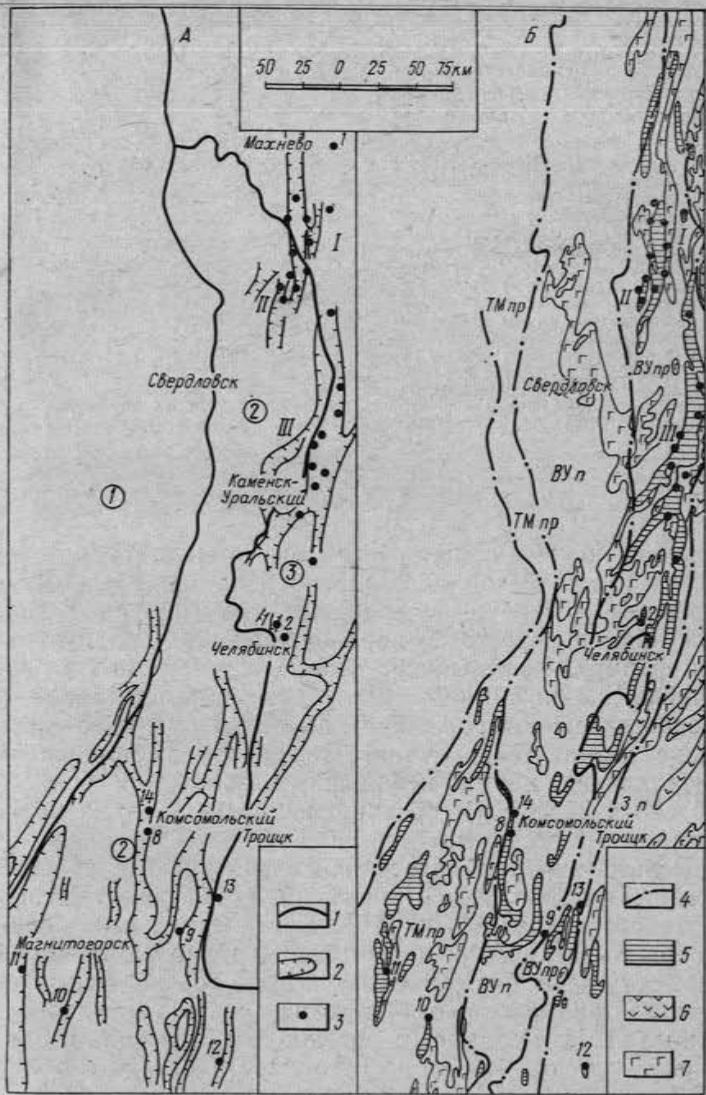


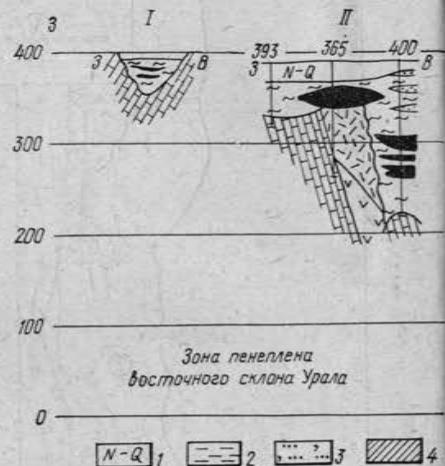
Рис. 5. Размещение раннемеловых месторождений бокситов карстового типа:

А — геоморфологическое строение (по данным А. П. Сигова и В. С. Шуба, 1968 г.); Б — тектоническое строение и основные породы фундамента (по И. Д. Соболеву и Н. Б. Малютину);

1 — границы геоморфологических областей (1 — зона кряжа, 2 — зона пенеплена, 3 — Западно-Сибирская низменность); 2 — мезозойские депрессии; 3 — месторождения и рудопроявления бокситов (обозначения по рис. 2); 4 — границы тектонических структур первого порядка (ТМпр — Тагило-Магнитогорский прогиб, ВУп — Восточно-Уральское поднятие, ВУпр — Восточно-Уральский прогиб, Зл — Зауральское поднятие); 5 — карбонатные породы (P_2); 6 — базальты (T); 7 — основные породы (P_2)

Рис. 6. Гипсометрическое положение карстовых бокситов восточного склона Урала и Западного Урала:

I — Пещерское; II — Комсомольское; III — Пироговское; IV — Нижнесибирское; V — Мугайское.
 I — песчано-глинистые образования ($N-Q$); 2 — аргиллитовидная глина (C_{r_2}); 3 — пески и песчаники глауконито-кварцевые (C_{r_2}); 4 — песчано-глинистые отложения с прослойями оолитовых железных руд (C_{r_2}); 5 — пестроцветные глины — прослойями бокситовидные и бокситовые (C_{r_1}); 6 — бокситы (C_{r_1}); 7 — пески (C_{r_1}); 8 — белики (C_{r_1}); 9 — коры выветривания; 10 — порфириты базальтовые, андезитовые, андезито-базальтовые (Pz); 11 — известняки (Pz).

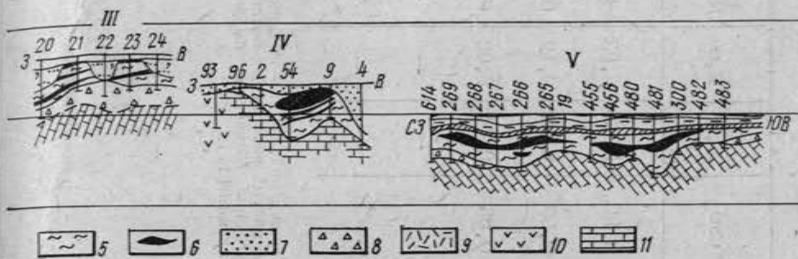


Южного Урала и зоны кряжа (рис. 5, а), в прибрежных частях Уртазымской мезозойской депрессии. Все месторождения мелкие и не содержат промышленных залежей. Размеры карстовых воронок, имеющих блюдцеобразную форму, не превышают первых сотен метров в попечнике, а максимальная глубина их достигает 87 м (Сосновское месторождение). Размеры рудных залежей также незначительны, так, Пещерское месторождение представлено двумя небольшими залежами бокситов (25×25 и 25×50 м), средние мощности которых колеблются от 1,3 до 4,3 м.

Рельеф западной части пенеплена значительно осложнен. Только в неотектонический этап амплитуда поднятия составила 300 м [16]. Континентальный покров и коры выветривания интенсивно денудированы. На поверхность зачастую выведены нижние горизонты элювия и невыветрелые породы. Геологические разрезы, составленные П. И. Ноздриным по буровым скважинам, показывают, что от бокситоносного карста остались только нижние части (рис. 6), почти повсеместно на глиноземистые отложения синарской свиты с интенсивным размывом ложатся неогеновые и четвертичные отложения.

В более восточных частях пенеплена бокситы выявлены в самые последние годы. В настоящее время здесь известны две бокситоносные площади: Комсомольско-Кидышевская и Моховская. Комсомольское рудопоявле-

Западно-Сибирская низменность



ление открыто при проведении геологосъемочных работ в 1970 г. Бокситовые залежи находятся в восточном борту Сухтелинской мезозойской депрессии и приурочены к закарстованному тектоническому контакту ранне-карбоновых известняков с вулканогенно-осадочными породами позднего силура — среднего девона. Среди последних широко развиты породы андезито-базальтового состава. Процессы карстообразования проявились интенсивно. Форма карста разнообразная: воронки, глубокие (до 170 м) провалы типа пропастей и колодцев (рис. 6). Отложения синарской свиты прослеживаются в виде отдельных пятен на значительном протяжении (до 25 км), ширина контактово-карстовой зоны 2—3 км. Очевидно, интенсивность процессов карстообразования и значительная протяженность зоны объясняются благоприятным структурным положением площади, находящейся в зоне сочленения двух крупнейших уральских структур — Тагило-Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия.

Мощность рудных тел колеблется от 8—20 до 68 м (скв. 26). Морфология рудных тел не установлена, так как на участке пройдены лишь единичные профили буровых скважин. Руды представлены преимущественно каменистыми и в меньшей степени рыхлыми бокситами гидрогетит-гиббситового состава с незначительным содержанием кремнезема (таблица).

Химический состав бокситов зоны пенеплена

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	П.п.п.
365	1,30	3,65	38,51	35,85	0,29	0,03	0,11	0,03	<,05	0,05	—	20,21
1628	6,83	3,09	39,33	28,56	0,42	0,07	0,50	0,12	0,10	0,34	—	21,33
805	2,83	1,08	33,02	40,0	0,35	0,19	0,05	0,44	0,02	0,17	—	20,0
813в	2,90	5,03	58,6	2,87	—	—	—	—	—	—	—	30,57
П	2,39	2,96	50,3	16,3	—	—	—	—	—	—	0,31	27,02

При мечали с. 365 — каменистый боксит, Комсомольское месторождение; 1628 — щебень выветрелых каменистых бокситов, Кидышевское рудопроявление; 805 — щебень каменистых бокситов рудопроявления Можайского, по данным И. З. Шубы; 813в — щебень выветрелые обесцвеченные бокситы, рудопроявление Новый Мир; 813в — средние данные по каменистым бокситам Пещерского месторождения [17].

В 1973 г. в 9 км к северу от Комсомольского месторождения, вблизи пос. Кидыш, также в восточном борту депрессии, нами были выявлены развалы железистых каменистых бокситов. К настоящему времени Комсомольско-Кидышская полоса распространения бокситоносных отложений прослежена на 12 при ширине 1,0—1,5 км. Развалы бокситов на Моховской площади (район оз. Мохового) впервые были обнаружены в 1970 г. при проведении поисково-геоморфологических работ (И. З. Шуб и др.). Бокситы бобовые обеленные, существенно гиббситовые, малокремнистые. Площадь принадлежит Субутакской мезозойской эрозионно-тектонической депрессии. Фундамент южной части депрессии сложен визейскими известняками, которые интенсивно закарстованы. Глубина карста не установлена, по данным единичных скважин, она превышает 200 м. В момент подготовки публикации в депрессии начали проводиться буровые работы, обнаружившие несколько залежей руд.

В восточной отпрепарированной части пенеплена Южного Урала известно несколько рудопроявлений, представленных развалами железистых бокситов. Одно из них было выявлено нами при проведении работ по картированию кор выветривания вблизи пос. Новый Мир. Развалы находятся в борту Редутовской мезозойской депрессии, вблизи выходов серпентинитов. Наличие последних в строении фундамента и обусловило значительную железистость руд. Рудопроявление приурочено к границе Восточно-Уральского поднятия и одноименного прогиба (рис. 5). В районе широко развит карст, коры выветривания и породы основного состава. Сложность этих критериев позволяет рекомендовать район для поисков бокситов.

В целом следует отметить, что бокситоносный карст пенеплена Южного Урала сформировался на значительном удалении от береговой линии раннемелового моря (рис. 2). Большая амплитуда в гипсометрии (до 500 м) между положением апт-альбской поверхности и базисом эрозии привела к образованию глубоких сложноустроенных карстовых форм, выполненных бокситоносными породами. Увеличению мощности карста способствовала и тектоническая нарушенность пород фундамента.

Зависимость между положением карста по отношению к береговой линии палеоморей и его промышленной

значимостью отмечена Ю. И. Кимом [18] для Тургайской бокситовой провинции. Наибольший интерес представляет сложноустроенный карст, имеющий разнообразные формы — котловины, воронки, пропасти и т. д.— и занимающий промежуточное положение между наиболее удаленными от прибрежной зоны карстовыми областями и наиболее приближенными к ней. Хотя между Тургайской равниной и пленом Южного Урала нельзя провести полной аналогии ввиду большой разницы в истории геологического развития этих районов, но из анализа гипсометрического положения рудных карстов (рис. 6) видно, что закономерность сохраняется. Наибольшему эрозионному срезу подвергся самый западный карст приподнятой части плены. Наиболее глубокий карст, вмещающий мощные рудные тела, занимает промежуточное положение в латеральном ряду, и, наконец, карст, сформированный в прибрежной зоне, имеет, как правило, мелкие формы. Очевидно, зона плены Южного Урала представляет новую бокситоносную провинцию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра», 1969, 295 с. с. ил.
2. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Недра», 1967, 232 с. с. ил.
3. Геология СССР. Т. 12. М., «Недра», 1969, 723 с. с. ил.
4. Карапин Ю. С. К вопросу о палеогеографии триасового периода на восточном склоне Урала. — В сб.: «Материалы по геоморфологии Урала». Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 157—163.
5. Гуткин Е. С., Березницкая Р. Я. Верхнетриасовые бокситы и латериты восточного склона Южного Урала. — «Советская геология», 1970, № 1, с. 48—61.
6. Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968, 152 с. с. ил.
7. Сигов А. П., Ломаев А. В., Сигов В. А. и др. Рассыпи Урала, условия их образования, размещения и элементы геоморфологического прогноза. — «Геоморфология», 1971, № 1, с. 28—38.
8. Волобуев В. Р. Почвы и климат. Баку, 1953, 431 с. с. ил.
9. Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И. и др. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — «Советская геология», 1970, № 9, с. 3—18.
10. Ситникова З. И. Литолого-минералогическая характе-

ристика меловых отложений Мугайского района. Ежегодник по работам 1969 г. Труды ИГГ УФАН СССР, Свердловск, 1970, с. 107—111.

11. Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала. М., «Наука», 1974, 202 с. с. ил.
12. Гладковский А. К., Шарова А. К. Бокситы Урала. М., Госгеолиздат, 1951, 246 с. с. ил.
13. Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. М., Изд-во АН СССР, 1959, 108 с. с. ил.
14. Чикишев А. Г. Карст Среднего Урала и его народнохозяйственное значение. — В сб.: «Карст и его народнохозяйственное значение». М., «Наука», 1964, МОИП, т. XII, с. 43—54.
15. Вахрамеев В. А. Условия залегания бокситов в Каменском районе. — «Советская геология», 1947, № 14—15, с. 29—42.
16. Сигов В. А. Карта новейшей тектоники Урала. — В сб.: «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Наука», 1967, с. 21—24.
17. Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. I. М., «Недра», 1968, 367 с. с. ил.
18. Ким Ю. И. Тургайская бокситоносная карстовая область. — «Советская геология», 1970, № 8, с. 13—24.

ЧЕРНУШИНСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ

Чернушинское рудопроявление бокситов расположено в 30 км южнее Мугайского месторождения. Оно выявлено в 1971 г. при крупномасштабной геологической съемке. В процессе изучения аллювия р. Чернушки (правый приток р. Нейвы) О. К. Ваулиной были обнаружены слабоокатанные гальки и обломки боксита гидрагиллитового состава. Геолого-геофизическими работами (ВЭЗ, магнито- и гравиразведка, картировочное бурение, шурфы) была выявлена и прослежена на 8 км эрозионно-структурная депрессия, слабо выраженная в современном рельфе и в основном совпадающая с долиной р. Чернушки. Ширина депрессии 800—1000, глубина до 100 м.

В геологическом строении района Чернушинского рудопроявления (рис. 1) участвуют породы фундамента — известняки ($C_1v_3 - n$), порфиры базальтового, андезитового, андезит-дацитового состава и их туфы ($C_1t - v_1$), красноцветные терригенные образования (C_2m) и горизонтально залегающие отложения мезокайнозоя — континентальные отложения нижнего и верхнего мела ($Cr_1ap - al$, Cr_2m), а в южной части, кроме того, морские аргиллиты ($Cr_2m - d$) и бейделлитовые глины (Pg_1). Образование мезозойских бокситов, в частности Чернушинского рудопроявления, связано с разрушением латеритной коры выветривания, сформировавшейся в среднетриасовую — нижнемеловую эпохи, и сносом ее в депрессионные участки суши тектонического-карстового типа. В дальнейшем происходил диагенез латеритного материала, заключавшийся в растворении и выносе кремнекислоты теплыми водами*.

Чернушинское рудопроявление мезозойских бокситов приурочено к глубокой меридиональной депрессии, расположенной на контакте известняков с порфирами.

* Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М., «Наука», 1964, с. 5—24.

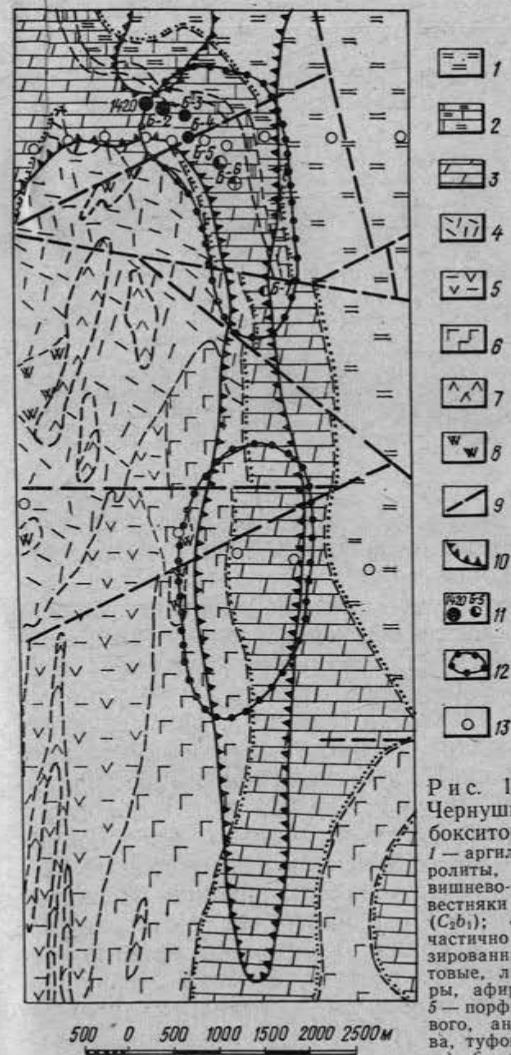


Рис. 1. Геологическая карта Чернушинского рудопроявления бокситов:
1 — аргиллиты, известковистые алевролиты, полимиктовые песчаники вышеизвесткового цвета (C_2m); 2 — известняки глинисто-алевритистые;

3 — известняки массивные, частично окременные и доломитизированные ($C_1v_3 - n$); 4 — липаритовые, липарито-дацитовые порфиры, афиры, их туфы ($C_1t - v_1$); 5 — порфиры и туфы базальтового, андезито-базальтового состава, туфопесчаники, туфиты ($C_1t - v_1$); 6 — порфиры и туфы базальтового, андезито-базальтового соста-

ва ($C_1t - v_1$); 7 — липарито-трахитовые порфирь субвулканические ($C_1t - v_1$);
8 — серпент-кварцевые породы; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — мезозойская эрозионно-структурная депрессия; 11 — участки находления обломков и галек боксита; 12 — распространение отложений синарской свиты; 13 — поисковые скважины механического бурения

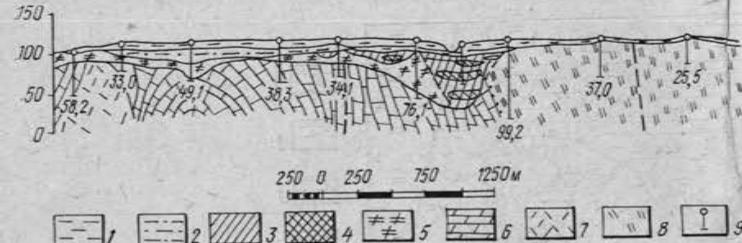


Рис. 2. Геологический разрез (северная часть Чернушинского рудо-проявления):

1 — глины бейделлитовые песчанистые (Pg_1); 2 — глины монтмориллонит-бейделлитовые (Cr_2m-d); 3 — континентальные, озерные и аллювиально-озерные отложения (Cr_1ap-al); 4 — выветрелый пизолитовый боксит; 5 — желто-бурьи глины с обломками окремнелых известняков — белиты (Cr_1ap); 6 — известняки массивные, частично окремненные и доломитизированные (Cr_1v_2-n); 7 — липаритовые, липарито-дацитовые порфириты, афирыты, их туфы (Cr_1v_1); 8 — аргиллиты, известковистые алевролиты, полимиктовые песчаники вишнево-бурого цвета (Cr_2m); 9 — поисковые скважины механического бурения

Геологический разрез северной части депрессии следующий (рис. 2). На глинисто-щебенистой коре выветривания залегают беляковые отложения (алапаевская толща), выше следуют красноцветные континентальные отложения (синарская свита), представленные сиаллитами, аллитами, бокситами. Бокситы залегают среди аллитов и сиаллитов. Сиаллиты представлены глинами буро-красной, часто пятнистой окраски с примесью песчаного материала, аллит — глинами кирпично-красного цвета, содержащими свободный глинозем в виде гидрагиллита. Над отложениями синарской свиты находятся каолиновые глины с лигнитом, фациально замещающиеся песчано-глинистыми отложениями (мысовская свита). В южной части депрессии сохранились глинистые отложения верхнего мела и палеоценена. Четвертичные песчано-глинистые отложения развиты повсеместно.

По минералогическому составу бокситы Чернушинского рудопроявления относятся к гидрагиллитовому типу и содержат незначительную примесь каолинита, гидроокислов железа, сидерита, кварца. Химизм бокситов изучен недостаточно (таблица). Помимо Чернушинского рудопроявления к северо-западу от Мугайского месторождения выявлены Междуречинская и Плакунская депрессии, которые изучены только геофизическими

Химический состав бокситов и бокситовидных глин Чернушинской депрессии

№ образца	Содержание, %							Кремн. модуль	Марка бокситов по ГОСТу 972-50
	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	П.п.п.		
1420	40,13	7,22	2,57	26,01	0,51	0,71	22,76	5,6	Б-5
Б-3	34,28	12,74	2,72	26,8	0,72	0,66	20,58	2,7	Б-6
Б-4	31,88	28,54	2,10	19,08	0,51	0,44	16,42	1,2	Аллит
K-54	36,36	32,1	1,92	1,24	7,21	0,27	19,12	1,2	»
35,8									
K-54 38	34,15	36,63	1,53	9,14	1,56	0,56	14,22	1,00	Сиаллит

методами и отдельными скважинами. В них встречены образования синарской свиты, залегающие на эфузивах в контакте с известняками. В заключение следует сказать, что по условиям формирования, возрасту и минералогическому составу Чернушинское рудопроявление является аналогом Мугайского месторождения бокситов.

И. И. Споров

О СООТНОШЕНИИ ГЛИНОЗЕМА И ДВУОКСИСИ ТИТАНА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТАХ

Многие исследователи [1—4] Восточной бокситоносной полосы Каменского района обратили внимание на повышенное содержание Ti в бокситах и корах выветривания основных вулканогенных пород триаса. Из титановых минералов ими отмечены рутил, сфен, титанит и титаномагнетит. Однако содержания указанных минералов оказались столь низкими, что только их присутствием нельзя объяснить повышенные концентрации (до 9%) TiO_2 в бокситах. Тогда был сделан вывод, что TiO_2 в тонкодисперсном состоянии находится в тесном срастании с Al_2O_3 и SiO_2 .

Комплекс минералов, входящих в состав кор выветривания, пестроцветных глин и бокситов, примерно аналогичен. Изменяются лишь количественные соотношения алюмосиликатов, окислов и гидроокислов железа, алюминия и титана. В верхней части каолинитовой зоны профиля коры выветривания нами обнаружен свободный

Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах, корах выветри-

Месторождения	Типы бокситов*								
	каменистые			рыхлые			глинистые		
	Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$	Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$	Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$
Восточно-Колчеданское	36,8	4,64	7,9	39,6	5,1	7,8	41,5	5,43	7,6
Колчеданское	35,9	5,1	7,0	37,4	4,78	7,8	37,9	5,09	7,4
Соколовское	36,9	3,06	12,1	39,9	3,25	12,3	39,3	4,27	9,2
Бурнинское	33,6	4,35	7,7	42,2	5,23	8,1	38,3	4,93	7,8
Южно-Одинское и Восточно-Борисовское	35,2	4,84	7,3	38,4	5,23	7,3	41,7	6,0	7,0

* Каждый тип бокситов представлен анализами по 50 пробам.

глинозем. Содержания его колеблются в пределах 0,64—9,58%. Наибольшие его концентрации отмечены в пределах Бурнинского, Южно-Одинского и Восточно-Борисовского рудопроявлений. В последние годы значительно возрос интерес к Ti и его связи с Al при осадкообразовании. Многие исследователи [5—7] отмечают, что Ti — химически слабоподвижный элемент и переносится преимущественно в виде механических взвесей и в коллоидных растворах совместно с Al.

Установлено два типа зависимости между соотношениями TiO_2 и Al_2O_3 : упорядоченный и неупорядоченный. В первом случае наблюдается прямая пропорциональная зависимость между TiO_2 и Al_2O_3 , во втором — ее нет из-за наложения на упорядоченный тип многих факторов, в первую очередь вторичного эпигенетического характера (сидеритизации, сульфидизации и каолинитизации). Автор попытался проверить, насколько применимы установленные соотношения TiO_2 и Al_2O_3 к платформенным бокситам Восточной бокситоносной полосы Каменского района. С этой целью было обработано около 1100 химических анализов основных вулканогенных пород, их элювия и пород бокситовой толщи.

В таблице сведены данные по средним содержаниям Al_2O_3 и TiO_2 каждого изученного месторождения, а так-

вания и исходных породах

	Коры выветривания основных вулканогенных пород						Основные вулканогенные породы							
	глины пестроцветные			Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$		Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$		Al_2O_3	TiO_2	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$
				33,3	3,79	8,8	10	24,2	2,72	8,9	25	16,1	1,96	8,2
				30,1	3,95	7,6	8	24,2	2,86	8,5	25	16,1	1,96	8,2
				32,4	3,6	9,0	Нет данных				25	16,1	1,96	8,2
				33,1	4,1	8,1	17	25,5	3,07	8,3	25	16,1	1,96	8,2
				30,1	4,05	7,4	8	19,6	2,73	7,2	25	16,1	1,96	8,2

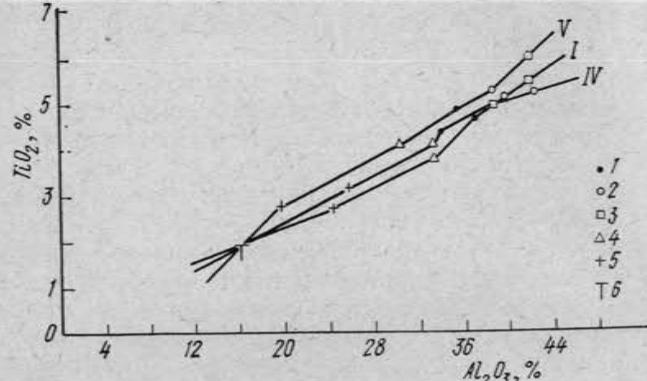


Рис. 1. Диаграмма зависимости средних содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в материнских породах и продуктах их выветривания по месторождениям бокситов латеритного генезиса восточной полосы Каменского бокситорудного района:

1 — каменистые, 2 — рыхлые, 3 — глинистые бокситы; 4 — пестроцветные глины; 5 — коры выветривания основных вулканогенных пород триаса; 6 — основные вулканогенные породы триаса. Номера кривых соответствуют номерам месторождений таблицы

же средние значения титанового модуля. По аналогии с общепринятым кремневым модулем (отношением $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$) под титановым модулем мы, вслед за А. И. Кривцовым [8], подразумеваем отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$, которое больше единицы и удобно для сопоставлений. Дляrudопроявлений и месторождений построены графики зависимости содержаний Al_2O_3 и TiO_2 , из анализа которых было выявлено два типа зависимости: упорядоченный и неупорядоченный. Первый тип характерен для Восточно-Колчеданского, Бурнинского, Южно-Одинского и Восточно-Борисовского месторождений иrudопроявлений бокситов (рис. 1 и 2). Материнские породы для бокситовой толщи — основные вулканогенные породы триаса. Соотношение между Al_2O_3 и TiO_2 устанавливается уже в материнских породах, почти без изменений наследуется корами выветривания и породами бокситоносной толщи. По нашему мнению, данный тип зависимости характеризует собой прямую генетическую связь между материнскими породами — основными вулканогенными образованиями, их элювием и бокситами — и является одним из доказательств их латеритного генезиса.

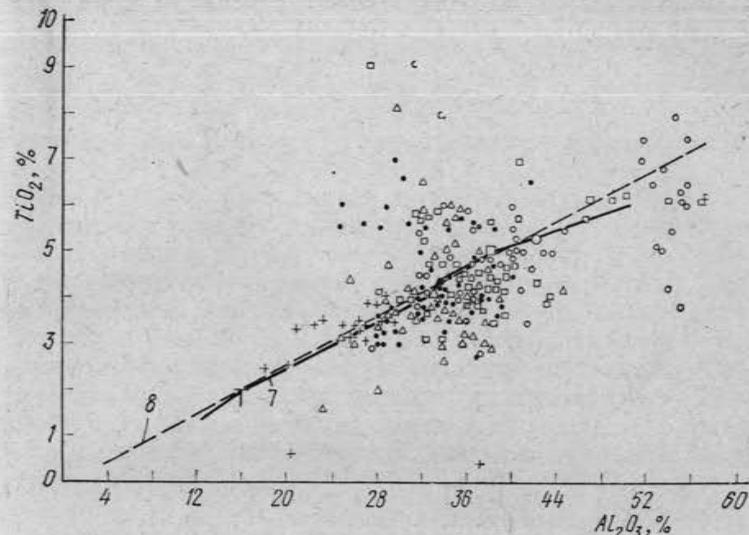


Рис. 2. Диаграмма зависимости содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в материнских породах и продуктах их выветривания по Бурнинскому месторождению бокситов:

1-6 — обозначения по рис. 1; 7 — кривая зависимости содержаний Al_2O_3 и TiO_2 ; 8 — теоретическая кривая той же зависимости

На разрезе по оси субмеридионального Колчедано-Коркинского вала [9] четко видны приуроченность бокситов к склонам долин и наличие двух генетических типов: латеритного на склоне и механически-делювиального в центральных частях долин (особенно характерен разрез по Бурнинскому месторождению).

Латеритный генезис бокситов также подтверждают:

1. Благоприятная геоморфологическая обстановка — наличие субмеридионального Колчедано-Коркинского вала, в нижнемеловую эпоху латерализации являвшегося положительной структурой.

2. Четкая приуроченность к зонам субширотных тектонических нарушений, опирающихся основной глубинный Бичурско-Копейский разлом древнего заложения. Резкое усиление гипергенеза в тектонически ослабленных зонах способствовало формированию линейных кор выветривания, венчающихся латерит-бокситами.

3. Залегание бокситов непосредственно на корах вы-

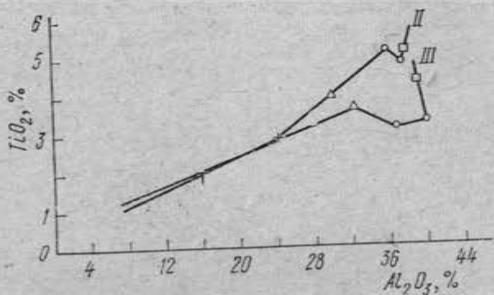


Рис. 3. Диаграмма зависимости средних содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в материнских породах, продуктах их выветривания и переотложения по месторождениям бокситов механического (делювиального) генезиса восточной полосы Каменского бокситорудного района. Обозначения — по рис. 1.

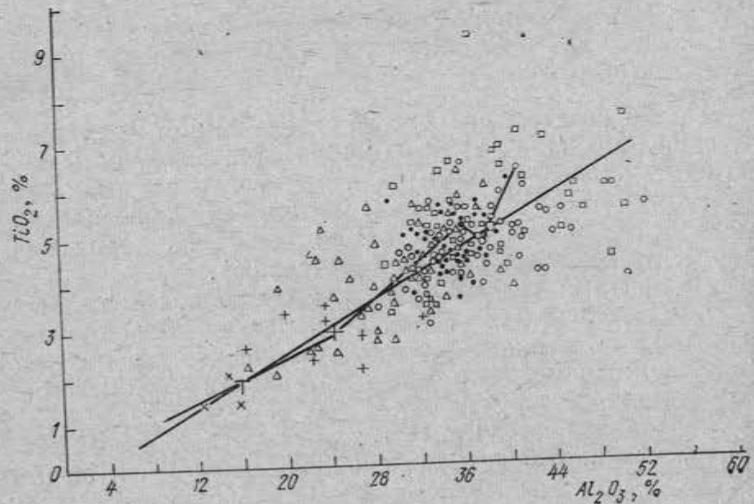


Рис. 4. Диаграмма зависимости содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в материнских породах, продуктах их выветривания и переотложения по Колчеданскому месторождению бокситов. Обозначения — по рис. 1 и 2

ветривания основных вулканогенных пород и постепенные переходы между ними.

4. Закономерное увеличение содержаний Al , Fe и Ti вверх по профилю коры выветривания и соответственное уменьшение содержаний щелочных элементов и кремнезема, что характерно для нормального латеритного процесса.

Второй тип характерен для Колчеданского и Соколовского месторождений бокситов, которые территориально приурочены к полосе развития рэт-лейасовых терригенно-осадочных пород: полимиктовых песчаников, эфузивных конгломератов, углистых аргиллитов и алевролитов. Эти образования совместно с покровами основных вулканогенных пород выполняют Колчеданский грабен тектонического происхождения. Породы сильно дислоцированы, смяты в складки с крутыми углами падения (60 — 80°), нарушены сложной системой сбросов и надвигов.

Вполне естественно, что такой сложный минералогопетрографический состав материнских пород, их сильная тектоническая нарушенность повлияли на процессы формирования латерит-бокситов. Из-за пестроты состава материнского субстрата неупорядоченными становятся и соотношения Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 3, 4). Для Соколовского месторождения бокситов особенно сильно величины титанового модуля отличаются от основных вулканогенных пород и их элювия для каменистых и рыхлых бокситов. Здесь кроме пестроты состава материнских пород сказалось влияние вторичных наложенных процессов каолинизации и сидеритизации, исказивших первоначальные взаимоотношения Al_2O_3 и TiO_2 . Пестрый состав материнского субстрата и своеобразие тектоники наложили свои отпечатки при формировании латерит-бокситов месторождения. Некоторые черты, которые ранее считали признаками переотложения материала, на самом деле объяснимы их нормальным латеритным формированием за счет материнского субстрата: окатанность материала, слоистость (вернее сланцеватость), сидеритизация, пиритизация и т. д.

Формирование Соколовского месторождения произошло в нижнемеловое время, вероятно в апте, когда на материнский субстрат грабена было наложено латеритное выветривание, проявившееся селективно из-за разно-

образия минерало-петрографического состава горных пород. Продолжавшиеся тектонические подвижки в момент формирования бокситов, и особенно после него, раздробили латерит-бокситы, которые делювиально-пролювиальными процессами были снесены в центральную часть Соколовской долины — тектонического шва.

В альб-сеномансое время благодаря сильно восстановительным условиям озерного бассейна, перекрывшего бокситы месторождения, и привносу ряда компонентов, в первую очередь кремнезема, произошли каолинизация, сидеритизация и сульфидизация бокситов. Вследствие этого геохимическая подвижность Al, Fe и Ti была нарушена. Произошло перераспределение этих элементов, появление новых минеральных форм (пирита, частично сидерита, соколовита, каолинита, гипергенного кварца и т. д.). Установились новые соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 , характерные для данной обстановки гумидного литогенеза. Благодаря перераспределению вещества произошло формирование новых структур, в частности коломорфных, характерных для осадочного процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федоров Б. М. Условия залегания и генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. — В кн.: Бокситы, т. I, ч. 1. М — Л., Объединенное научно-техническое изд-во НКТП СССР, 1937, с. 11—74.
2. Полянин В. А. Минералогия и генезис мезозойских бокситов восточного склона Урала. — Учен. зап. Казан. ун-та, 1938, № 98, кн. 5—6, с. 153—210.
3. Копчакова Е. В., Каюкина В. Н. К методике выделения тонкодисперсных минералов из бокситов Каменского района (Урал). — «Советская геология», 1948, № 29, с. 128—134.
4. Луканина М. И. Минералогический состав руд Соколовского и Одинского месторождений Каменского района (Средний Урал). — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 311—348.
5. Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 4, с. 98—103.
6. Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2, с. 249—252.
7. Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2, с. 197—217.
8. Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. I. М., «Недра», 1968, 367 с. с ил.
9. Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. М., Изд-во АН СССР, 1959, 108 с. с ил.

А. М. Сульман

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ БОКСИТОВ АРКАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Длительный период существования бокситовых залежей со временем их литификации отнесен нами к постдиагенетической стадии. Термин «эпигенез» в данной статье не употребляется, поскольку он имеет различное толкование в учении о рудных месторождениях и в лингвистике. Постдиагенетические процессы в той или иной степени наблюдаются на всех бокситовых месторождениях Зауралья и Тургайской равнины. На Аркалыкском месторождении широко распространены процессы обесцвечивания, ресиликации и вторичной гиббситизации. В значительно меньшей мере происходит сидеритизация. В современных условиях наблюдается ожелезнение бокситов.

Аркалыкское месторождение принадлежит к мезокайнозойским платформенным образованиям Тургайской равнины. Бокситы приурочены к зонам эрозионно-карстовых депрессий, развивающихся вдоль контактов франских песчано-глинистых сланцев и аргиллитов с фаменскими известняками. Бокситорудная толща месторождения сложена каменистыми, глинистыми, сухаристыми бокситами и бокситовыми глинами. Характерной особенностью рудной толщи является пестрота окраски бокситов и частые колебания состава как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Ресиликация

Верхняя часть рудного тела месторождения в большинстве случаев является непромышленной вследствие высокого содержания кремнезема и представляет собой пятнисто-окрашенную породу с реликтами бобовой структуры. Мощность этой части рудного тела колеблется от 1 до 15 м. Для выяснения состава и происхождения таких пород приведены результаты изучения одного из типичных разрезов рудного тела в карьере III участка (рис. 1). Бокситоносная толща перекрывается здесь маломощными осадками пестроцветных глин, на которых после размыва залегают четвертичные суглинки. Верхний горизонт рудного тела представлен

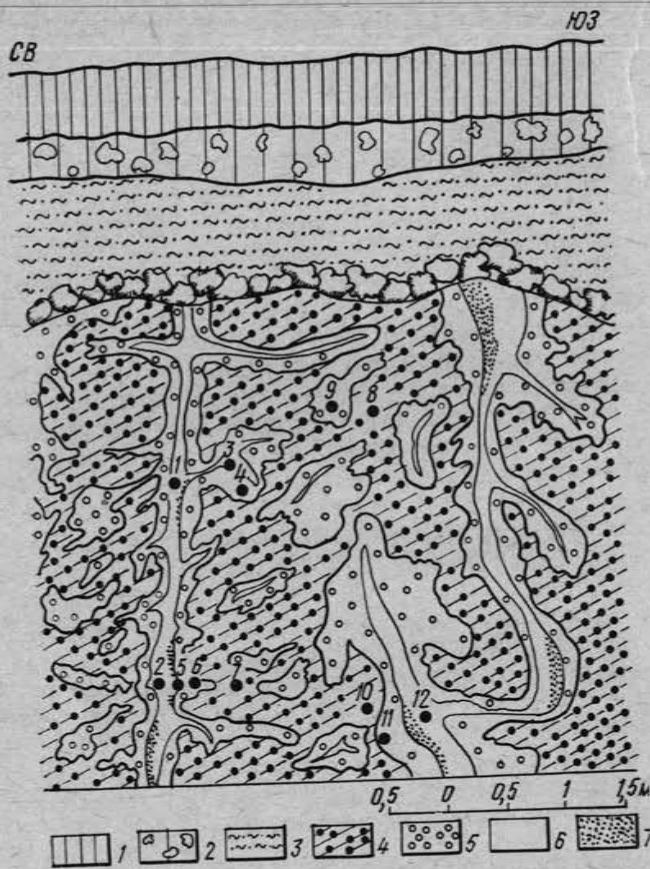


Рис. 1. Стенка карьера III участка:

1 — суглинок; 2 — суглинок с крупными обломками боксита и бурого железняка; 3 — пестроцветная глина; 4 — желто-бурый ресилицированный боксит; 5 — обесцвеченный ресилицированный боксит бобовой структуры; 6 — галлуазит; 7 — структурная глина. Крупными черными точками показаны места отбора образцов.

чередованием вытянутых в вертикальном направлении участков красного и белого цвета. Расположение обесцвеченных участков среди красного боксита, как видно на рисунке, указывает на связь вторичных процессов с трещиноватостью рудного тела.

Обесцвеченные участки имеют зональное строение. Центральная их часть представляет собой прожилок снежно-белого восковидного галлуазита, мощностью от нескольких миллиметров до 5 см. К прожилку примыкает зона структурных глин мощностью от 0,2 до 5 м. Химический анализ (табл. 1, образец 5), электронные

Таблица 1. Химический и минеральный состав ресилицированного боксита, вес. %

Компоненты	Образцы						
	1	2	Бобово- бы	5 Цемент	6 Бобово- бы	7 Цемент	
SiO ₂	42,22	43,42	41,64	44,26	21,82	30,64	9,90
TiO ₂	0,24	He	3,20	0,74	4,24	6,08	3,28
Al ₂ O ₃	36,85	37,74	35,91	37,36	45,77	40,11	48,70
Fe ₂ O ₃	1,65	He	3,55	0,35	5,21	0,40	11,52
FeO	0,14	0,28	0,04	0,23	0,72	0,58	0,21
CaO	He	He	He	He	0,07	0,20	He
MgO	опр.	опр.	опр.	опр.	»	0,02	0,27
MgO	0,61	0,61	»	»	0,45	0,27	He
Na ₂ O	0,93	0,97	»	»	He	0,25	He
K ₂ O	0,09	0,09	»	»	»	опр.	»
CO ₂	0,18	0,18	0,18	0,32	0,26	0,55	He
SO ₃	0,12	0,11	He	He	0,05	0,02	0,02
P ₂ O ₅	He	He	опр.	опр.	0,18	0,10	He
П.п.п.	опр.	опр.	опр.	опр.	19,21	25,69	21,73
Сумма	16,19	16,36	15,44	16,41	22,25	97,84	99,75
Гиббсит	99,22	99,47	99,78	99,35	100,28	99,36	99,36
Галлуазит	—	—	1	—	42	22	25
Кварц	99	99	92	97	47	70	22
Гематит и гетит	—	—	—	1	6	—	—
				—	—	13	26

Примечание. Образцы: 1, 2 — галлуазит из прожилка; 5 — структурная глина; 6 — обесцвеченный ресилицированный боксит; 7 — желто-бурый ресилицированный боксит. Места отбора образцов указаны на рис. 1.

фотографии и рентгенограммы этих глин указывают на их сходство с центральным прожилком. Различие заключается в повышенном содержании TiO_2 и сохранении бобовой структуры, что указывает на их генетическую связь с бокситом. Некоторые бобовины структурных глин в центральной части сохраняют гиббситовый состав. Бобовая структура этих глин отчетливо видна только в «свежих» забоях, так как при высыхании на воздухе галлуазит растрескивается на мелкие угловатые обломки, в результате чего структура теряется.

По мере удаления от галлуазитового прожилка структурные глины постепенно переходят в обесцвеченный и ресилицированный боксит. Мощность зоны от 0,2 до 2 м. Этот боксит состоит из светло-серого гиббсит-галлуазитового цемента, в котором содержатся более плотные бобовины и их обломки. Бобовины часто имеют сложное строение. Их центральная часть красная, с твердостью 6—6,5 и содержит в своем составе корунд, гиббсит, маггемит, гематит. К периферии она сменяется светлой гиббситовой зоной, которая окаймляется тонким слоем галлуазита. Более измененные бобовины в наружной части сложены галлуазитом, а в центре — гиббситом. Галлуазит изотропный, с показателем светопреломления $N_{cp} = 1,558$. Такая неоднородность состава бобовин связана с различной степенью их изменения. В трещинах и полостях, образованных от выноса железа, в цементе и реже в бобовинах выделяется пластинчатый анизотропный галлуазит, имеющий показатель светопреломления 1,546—1,552.

Обесцвеченные участки (рис. 1) имеют неровный, резко выделяющийся контакт с желто-бурым и красно-бурым бокситом. В составе этих разновидностей также отмечается присутствие галлуазита, причем в цементе его значительно больше, чем в бобовинах, а внутри бобовин происходит уменьшение его содержания от периферии к центру. Многие исследователи [1, 2] отмечают развитие ресиликации только в обесцвеченных участках. Изучение показывает, что это не всегда так. Зональность ресиликации проявляется и в горизонтальном, и вертикальном направлениях в зависимости от расположения трещин, выполненных галлуазитовыми прожилками. Спорадически густая сеть тонких прожилков создает довольно крупные зоны пятнистых глин и глинистых бок-

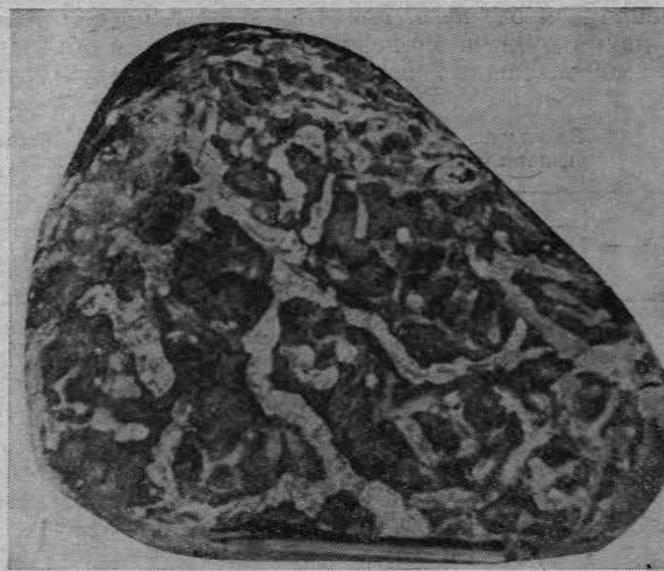


Рис. 2. Красный каменистый боксит ветвистой текстуры. Уменьшение 10

ситов мощностью до 10—12 м. С глубиной трещиноватость в рудном теле уменьшается и ресиликация ослабевает.

На контакте с зоной ресиликации красный каменистый боксит, как правило, пересечен серией светлых прожилков (рис. 2) или червеобразных гнезд и трубок. Такой боксит по чисто физическим признакам в работе [3] выделен как самостоятельный трубчатый тип руды. Проведенное исследование показало, что прожилки и трубки выполнены рыхлым материалом, имеющим гиббсит-галлуазитовый состав (табл. 2, образец 8). Расположение таких трубок и прожилков на контакте с выветрельными разностями, их вытянутость в вертикальном направлении, уменьшение их количества и мощности с глубиной и состав материала свидетельствуют об их вторичном происхождении. Часть пустот унаследована от корней растений [4].

Таким образом, ресиликация боксита Аркалынского месторождения происходит как одновременно с выносом

железа, так и без него. Развитие этого процесса может идти двумя путями. Во-первых, постепенно, с образованием вышеописанного ряда промежуточных структурных

Таблица 2. Химический состав продуктов обесцвечивания бокситов, вес. %

Компоненты	Образцы					
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	24,22	0,10	Не обн.	2,90	0,40	0,43
TiO ₂	2,62	3,32	2,26	3,72	1,94	3,32
Al ₂ O ₃	42,40	61,66	62,84	46,64	44,15	60,8
Fe ₂ O ₃	6,70	0,32	0,16	18,28	27,29	0,16
FeO	1,15	0,29	0,43	0,43	0,42	0,43
MgO	Не опр.	0,17	0,15	0,15	0,30	0,06
CaO	»	0,13	0,13	0,29	0,08	0,76
CO ₂	0,27	0,73	0,97	0,73	0,20	1,17
SO ₃	0,09	0,16	0,15	0,24	0,29	0,12
P ₂ O ₅	0,60	0,08	0,06	0,18	—	0,14
П.п.п.	22,16	33,27	33,62	25,93	24,99	33,08
Сумма	99,61	99,34	99,65	98,58	99,57	99,18
Гиббсит	33	95	96	67	67	—
Галлуазит	55	—	—	6	—	—
Гематит и гетит	8	—	—	20	28	—

Примечание. Образцы: 8 — материал ветвистых прожилков в каменистом боксите; 9 — обесцвеченный боксит; 10 — обесцвеченный цемент боксита ноздреватой структуры; 11 — красный рыхлый материал бобовин этого боксита; 12 — красные участки боксита брекчиевидной структуры; 13 — обесцвеченные участки боксита брекчиевидной структуры.

и литологических разновидностей руд, что приводит к полной проработке материала и формированию крупных зон вторичных глин. Во-вторых, в форме сравнительно маломощных прожилков и небольших околотрешинных изменений, между которыми сохраняются останцы неизмененных бокситов.

Вторичная гиббситизация и сидеритизация

Эти процессы характерны для прослоев каменистых бокситов, залегающих ниже зоны ресиликации и имеющих пятнистый облик за счет чередования неправильной

формы участков красного и белого цвета. Белые бокситы образуют довольно крупные участки неправильной изометричной или вытянутой в горизонтальном направлении формы размером до 6—7 м в поперечнике. Окисное железо в них почти полностью восстановлено и вынесено. Образованные таким путем светлые пористые бокситы относятся к сухаристому типу. Между красными и белыми бокситами существуют переходные разности, лишь частично обесцвеченные.

Среди частично обесцвеченных бокситов выделяется разновидность, имеющая брекчиевидную структуру. Она представлена красными участками неправильной угловатой формы на фоне светлого пелитоморфного материала с редкими аутигенными бобовинками. Изучение показывает, что красные участки являются реликтами первичного каменистого боксита, а светлый цемент образовался в результате выноса железа. По химическому составу белые бокситы отличаются от красных только меньшим количеством или полным отсутствием окисного железа (табл. 2). Однако в обесцвеченных участках наблюдается наибольшее количество кристаллического гиббсита, достигающее 30—40%.

Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова [4] считают, что все указанные выделения кристаллического гиббсита образовались в процессе диагенеза за счет ресиликации продуктов переотложения разных зон коры выветривания в карстовых и долинно-карстовых депрессиях. Наши данные не согласуются с этим выводом.

Рассмотрим процесс замещения кварца кристаллическим гиббситом. Терригенные зерна кварца присутствуют в цементе боксита, аутигенных бобовинах и бобовинах-конкремциях. Последние являются результатом дегидратации бокситового осадка в диагенетических условиях, приводящей к образованию бёмита, диаспора, корунда и магнетита [5]. В постдиагенетическую стадию они подверглись гидратации, в результате чего по периферии бобовин корунд, диаспор и бёмит превратились в гиббсит. Изучение этих образований в шлифах показало, что кварц, находящийся в периферических частях конкремций, замещается кристаллическим гиббситом, тогда как обломки кварца в центральной корундовой зоне остаются неизмененными. Отсюда следует, что выделения кристаллического гиббсита не связаны с боксито-

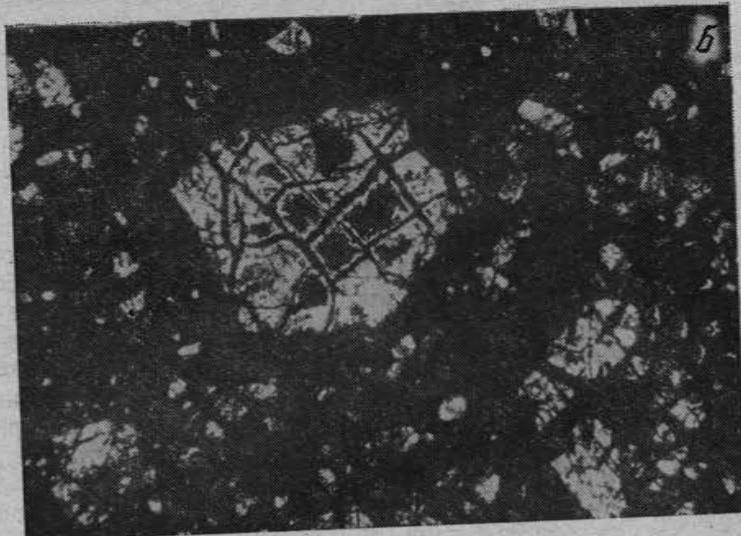
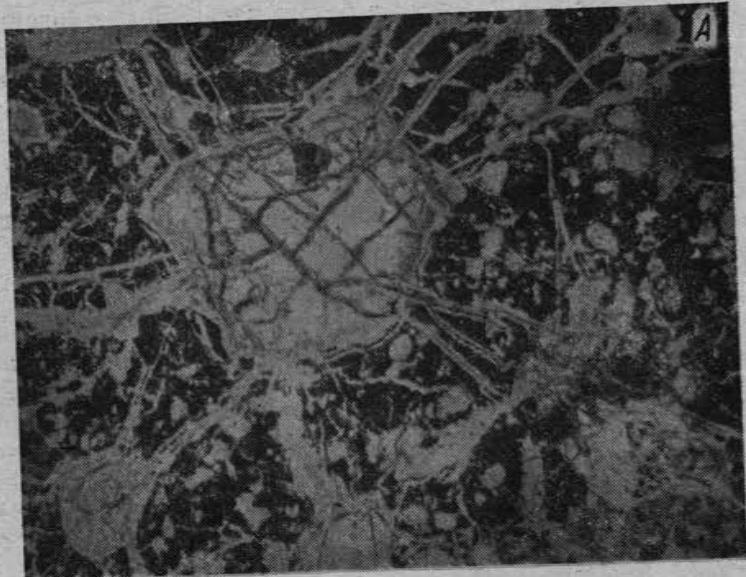


Рис. 3. Выделение кристаллического гибсита перпендикулярно про-
жилкам алюмогеля, секущим цемент и зерно кварца в боксите (*а* —
без анализатора, *б* — николи скрещены). Увеличение 160.

100



Рис. 4. Жеоды кристаллического гибсита (белое) среди ферроалу-
могеля колломорфной структуры в каменистом боксите (без анализа-
тора). Увеличение 160

образованием, а относятся к постдиагенетическим про-
цессам.

К такому же выводу приводят и другие наблюдения
за характером выделений кристаллического гибсита.
В ряде случаев наблюдается рост кристаллического гиб-
сита перпендикулярно стенкам галлуазитовых прожил-
ков, пересекающих обесцвеченный боксит. В каменистых
бокситах описываемого месторождения присутствуют
вторичные выделения ферри- и алюмогеля в виде сгуст-
ков колломорфной структуры, замещающих цемент бок-
сита и сети тонких прожилков, секущих бобовины и
цемент. Кристаллический гибсит образует щетковидные
выделения перпендикулярно стенкам тонких прожилков
(рис. 3), а также жеоды среди сгустков колломорфной
структурь (рис. 4). В незначительном количестве на
месторождении развита сидеритизация, связанная с вос-
становлением железа в постдиагенетических условиях.

101

Сидерит выделяется в форме прожилков, выполняет пустоты, замещает цемент, частично бобовины и зерна кварца нередко совместно с кристаллическим гиббситом.

Все сказанное свидетельствует о том, что в бокситорудной толще Аркалыкского месторождения образуется зона вторичного обогащения глиноземом [6]. Мощность этой зоны, как показывают наблюдения за месторождениями Тургайского прогиба, находится в прямой зависимости от мощности зоны ресиликации. На описываемом месторождении, где ресиликация проникает на 10—15 м от кровли рудного тела, зона вторичного обогащения достигает мощности 5—7 м. На Краснооктябрьском месторождении, где основную роль среди процессов выветривания играет сидеритизация [1], а каолинизация развита слабее, процесс вторичного обогащения глиноземом выражен незначительно и проявляется в образовании отдельных жилок и каемок кристаллического гиббсита [2].

Ожелезнение

Ожелезнение развивается в бокситах, выходящих на дневную поверхность в современных условиях. Очень часто естественные обнажения и куски боксита, пролежавшие на поверхности несколько лет, покрываются коркой бурого железняка, местами сохраняющего реликты бобовой структуры боксита. Кроме этого, на некоторых обнажениях боксита в восточной части Аркалыкского месторождения наблюдаются элювиальные россыпи мелких, хорошо окатанных черных галек диаметром 0,5—2 см. Изучение показывает, что эти гальки представляют собой бобовины боксита, в разной степени ожелезненные. Встречаются зональные бобовины, имеющие неизмененную центральную часть и черную периферическую зону. По-видимому, выходящий на поверхность боксит состоял из плотных бобовин и рыхлого цемента, который подвергся размыву.

Для определения минерального состава ожелезненных разностей применяли термогравиметрический анализ на дериватографе системы Ф. и И. Паулек и Л. Эрдэй. На термических кривых (рис. 5) этих образований наиболее ярко выражен эндотермический эффект при

370° С, характерный для гетита. В некоторых образцах отмечается суммарный эффект с максимумами 370 и 340° С, что свойственно смеси гетита с гиббситом. Асимметричный эндотермический пик при 570—590° С и соот-

Таблица 3. Химический состав ожелезненных бокситов

Компоненты	Образцы					
	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	5,76*	8,78	5,28	4,08	2,10	4,16
	119		169	90	62	83
TiO ₂	2,38	0,75	Следы	Следы	0,60	Следы
	50				18	
Al ₂ O ₃	40,95	11,0	6,07	4,39	4,40	5,77
	847		195	97	129	116
Fe ₂ O ₃	25,88	69,42	74,63	77,25	77,75	72,92
	536		2396	1714	2286	1466
FeO	0,71	0,86	Не обн.	0,87	0,86	0,28
	14			19	25	5
CaO	Не опр.	Не опр.	0,04	0,04	Не опр.	0,51
CO ₂	»	»	0,08	0,04	»	0,36
П.п.п.	24,08	8,21	13,44	12,77	13,73	14,87
	498		431	283	404	299
Сумма	99,76	99,02	99,46	99,40	99,44	98,51

Примечание. Образцы: 18 — боксит бобовый, неизмененный; 19 — элювиальные зональные бобовины, ожелезненные по периферии; 20 — элювиальные бобовины, полностью ожелезненные; 21 — боксит черный, полностью ожелезненный с реликтами бобовой структуры; 22—23 — корка бурого железняка на боксите: 22 — массивная, 23 — ячеистая.

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

ветствующие ему потери низкотемпературной воды свидетельствуют о присутствии галлуазита.

По данным химического анализа (табл. 3), ожелезненные бокситы отличаются низким содержанием Al₂O₃ и почти полным отсутствием TiO₂. Изменение содержания компонентов, вычисленное методом абсолютных

масс, показывает, что в процессе ожелезнения боксита выносится 35—50 TiO_2 и 700—750 мг/см³ Al_2O_3 , что составляет от 70 до 100% TiO_2 и 80—90 Al_2O_3 от исходного содержания. Мобилизация железа происходит за счет перераспределения вещества внутри бокситовой залежи. На этих же обнажениях в участках, покрытых растительностью, отмечено обеление бокситов, свидетельствующее о локальной миграции железа. Описанные явления происходят в современной степной зоне с резко континентальным климатом: сухим жарким коротким летом и продолжительной холодной с сильными метелями зимой. Растительность здесь скучная, что связано с малым среднегодовым количеством атмосферных осадков (около 200 мм).

Причины постдиагенетических изменений

Из всех описанных явлений наиболее значительные по масштабам и влиянию на качество руды — ресиликация. Бокситы на Аркалыкском месторождении в большинстве случаев несогласно перекрываются толщей пестроцветных глин, содержащих обломки переотложенного боксита от 0,5 до 5 м в поперечнике.

Ф. Г. Пасова [3] установила в составе пестроцветных глин каолинит, небольшую примесь песчаного материала и включения кремнисто-железистых бобовин. Наблюдают, что светлые участки этих глин образовались в результате обесцвечивания породы после ее отложения. В табл. 4 приведены результаты химического анализа светлых участков пестроцветных глин, выше и ниже обломка переотложенного боксита. Основная масса глин имеет каолинит-галлуазитовый состав со средним показателем светопреломления 1,549—1,556. В породе содержится примесь терригенных зерен кварца (до 30%) и небольшое количество гидрослюд.

Обломок переотложенного боксита, имеющий красно-бурый цвет и бобовую структуру, пересекается сетью светлых прожилков, которые продолжаются из пестроцветных глин. Из светлых и красных участков этого

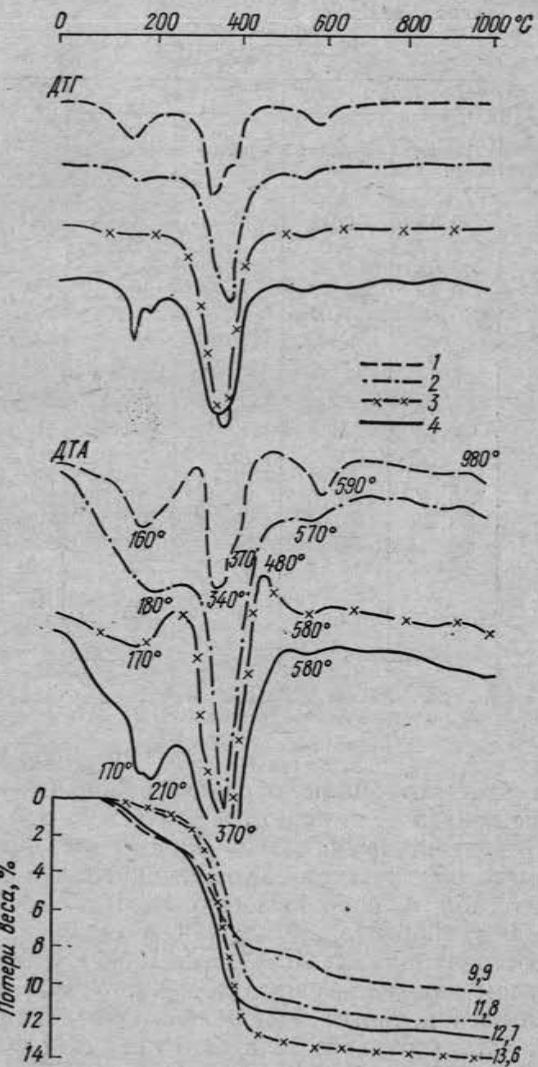


Рис. 5. Дериватограммы ожелезненных бокситов:
1, 2 — элювиальные гальки боксита; 3, 4 — корка бурого железняка на боксите

Таблица 4. Химический и минеральный состав пестроцветных глин и содержащихся в них обломков боксита, вес. %

Компоненты	Образцы					
	25		26		24	27
	Цемент	Бобовины	Цемент	Бобовины		
SiO ₂	29,46	6,18	27,84	3,82	44,10	57,72
TiO ₂	2,52	4,00	1,83	2,29	2,09	3,50
Al ₂ O ₃	43,95	53,91	39,52	38,95	35,11	25,90
Fe ₂ O ₃	0,63	3,67	9,30	31,61	0,96	0,63
FeO	0,86	1,01	0,79	1,01	0,93	0,86
CaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07	0,20
MgO	0,20	»	0,16	»	0,40	0,12
Na ₂ O	0,14	0,06	0,27	0,12	0,33	0,21
K ₂ O	0,13	Не опр.	0,09	Не опр.	0,32	0,24
CO ₂	0,13	»	Не опр.	»	Не обн.	Не опр.
SO ₃	0,07	0,01	0,12	0,09	0,06	—
П.п.п.	20,67	30,09	19,94	22,75	14,76	9,98
Сумма	98,56	98,92	99,74	100,55	99,07	99,36
Гиббсит	29	74	24	54	—	—
Каолинит и галлуазит	66	14	63	8	91	65
Гематит и гетит	—	4	10	35	—	—
Кварц	—	—	—	—	3	28

Примечание. Образцы: 25 — обесцвеченный ресилицированный боксит; 26 — красно-бурый ресилицированный боксит; 24, 27 — пестроцветная глина.

боксита были отобраны образцы бобовин и цемента. Изучение показало, что светлые участки боксита образовались в результате обесцвечивания, а весь боксит подвергся метасоматическому замещению галлуазитом. Как видно из табл. 4, бобовины сохранили в своем составе свыше 50% гиббсита, тогда как в цементе основную массу составляет галлуазит (свыше 60%).

В целом изменение переотложенного боксита аналогично вышеописанным изменениям, происходившим в верхних частях рудного тела. Это дает основание полагать, что процесс ресиликации на Аркалыкском месторождении произошел после отложения перекрывающих боксит пестроцветных глин. Эти породы явились и источником кремнезема для грунтовых вод, циркулировав-

ших в бокситах и пестроцветных глинах. Обогащенные кремнеземом растворы воздействовали на боксит, проникаясь по трещинам и порам. Такой характер путей проникновения кремнекислых растворов в боксит обусловил замещение его галлуазитом, для которого в большинстве случаев [7] характерно образование в зоне нарушений и трещиноватости, т. е. в участках, наиболее облегченных для циркуляции нисходящих вод при быстром течении процессов выветривания. При этом реакция растворов не имеет существенного значения для генезиса галлуазитов.

Образование зоны вторичного обогащения глиноземом не связано с привносом алюминия, а является результатом его перераспределения за счет воздействия на боксит кремнекислых растворов. Поскольку замещение боксита глинистыми минералами происходит с сохранением объема исходной породы, можно полагать, что избыточный глинозем из зоны ресиликации мигрирует в более нижние части залежей, образуя там выделения вторичного кристаллического гиббсита в виде гнезд, жилок и замещений терригенных зерен кварца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бенеславский С. И. Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 178—194.
2. Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 195—209.
3. Пасова Ф. Г. Химико-минералогическая характеристика бокситов и вмещающих пород Амангельдинского месторождения. — Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, вып. 2, 1959, с. 36—69.
4. Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы казахстанских и западносибирских бокситов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 95. М., 1963, 110 с.
5. Сульман А. М. Роль диагенеза при формировании бобовых бокситов Тургайской равнины. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 2, с. 53—61.
6. Сульман А. М. Эпигенетическая зональность мезокайнозойских бокситов Тургайской равнины. Материалы II науч. конфер. молодых ученых (геология). Уфа, Изд-во Башкирского филиала АН СССР, 1971, с. 92—93.
7. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С. и др. О природе и генезисе галлуазитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 5, с. 3—20.

Е. С. Гуткин, Т. И. Добровольская,
З. Д. Сапронова

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ БОКСИТОВ ГОРНОГО КРЫМА

Не так давно в горном Крыму были обнаружены геосинклинальные бокситы мезозойского возраста [1, 2]. Эта находка привлекает к себе внимание прежде всего потому, что территория Крымского полуострова примыкает к Средиземноморскому бокситовому поясу и входит в состав Альпийской складчатой зоны, где известны многочисленные бокситовые месторождения и рудопроявления.

Характеристика пород почвы и кровли бокситов, строение рудных тел

Бокситопроявление Крыма в районе гор Басман-Кермен приурочено к карбонатным породам юрского возраста (рис. 1). Непосредственно в почве рудного тела залегают массивные рифогенные светло-серые известняки оксфорда. Ниже светло-серых известняков, на описании осадочные породы: серые и зеленовато-серые песчаники, туфопесчаники, лито- и кристаллокластические туфы.

Мощность светло-серых рифогенных известняков почвы рудного тела изменяется от 40 на северо-западе до 100 м на юго-востоке, что можно наблюдать в естественном обнажении в обрывах массива Басман-Кермен с северо-востока. Известняки массивные, толстослоистые, участками брекчированные. В структурном плане приурочены к южному склону Качинского антиклинального поднятия. К югу светло-серые рифогенные известняки фациально сменяются глинистыми известняками.

Известняки оксфорда простираются в субмеридиональном направлении и падают на северо-запад под углом 20—25°. Структура известняков мелко- и средне-

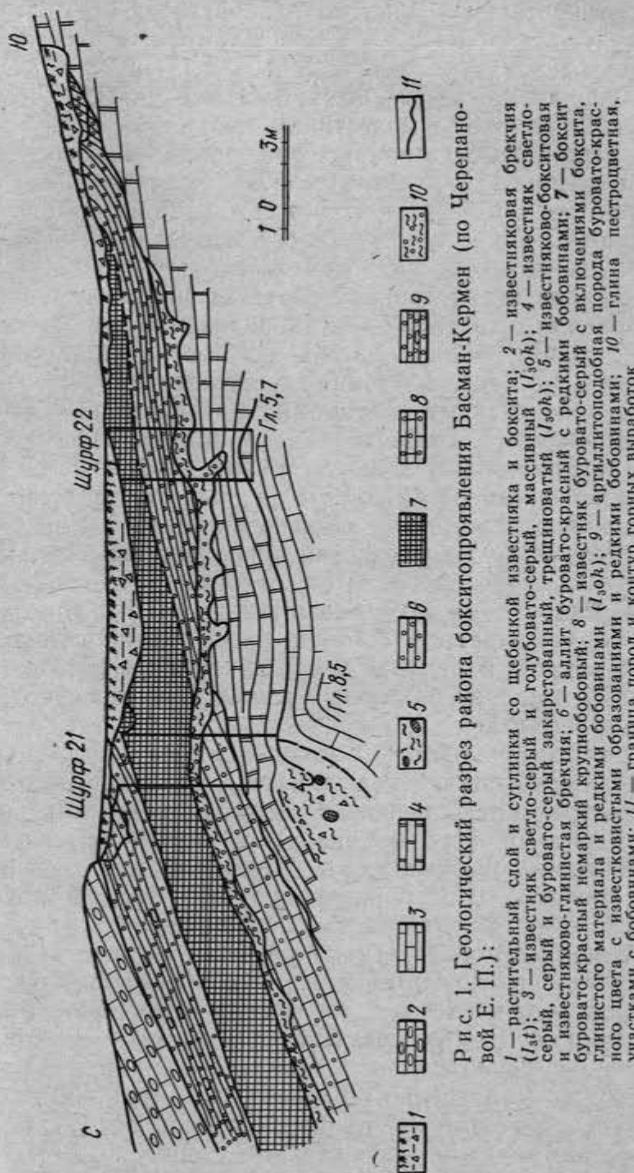


Рис. 1. Геологический разрез района бокситопроявления Басман-Кермен (по Черепановой Е. П.):

1 — растительный слой и суглинки со щебнем известника и боксита; 2 — известковая брекция ($I_{4,5}$); 3 — известник светло-серый и голубовато-серый; 4 — известниковый, трещиноватый, красновато-серый и известниково-глинистая брекция; 5 — известниково-красный с редкими бобовинами; 6 — боксит буровато-красный; 7 — аллит буровато-красный; 8 — известник крупнокомковатый ($I_{3,0}$); 9 — известник буровато-серый с включениями боксита, глинистого материала и редкими бобовинами ($I_{3,0}$); 10 — артиллитоподобная порода буровато-красного цвета с известковистыми образованиями и редкими бобовинами; 11 — граница пород и контур горных выработок участками с бобовинами; // — граница пород и контур горных выработок

кристаллическая. В химическом отношении они отличаются относительной чистотой, нерастворимый остаток составляет всего 0,5—2,3%. Содержание основных компонентов следующее, вес. %: SiO_2 — 1,74—0,22; Al_2O_3 — 1,03—0,09; CaO — 54,82—40,41; TiO_2 — 0,12—0,0; Fe_2O_3 — 0,38—0,09. Сложенены известняки кальцитом с незначительной примесью глинистых минералов. В непосредственной близости от рудного тела наблюдается интенсивная пиритизация известняков, а там, где они выходят на поверхность, пирит почти полностью окислен и замещен гетитом, гематитом и гидрогематитом.

В составе нерастворимого остатка песчано-алевритовой фракции известняков установлены кварц, полевые шпаты, гранат, циркон, пирит. Глинистая часть нерастворимого остатка, изученная рентгеновским, термическим и оптическими методами, представлена смесью монтмориллонита, гидрослюд и каолинита. Известняки, подстилающие бокситы, закарстованы и образуют в своей верхней части на границе с рудным телом ложбину, осложненную карстовыми воронками. Рельеф этой ложбины, являющийся предрудной поверхностью для последующего накопления бокситов, относительно слабо расчленен. Разница между положительными и отрицательными формами рельефа обычно не выходит за пределы первых метров. В верхней части известняки сильно трещиноваты, трещины заполнены глинистым, частично боксовым веществом.

На рудопроявлениях Басман-Кермен продуктивная толща, включающая бокситы и сопутствующие им породы, перекрывается верхнетитонскими известняковыми конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками. Переход одних разновидностей пород в другие здесь постепенный. Рудное тело бокситопроявления Басман-Кермен располагается на неровной закарстованной поверхности светло-серых известняков оксфорда. В состав продуктивной толщи, достигающей мощности более 40 м, входят кремнистые бокситы, аллиты, сиаллиты, известняково-бокситовые и известняково-глинистые брекции (рис. 2). Собственно бокситы и аллиты занимают в продуктивной толще подчиненный объем, образуя пластообразные залежи максимальной мощности до 4,5 м. На контакте с рудным телом в известняках почвы на-

блудается зона выветривания мощностью 15—30 см. Эта зона представляет собой интенсивно выщелоченный известняк серовато-буровой окраски с дендритами окислов марганца и железа. В шурфе 22, ниже рудного тела,

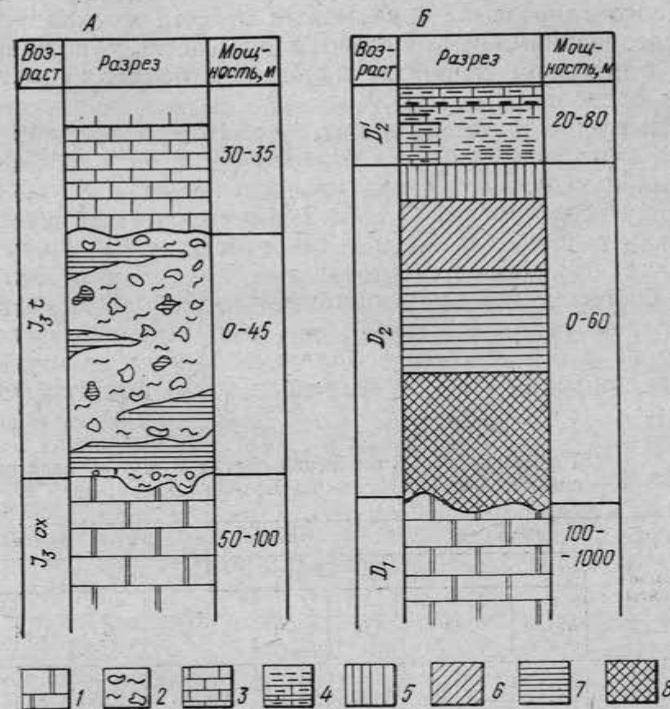


Рис. 2. Схема строения рудного тела в Крыму (А) и на Северном Урале (Б):

1 — известняки светло-серые, иногда серые; 2 — известняково-бокситовая и известняково-глинистая брекчия; 3 — известняки серые; 4 — известняки темно-серые и известняково-глинистые сланцы; 5 — бокситы зеленовато-серые (пестроцветные); 6 — бокситы красные яшмовидные; 7 — бокситы красные и буровато-красные немаркные бобовые; 8 — бокситы красные маркые

наблюдаются карстовая полость шириной 0,3—1,0 м, сужающаяся книзу и заполненная известняково-глинистой брекчией. Содержание главных компонентов в брекчии следующее, вес. %: SiO_2 — 11,96; Al_2O_3 — 11,36; Fe_2O_3 — 13,0; CaO — 32,20.

На известняках оксфорда залегает маломощный (40—60 см) прослой буроватой и желтовато-зеленой аргиллитоподобной глины, среди которой встречаются бурые рыхлые бобовины. Химическим анализом в этой глине устанавливается незначительное содержание свободного глинозема, и ее можно отнести к сиаллитам. Исследованиями установлено, что в состав породы входит в основном галлуазит с примесью бемита и диаспира в пределах 1,5—8%.

Выше сиаллитов залегают буровато-красные, красновато-коричневые бобовые бокситы. Количество бобовин в них изменяется в широких пределах от 5 до 80% к объему всей породы. К собственно бокситам, имеющим кремниевый модуль 2,1 и выше, относится только центральная часть залежи мощностью 2,0—2,5 м. В бокситах бобовины всегда преобладают над цементом, а при обратном соотношении бобовин и цемента мы имеем дело не с бокситом, а с аллитом. Аллиты пользуются более широким распространением, чем бокситы. Они

Таблица 1. Химический состав бокситов, аллитов и сиаллитовrudопроявления Басман-Кермен, вес. %

Компоненты	Бокситы		Аллиты			Сиаллиты	
	Номера проб						1
	65/16	2/3	3/3	22/1	3/1	5	
SiO ₂	14,68	17,58	21,46	22,01	28,26	39,50	36,45
TiO ₂	1,72	2,0	1,72	1,83	1,76	0,85	1,01
Al ₂ O ₃	44,98	46,15	45,44	44,98	39,05	34,16	31,78
Fe ₂ O ₃	22,75	20,0	18,50	14,64	17,50	7,48	13,75
FeO	1,08	Не опр.	1,26	1,05	1,14	1,15	Не опр.
MnO	1,01	Следы	Следы	0,00	Следы	Следы	0,31
CaO	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,62	0,44
MgO	0,65	0,00	0,00	0,81	0,00	0,56	0,24
Na ₂ O	0,41	0,16	0,13	0,13	0,18	3,21	0,24
K ₂ O	0,22	0,41	0,38	0,62	0,38	3,18	0,05
P ₂ O ₅	0,04	0,00	Следы	Следы	Не опр.	0,64	0,37
SO ₃	0,00	Не опр.	0,00	0,09	»	15,20	15,24
П.п.п.	13,48	12,92	11,66	13,36	11,52	100,53	99,17
Сумма	100,10	99,22	100,15	100,03	100,07		

вскрыты не только шурфами и канавами, но и отдельными буровыми скважинами, где их мощность невелика (0,3—1,20 м). Химический состав бокситов и бокситоидных пород приведен в табл. 1.

Бокситы перекрываются известняково-бокситовой и известняково-глинистой брекчияй. Брекчики представлены обломками (0,1—12,0 см) серого, темно-серого и черного известняка, сцементированными бокситовым или карбонатно-глинистым ожелезненным веществом. Среди брекчий встречаются небольшие линзы бокситов мощностью 0,5—1,5 м. Общая мощность брекчий изменяется от 0 до 45 м. Иногда брекчики ложатся непосредственно на оксфордские известняки почвы рудной залежи. Соотношение обломков и цемента разное, чаще обломки известняка преобладают над цементом. Цемент красновато-бурый и буровато-коричневый, иногда бобовый. Бобовины крупные (5—7 мм), зонального строения. Иногда встречаются обломки бобовин. Нерастворимый остаток известняковых брекчий имеет следующий химический состав, вес. %: SiO₂ — 45,92; Al₂O₃ — 21,59; TiO₂ — 0,54; Fe₂O₃ — 8,00; п. п. — 15,54. Состав глинистого цемента брекчий полиминеральный. В непосредственной близости к рудному телу глины каолинит-галлуазитовые с примесью монтмориллонита. В брекчиях, удаленных от рудного тела, глина имеет преимущественно гидрослюдистый состав.

В южной части района (скв. 11, 12) вскрыты известняковые брекчики, в которых наблюдаются бобовины, выполненные пиритом. В основании слоя брекчии также интенсивно пиритизированы, в них встречаются черные бобовины, где пирит сцементирован каолинитом.

Таким образом, продуктивная бокситоносная толща в Крыму может быть в общей схеме представлена в разрезе из трех частей. Нижняя часть, развитая неповсеместно и имеющая мощность обычно менее 1 м, сложена известняково-бокситовыми и известняково-глинистыми брекчиями. Средняя часть, состоящая из бокситов, аллитов и сиаллитов общей мощностью несколько метров, и верхняя, представленная также брекчиями с маломощными прослойями бокситов и бокситоидных пород. Мощность верхней части продуктивной толщи достигает нескольких десятков метров.

Текстурно-структурные особенности, вещественный состав бокситов и бокситовидных пород

По текстурным особенностям крымские бокситы представляют собой красновато-коричневые немаркие плотные руды бобового строения. Соотношение бобовин и цемента разное, иногда преобладают бобовины, в другом случае цемент (рис. 3). Размер бобовин от 2 до 7 мм в диаметре, чаще 3—4 мм. Бобовая структура наиболее распространенная. Реже встречаются микроагрегатная и пелитоморфная структуры.

Под микроскопом бобовины проявляют концентрическое, реже однородное строение. Количество концентров обычно невелико, 2—3. Обусловлены они чередованием различных минералов либо разной степенью окисления вещества. Через многие бобовины проходят характерные трещины усыхания (рис. 4). Можно выделить три разновидности бобовин: а) концентрически-

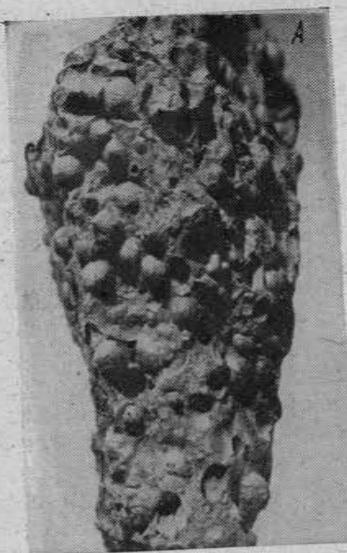


Рис. 3. Боксит с преобладанием бобовин над цементом (A) и цемента над бобовинами (Б). Натуральная величина



Рис. 4. Трещины усыхания в бобовом боксите (шлиф, увеличение 5, николи параллельны)

зональные; б) однородные по цвету и составу; в) регенерированные.

Центральная часть наиболее распространенных зональных бобовин чаще всего имеет красновато-желтый и голубовато-серый цвет и выполнена тонкокристаллическими, таблитчатыми агрегатами бемита с низким двупреломлением и показателем светопреломления от 1,639 до 1,660. Оточка бобовин (1—2 мм) состоит из гематита и гидроокислов железа. Встречаются бобовины, где центральная часть выполнена сростками гематита и магнетита, а среди этой непрозрачной массы наблюдаются мельчайшие гнезда с бемитом. Количество бемитовых гнезд увеличивается от центра, где на их долю падает до 25% площади, к периферии бобовин, где их становится до 50—60%.

В бокситах и аллитах нередко наблюдаются обломки бобовин. Форма обломков овальная, овально-угловатая и угловатая, т. е. они имеют разную степень окатанно-

сти. Состав и структура обломков бобовин аналогичны ненарушенным бобовинам. Контакт между бобовинами и цементом чаще всего резкий, иногда бобовины с периферии оторочены тонкой каймой, состоящей из тонко-дисперсных сростков глиноземных минералов, окислов и гидроокислов железа. Встречаются бобовины, вокруг которых цементирующая масса обесцвечена за счет пере распределения соединений железа.

Цемент бокситов и аллитов нередко представлен однородной пелитоморфной массой преимущественно галлуазитового состава. Под микроскопом галлуазит скрытокристаллический с показателем светопреломления от 1,542 до 1,548. Среди галлуазитовой основной массы наблюдаются отдельные игольчатые и червеобразные агрегаты ясноанизотропного каолинита.

Таблица 2. Химический и минеральный состав бобовин и цемента крымских бокситов, вес. %

Главнейшие компоненты и минералы	Бобовины				Цемент		
	Номера проб						
	01	02	03	04	01	02	03
SiO ₂	17,58	13,51	7,34	5,44	30,56	26,12	40,04
TiO ₂	2,00	1,40	1,90	2,18	1,19	1,54	1,38
Al ₂ O ₃	46,15	48,40	50,15	58,93	27,81	43,31	38,86
Fe ₂ O ₃	20,0	16,89	24,93	21,0	9,50	14,0	3,60
FeO	Следы	0,01	0,00	0,26	0,02	0,0	0,00
CaO	0,00	2,90	0,60	1,80	9,60	1,40	0,50
П.п.п.	12,92	15,87	13,75	11,98	20,00	12,20	13,08
Сумма	98,65	98,98	100,02	101,59	98,68	98,57	97,46
Галлуазит, каолинит	38	28	16	12	65	55	86
Бемит, диаспор	37	40	52	60	5	23	6
Окислы железа и титана	22	20	30	23	10	15	5
Карбонаты	—	7	—	3	20	3	—

Химический и минералогический состав раздельно бобовин и цемента бокситов приведен в табл. 2. Обращает на себя внимание тот факт, что бобовины по свое-

му химическому составу соответствуют бокситам, в то время как цемент является разубоживающей частью и соответствует по составу аллитам и сиаллитам. Исходя из этого уже по соотношению бобовин и цемента можно определить качественный боксит или бокситовидную породу.

Минералогию бокситов изучали в шлифах, в иммерсионных препаратах под микроскопом, термическим, химическим, рентгеновским анализами проб, а также при помощи электронной микроскопии и инфракрасной спектроскопии. Для удаления окислов железа и последующего изучения пробы бокситов дробили, кипятили в 20%-ной HCl и подвергали разделению по удельному весу от 2,25 до 3,2.

Фракции бокситов плотностью 2,5 представлены галлуазитом, каолинитом и полевыми шпатами. Преобладающий минерал фракции — галлуазит. Во фракции плотностью 2,5—2,7 кроме галлуазита и каолинита в незначительном количестве присутствует бемит, а во фракциях 2,7—2,9 и 2,9—3,0 бемит — преобладающий минерал. Фракции плотностью 3,0—3,1 и 3,1—3,2 представлены в основном сростками бемита и диаспора.

Термограммы бокситов (рис. 5) показывают смесь моногидратов глинозема (эндотермический эффект при температуре 550—570°C), галлуазита (эндоэффекты при температуре 100—120, 500—600°C, экзоэффект при температуре 990—1060°C), каолинита (те же эффекты, но без низкотемпературной эндотермической остановки). В некоторых пробах, кроме того, присутствуют гидроокислы железа, гидрослюды и кальцит.

На приборе ИКС-14 были записаны инфракрасные (ИК) спектры нескольких предварительно обогащенных бокситовых фракций. Установлено, что фракции плотностью 2,9—3,0 бемитовые (основные полосы поглощения в ИК-спектрах в области 3080, 3980, 1050 см⁻¹), а во фракции плотностью 2,7—2,9 кроме бемита имеется примесь водного алюмосиликата, вероятно, галлуазита (полосы поглощения 1000 и 3560 см⁻¹).

Набор минералов в бобовинах и цементе примерно одинаковый, только их соотношение разное. В бобовинах содержание бемита и диаспора достигает 60—65%, а в цементе снижается до 10—25%. Каолинита и галлуазита в бобовинах до 10—15%, а в цементе их количество до-

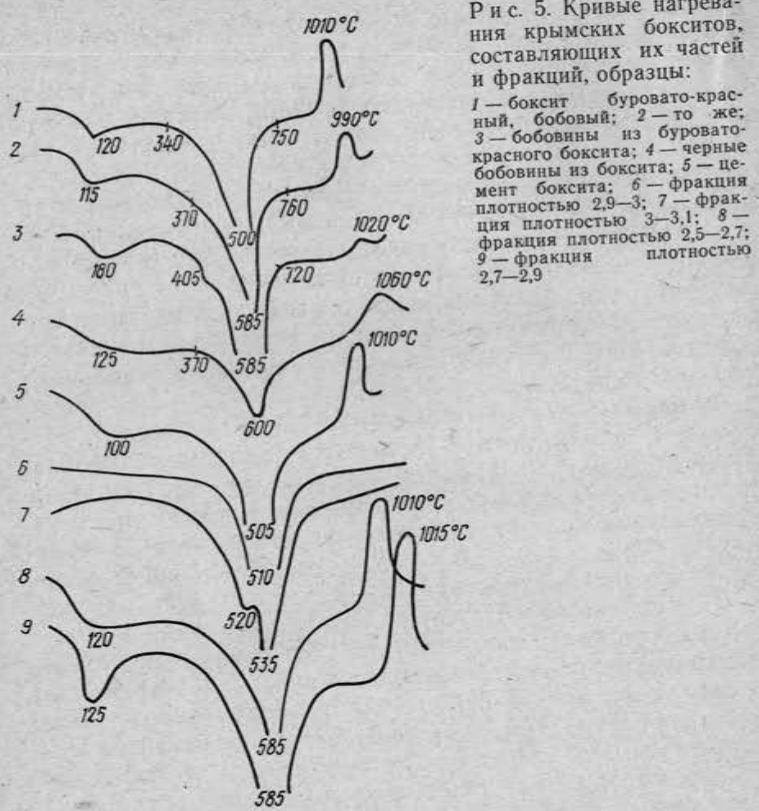


Рис. 5. Кривые нагревания крымских бокситов, составляющих их частей и фракций, образцы:

1 — боксит буровато-красный, бобовый; 2 — то же; 3 — бобовины из буровато-красного боксита; 4 — черные бобовины из боксита; 5 — цемент боксита; 6 — фракция плотностью 2,9—3; 7 — фракция плотностью 3—3,1; 8 — фракция плотностью 2,5—2,7; 9 — фракция плотностью 2,7—2,9

стигает 30—55%. Аллиты и сиаллиты имеют тот же минеральный состав, что и бокситы, но за счет резкого преобладания в них каолинита и галлуазита (50—90%) содержание свободного глинозема оказывается незначительным. Кроме главнейших породообразующих минералов (бемит, диаспор, галлуазит, каолинит и гидроокислы железа) в крымских бокситах в качестве примеси обнаружены пирит, гематит, магнетит, ильменит, рутил, циркон и некоторые другие минералы. Из карбонатов встречается кальцит, содержание которого разное, чаще незначительное. В процентном соотношении минеральный состав бокситов следующий: диаспор, бемит 28—40, галлуазит, каолинит 23—38, гидроокислы железа

20—24, гематит 2—4, кальцит 0—8, титановые минералы 0,5—3, минералы-примеси 0,5—1%.

Наиболее распространенный глиноземный минерал — бемит. Он широко представлен в бобовинах и частично

Таблица 3. Химический состав фракций, обогащенных бемитом и диаспором, вес. %

Фракции плотностью	Преобладающий минерал	Компоненты					Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	П.п.п.	
2,8—3,0	Бемит	5,11	74,3	2,20	2,05	16,20	99,88
3,0—3,1	»	5,88	76,83	3,40	1,88	12,30	100,29
2,9—3,0	»	10,42	71,50	0,65	1,55	16,00	100,12
3,0—3,1	»	4,36	73,95	2,39	1,69	17,50	99,78
3,1—3,2	Диаспор	3,31	72,89	5,90	2,90	15,50	100,50
3,1	»	3,44	76,60	4,54	1,50	15,0	100,18

слагает основную массу. В составе основной массы бемит имеет скрытокристаллическую структуру, а в бобовинах проявляет слабую анизотропию. Центрифужным анализом установлено, что этот минерал входит преимущественно в состав фракции плотностью 2,8—3,0 и в меньшем количестве во фракции 3,0—3,1. При рентгеновском анализе фракций на бемит указывают интенсивные линии с межплоскостным расстоянием: 6,22; 3,147; 2,334; 1,845; 1,756; 1,520 Å и др. Химический состав бемитовых фракций приведен в табл. 3. Присутствие кремнезема обусловлено примесью каолинита и галлуазита, а окись железа входит главным образом в состав гематита.

Диаспор встречается в меньшем количестве, чем бемит, и почти всегда оба минерала образуют тонкоагрегированную смесь со слабой анизотропией, причем, чем больше бемита, тем слабее реагирует эта смесь на поляризованный свет и тем ниже показатель светопреломления. Галлуазит в тесном срастании с каолинитом — преобладающий минерал основной массы и играет подчиненную роль в бобовинах. Он скрытокристаллический, совершенно не реагирует на поляризованный свет и почти всегда интенсивно ожелезнен. Каолинит образует

тонкодисперсные и чешуйчатые (червеобразные) агрегаты в основной массе и по трещинам в бобовинах. Оба эти минерала входят в основном во фракции плотностью от 2,5 до 2,8. На снимках под электронным микроскопом галлуазит показывает характерную для него игольчатую форму кристаллов, а каолинит образует близкие к шестиугольной форме псевдогексагональные пластинки



Рис. 6. Форма кристаллов бимита (Б) и галлуазита (Г) под электронным микроскопом. Увеличение 18000

с четкими ограничениями (рис. 6). Рентгенограммы легких фракций подтверждают смесь галлуазита и каолинита: $d = 7,7; 4,9; 4,4; 4,2; 3,58; 2,83; 2,56; 2,50; 2,36; 2,17; 1,992; 1,788; 1,692; 1,643; 1,545; 1,488 \text{ \AA}$ и др.

Из минералов окиси железа в крымских бокситах наиболее распространены гематит, меньше гидрогематит, гетит и гидрогетит. Они пропитывают основную массу бокситов, иногда резко преобладают в составе бобовин (до 66,25% Fe_2O_3) или сосредоточены в отдельных их концентрах. Присутствие указанных минералов окиси железа доказывается набором соответствующих линий на рентгенограммах. Для гематита это линии: 2,71; 2,52; 1,669; 1,490 \AA , для гетита — 2,71; 2,45; 2,27; 2,21; 1,455 \AA и др.

Таблица 4. Химический и минеральный состав бокситов, аллитов и генетически связанных с ними пород

№ проб	Анализируемый материал	Главнейшие минералы, %	Главнейшие окислы, %				Элементы, г/т				
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Sc	Ge	Nb	Be	V
3/3	Боксит красный, бобовый	Аломосилкаты (45), бимит (30), гематит, гетит (20)	21,46	1,72	45,44	18,50	47	2,6	17,5	6,8	112
2/3	То же	Аломосилкаты (40), бимит (35), гематит, гетит (25)	17,58	2,0	46,15	20,0	46	2,6	17,5	6,8	112
1221	То же	Аломосилкаты (25), бимит (45), гематит, гетит (20)	11,38	2,12	54,24	18,40	62	3,4	14,0	6,5	112
4	Боксит белый и розовый	Аломосилкаты (50), бимит, диаспор (45)	23,02	2,68	54,62	1,95	38	1,8	31,5	3,9	112
1В	Аллит красновато-бурый, бобовый	Аломосилкаты (65), минералы железа (20), бимит (10)	30,71	1,65	35,81	15,34	37	2,2	17,5	5,6	84
1232	То же	Аломосилкаты (50), минералы железа (35), бимит (10)	23,48	2,15	24,33	34,97	40	1,8	14,0	4,7	112
546/3	Сиаллит	Аломосилкаты (85), минералы железа и титана (10)	34,33	1,45	29,71	7,76	49	2,0	17,5	4,7	84

Продолжение табл. 4

№ проб	Анализируемый материал	Главнейшие минералы, %	Главнейшие окислы, %						Элементы, г/т		
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Sc	Ge	Nb	Be	V
1227	Сиаллит	Алюмосиликаты (85), кварц (5), минералы железа и титана (8)	38,29	1,55	35,83	6,30	26	1,8	17,5	3,6	112
500/1	Аргиллит из Таври- ческой серии ($T_3 + I_1$)	Гидрослюдя кварц (30)	54,34	0,92	20,87	1,60	31	0,0	7	3,3	112
1230	То же	Гидрослюдя кварц (25), алюмо- силикаты (5)	53,66	1,00	22,68	5,80	47	0,0	7	2,9	112
504/11	Сланец ($T_3 + I_1$)	Кварц (50), гидро- слюда (40), минера- лы железа (7)	69,27	0,80	13,30	6,05	32	0,0	7	2,5	84
404/6	Туфосланец (I_2)	Гидрослюдя кварц (30)	55,70	0,26	18,86	2,90	30	1,8	3,5	0,7	84
546/29	Песчаник полимик- товый (I_2)	Карбонаты кварц (30), гидро- слюда (20)	40,90	0,65	10,01	0,93	23	1,7	7	2,9	168
546/21	Глина пестропят- ная (I_2)	Галлуазит, гидро- слюда (55), кварц (30)	51,20	0,77	19,17	2,16	35	2,3	14	4,3	140
546/23	То же	Галлуазит, гидро- слюда (50), кварц (30)	52,33	0,85	17,15	1,38	23	1,8	7	2,5	56
1223	Диабаз выветрелый (I_2)	Полевые шпаты, алюмосиликаты (75), кварц, минералы железа (10)	69,54	0,46	8,10	6,25	39	1,8	3	0,7	140
1234	Известняк почвы рудной залежи (I_{3ok})	Карбонаты (97)	0,38	0,00	0,30	0,20	0	1,8	3,5	0,7	28
1228	Известник песчани- кий кровли рудной залежи (I_{3f})	Карбонаты (65), алюмосиликаты (20), кварц (10)	29,44	0,40	7,97	2,34	10	1,8	3	0,7	28
1224	Известняковая брек- чия	Карбонаты (85), алюмосиликаты (7), кварц, минералы железа (5)	5,26	0,00	3,51	2,50	0	1,8	3	0,7	28
1226	Известняково-гли- нистая брекчия	Карбонаты (60), алюмосиликаты (25), минералы железа, кварц (10)	16,06	0,94	11,64	5,80	35	1,8	3,5	0,7	28

Таблица 5. Химический и минеральный состав бокситов, алита, бобовин, цемента и обесцвеченных фракций

№ проб	Анализируемый материал	Главнейшие минералы, %	Главнейшие окислы, %			Элементы, г/т					
			SiO ₂	TiO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Sc	Ge	Nb	Be	V
4Б	Бобовины боксита	Алюмосиликаты (18), бемит, диаспор (50), гематит (30)	8,48	2,62	43,52	32,40	65	3,8	28	10,0	112
1Л-Б	То же	Алюмосиликаты (13), бемит, диаспор (55), гематит (24)	6,18	2,30	53,58	24,31	65	3,6	10,5	13,0	112
1229	То же	Бемит, диаспор (60), алюмосиликаты (10), гематит, гетит (25)	5,18	2,12	55,73	23,05	62	0,0	17,5	11,0	112
3Б	Цемент боксита	Алюмосиликаты (55), бемит, диаспор (25), гематит (10)	25,59	1,40	44,38	11,55	43	2,0	14	6,5	84
1-Ю	Аллит белый, обесцвеченный в 20%-ной HCl	Галлуазит, каолинит (70), диаспор (25)	32,62	2,83	49,30	0,76	39	3,8	38,5	5,7	56
6-Ю	Боксит белый, обесцвеченный в 20%-ной HCl	Галлуазит, каолинит (50), диаспор (40)	23,18	1,87	51,62	1,64	25	2,2	21	4,3	28
1238—0	То же	Галлуазит, каолинит (50), диаспор (45)	21,76	1,72	56,03	1,60	38	0,0	3,5	5,8	28
1221—0	То же	Галлуазит, каолинит (40), бемит (55)	19,14	1,76	62,16	1,60	38	0,0	17,5	5,1	28
1229—0	Бобовины боксита в 20%-ной HCl	Бемит, диаспор (75), алюмосиликаты (15), окислы железа и титана (5)	6,30	2,05	72,36	2,69	35	0,0	24,5	7,8	56

Редкие элементы в бокситах и генетически связанных с ними породах

Содержание главнейших окислов, минералов и редких элементов в породах, генетически связанных с бокситами, приведено в табл. 4.

Скандий. Среднее его содержание в крымских бокситах составляет 52 г/т, в бобовинах из бокситов оно повышается до 64, а в аллитах и сиаллитах понижается до 38. В то же время бобовины отличаются от рядовых проб бокситов и бокситовидных пород более низким содержанием SiO₂, более высоким содержанием Al₂O₃ и, за редким исключением, окислов Fe и Ti.

По своим геохимическим свойствам Sc близок как к Fe, так и к Al. Большинство исследователей отдают предпочтение связи скандия в горных породах с Fe. Например, Г. Нейман [3], изучавший скандий в некоторых породах и минералах Норвегии, пришел к выводу, что изоморфизм скандия с железом доминирующий. Ф. Клиффорд [4] указывает, что ионный радиус скандия не 0,83 Å, как считал Гольдшмидт, а 0,73 и эта величина хорошо объясняет родство скандия с трехвалентным железом, имеющим ионный радиус 0,69 Å. В искусственных твердых растворах, как отмечает названный исследователь, скандий более активно замещает Fe³⁺, чем Al³⁺.

При изучении североуральских девонских бокситов было установлено, что скандий связан с минералами Al и Fe. Для выяснения геохимии скандия в крымских бокситах часть проб была обработана 20%-ным раствором HCl при кратковременном кипячении. При такой обработке проб почти все железо переводится в раствор и несколько снижается содержание соединений титана. Весовые содержания SiO₂ и Al₂O₃ в нерастворимом остатке проб увеличиваются, поскольку бемит, диаспор, галлуазит и каолинит растворяются в крайне незначительных количествах.

При почти полном удалении из бокситовых проб окислов и гидроокислов Fe большая часть скандия в них сохраняется (табл. 5). Из этого можно сделать вывод, что Sc в крымских бокситах связан с алюминием и железом, причем связь скандия с Al оказывается более предпочтительной. Алюминий в бокситах и бокситовид-

ных породах входит в состав глиноземных минералов (бемит и диаспор) и алюмосиликатов (каолинит и галлуазит). Анализы показывают, что уровень насыщения глиноземных минералов и алюмосиликатов скандием примерно одинаковый. В то же время известно, что при выветривании скандийсодержащих пород [5] и бокситов Sc из них выносится. Алюмосиликаты, образующиеся при выветривании североуральских бокситов, содержат в 3—4 раза меньше Sc, чем бокситы [6]. Тот факт, что каолинит и галлуазит в крымских бокситах насыщены Sc в равной мере с моногидратами глинозема, дает основание считать основную массу алюмосиликатов первичными, накопившимися не за счет силикации готовых бокситов, а в коре выветривания и при разложении подстилающих известняков. Часть алюмосиликатов, вероятно, образовалась и позднее, при гипергенезе бокситов. Они должны отличаться резко пониженным содержанием Sc и других редких элементов. В настоящее время мономинеральными фракциями таких алюмосиликатов мы не располагаем.

Между Sc и Al в бокситах отмечена прочная кристаллохимическая связь. Эта связь обусловлена прежде всего сорбционной способностью глиноземсодержащих частиц. Поскольку скандий, как выяснилось, активнее взаимодействует с Al, чем с Fe, то при прочих равных условиях количество Sc, связанного с Al, будет находиться в зависимости от размерности глиноземсодержащих частиц, т. е. с уменьшением размеров частиц и соответственным увеличением их сорбционной емкости будет возрастать количество связанного с алюминием скандия. В североуральских бокситах количество нерастворимого при обработке в кислотах (связанного с алюминием) скандия для разных типов руд разное, например, яшмовидные бокситы пелитоморфных, гелевых структур содержат 62—64% (от общего количества) нерастворимого скандия, а красные марки бокситы обломочных структур 25—31% [7]. В крымских бокситах и бобовинах из бокситов содержание нерастворимого скандия по отношению ко всему количеству, принятому за 100, достигает 54—83% (табл. 6). Из этого следует, что роль растворов при окончательном формировании крымских бокситов была большей, чем для североуральских.

Уровень концентрации скандия в вулканогенно-осад-

очных породах средней юры и Таврической серии довольно высокий и составляет 23—47 г/т. При расчете средних содержаний элемента кратность обогащения бокситов и бобовин из бокситов по отношению к исходным породам достигает примерно 2. В подстилающих известняках содержание скандия резко уменьшается, однако в известняково-глинистых брекчиях оно вновь возрастает, что дает основание предполагать достаточно высокий уровень содержания скандия в бескарбонатном

Таблица 6. Соотношение растворимого и нерастворимого скандия в бокситах и бобовинах

№ проб	Минералы железа	Fe ₂ O ₃ , %			Минералы алюминия	Al ₂ O ₃ , %	Sc не растворимый, в % к общему количеству, принятому за 100
			Sc растворимый, в % к общему количеству, принятому за 100				
1229	Гематит, гетит	30	44	Бемит, диаспор, алюмосиликаты	46	56	
1238	То же	20	17	Бемит, алюмосиликаты	46	83	
1221	»	18	39	То же	55	61	
6-Ю	»	17	46	»	45	54	
1-Ю	»	18	19	»	43	81	

веществе подстилающих известняков. Таким образом, полученные данные по содержанию скандия в триас-юрских осадочных и вулканогенно-осадочных породах не противоречат выводу о их генетической связи с бокситами.

Германий. По данным Вернера [8], изучившего 225 образцов пород и минералов, среднее содержание германия в изверженных породах составляет, г/т: 1,58, в гранитоидах — 2,0, ультраосновных породах — 3,0, основных — 3,9. Наиболее низкие содержания германия отмечены в известняках, доломитах и песчаниках, а наиболее высокие — в глинах, глинистых сланцах и углистых породах. Процесс обогащения германием, по мнению Вернера, идет совместно с обогащением пород железом и рубидием. Эл-Гинави и Гофман [9] указывают

на исключительную связь Ge с Fe. В осадочных железных рудах средней Европы, как указывают авторы, содержится 55 г/т Ge, а в гидротермальных — 65, причем по отдельным образцам концентрация элемента достигает 1000. На связь Ge с Fe указывает также Н. И. Розенкова [10], изучавшая германийсодержащие бурые железняки. Ею установлено, что Ge соосаждается с гидроокисями Fe за счет хемосорбционных сил, причем процесс соосаждения необратим вследствие прочной связи с носителем и вероятным образованием химических соединений типа германатов железа.

Средние содержания Ge составляют, г/т: в североуральских бокситах — 1,0—1,4, тихвинских — 2,5; салавирских — 2,0; мезозойских Среднего и Южного Урала — 2,0; в латеритах Западной Африки — 1,8; в югославских месторождениях Черногория и Косово Поле — 0,6; в греческих месторождениях Парнас и Стиллат и югославских месторождениях Обровате и Крушево — 1,8—2,4 [11]. Во всех перечисленных бокситах разных возраста и генетических групп фоновые содержания Ge мало отличаются между собой и близки к кларку. Крымские бокситы не являются в этом смысле исключением. Средние содержания Ge в них составляют 2,9 г/т, в бобовинах — 2,5, в аллитах и сиаллитах — 2,0. Содержания Ge не коррелируются с содержанием Al, Si, Fe и Ti. Насыщение германием всех главных компонентов в бокситах и бокситовидных породах примерно одинаковое. Аналогичная картина отмечается и для ранее изученных бокситов других районов и месторождений. В двух пробах крымских бокситов, обесцвеченных в кипящем растворе HCl, германий не обнаружен (табл. 5, пробы 1238—0; 1221—0). Отсюда может возникнуть предположение об исключительной связи Ge с Fe, перешедшим в раствор. На самом же деле в данном случае, вероятно, имело место образование тетрахлорида германия, который улетучивается при температуре 81°C. Проба аллита, например, была обработана при более низкой температуре и в нерастворимом остатке ее Ge сохранился (табл. 5, пробу 1-Ю).

Материалы исследования Ge в бокситах показывают, что этот элемент обязан своим присутствием процессам хемосорбции. На первой стадии процесса соосаждения Ge и Al происходит образование сложного золя, состоя-

щего как из германийсодержащих мицелл, так и мицелл, лишенных этого элемента. Как выяснено экспериментально, при соотношении Ge и Al в исходных растворах больше 2 сорбционная емкость ядер мицелл гидрата оксида алюминия недостаточна для связывания всего Ge, и избыток его остается в растворе.

На второй стадии процесса соосаждения происходит коагуляция золя с образованием геля, выпадающего в осадок и представляющего собой агрегат мицелл, сросшихся в виде пространственной сетки. В латеритных корах выветривания, где имеются чрезвычайно разбавленные растворы метагерманиевой кислоты, Ge будет сорбироваться на коллоидных частицах Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 и переходить вместе с ними в осадок при коагуляции. При переотложении бокситов возможно дополнительное извлечение Ge из природных вод взвешенными частицами при их транспортировке из кор выветривания и при бокситизации материала на поверхности известняков.

В породах, генетически связанных с бокситами горного Крыма, среднее содержание Ge находится примерно на кларковом уровне. В отдельных пробах этот элемент не обнаружен, а в других его концентрация превышает кларк в 1,5 раза. Действительно, при исследовании содержания Ge в бокситах разных районов и месторождений было установлено, что резко повышенные концентрации Ge возможны лишь в том случае, когда мы имеем дополнительный источник элемента за счет разрушения и привноса в бокситаккумулирующий бассейн германийсодержащих пород и руд. Такие случаи в природе наблюдаются крайне редко.

Источником Ge для осадочных пород служат эфузивы, образованные по ним метасоматиты, а также некоторые германийсодержащие сульфидные и железорудные месторождения [12]. Поскольку в этих источниках германий, как правило, не образует самостоятельных минералов, не происходит и накопления элемента в терригенных породах, в данном случае в триас-юрских аргиллитах, сланцах и песчаниках, генетически связанных с бокситами горного Крыма. В окислительных условиях выветривания горных пород двуокись германия в отличие от моноокиси обладает хорошей растворимостью в воде.

Таким образом, переход Ge в осадок будет осуществляться при смене окислительных условий на восстанов-

вительные. При низких температурах осадкообразования, когда не сказывается резкое различие в возгоняемости двухвалентных соединений германия и железа, в восстановительных условиях Ge сидерофилен. При термальной вулканической деятельности, когда градиент температуры становится очень высоким, а магматическая дифференциация практически отсутствует, значительная часть Ge переходит в возгоны, накапливаясь в термальных источниках [13].

Ниобий. Его геохимия в осадочных породах изучена слабо. По данным Паркера и Флейшера [14], наибольшие содержания Nb отмечаются в глубоководных осадках, марганцевых конкрециях и бокситах. В корах выветривания гранитоидов Центральных Кызылкумов и Зарабулакских гор содержания ниobia по сравнению с неизмененными породами уменьшаются. Среднее содержание Nb_2O_5 в палеозойских бокситах Северного Урала составляет 41 г/т, а в породах, генетически связанных с бокситами, — 10—15. При процессах диагенеза и выветривания североуральских бокситов наблюдается вынос элемента [6].

Среднее содержание Nb в буровато-красных бокситах горного Крыма составляет 16 г/т, примерно такой же уровень концентрации элемента сохраняется в аллитах и сиаллитах, и несколько повышенная концентрация отмечается в бобовинах из бокситов (19 г/т). Из анализа имевшихся в нашем распоряжении материалов можно сделать вывод, что ниобий не отдает предпочтения какому-нибудь из породообразующих минералов в бокситах, хотя для каждого из образцов, где преобладает тот или другой минерал, уровень концентрации элемента меняется довольно резко. Лабораторные исследования обесцвеченных фракций бокситов и аллитов также показали, что Nb не тяготеет к какому-нибудь одному из главных химических компонентов бокситов и бокситовидных пород. Представляется наиболее вероятным, что примерно одинаковое насыщение разных минералов ниобием обусловлено тем, что все они в данном случае формировались в коре выветривания материнских пород, вместе переносились и испытывали одинаковое воздействие наложенных процессов. При глубокой дифференциации бокситового вещества, когда за счет выноса одних компонентов и привноса других формируются новообразо-

вания, мы вправе ожидать и резко различный уровень насыщения Nb разных по времени и условиям образования минералов.

Триас-юрский туфогенно-осадочный комплекс пород, генетически связанный с бокситами, содержит примерно в 2,2 раза меньше Nb, чем бокситы. Содержание элемента в аргиллитах, сланцах и песчаниках составляет 7 г/т, а в диабазе и туфосланце оно понижается до 3—3,5 г/т (табл. 2).

Бериллий. Среднее его содержание в бокситах горного Крыма составляет 6,7 г/т, в бобовинах из бокситов оно повышается до 11, а в аллитах и сиаллитах падает до 4,7. Для сравнения укажем, что среднее содержание элемента, г/т: в бокситах Североуральского бассейна 5,8; Карпинского бассейна — 4,4; Ивдельского — 3,9; Салайирского кряжа — 2,6; Южной Ферганы — 4,5. Как видим, крымские бокситы отличаются повышенным содержанием Be. Этот элемент концентрируется главным образом глиноземными минералами и алюмосиликатами, причем с первыми он вступает в связь более охотно, чем со вторыми. По этой причине аллиты и сиаллиты менее обогащены Be, чем бокситы.

Что касается окислов и гидроокислов железа, то их удаление из породы приводит к уменьшению общего содержания Be. Это дает основание считать, что Be в крымских бокситах так или иначе связан с минералами Fe, хотя в данном случае не представляется возможным точно установить, является ли эта связь кристаллохимической или только парагенетической. Известно, что многие исследователи связывают обогащение осадочных пород бериллием за счет органического вещества [15]. Действительно, фракции североуральских бокситов, обогащенные органикой, показывают резко повышенные концентрации элемента. Для крымских бокситов мы подобными фракциями не располагали, и вопрос о связи бериллия с органическим веществом этих бокситов остался нерешенным.

Исследования бокситов разных районов показали, что при формировании руд Be концентрируется минералами глинозема и алюмосиликатами, при диагенезе происходит обогащение бокситов Be, при метаморфизме и силикационном гипергенезе — вынос элемента, а при сернокислотном — обогащение. Вероятно, указанная схема

поведения Ве сохраняется и для крымских бокситов. Она требует проверки на большом фактическом материале. Если крымские бокситы не являются исключением из общей схемы, то повышенная концентрация в них Ве может быть истолкована за счет относительно слабого воздействия на бокситы процессов метаморфизма, силикационного гипергенеза и повышенной концентрации органического вещества.

Ванадий. Сведений о содержании и геохимии ванадия в бокситах мало. В. А. Теняков [16] детально изучил ванадий в бокситах, составляющих их частях и фракциях Амангельдинских, Верхнетобольских и Акмолинских бокситовых месторождений. Он установил, что бобовины из бокситов богаче V, чем цемент, что этот элемент концентрируется преимущественно в тяжелых фракциях, а магнитные и немагнитные фракции содержат примерно одинаковые количества V. Между V и Fe В. А. Теняков установил четкую прямую зависимость. По данным Е. С. Гуткина, среднее содержание V в бокситах и латеритах разных районов и месторождений составляет, %: Североуральский бассейн — 0,026; Ивдельский — 0,048; Карпинский — 0,030; Салаирский кряж — 0,022; Мугайское месторождение на Среднем Урале — 0,049; бокситы и латериты Южного Урала — 0,045; латериты Западной Африки — 0,045.

Установлено, что главная масса V в бокситах изученных районов и месторождений имеет прямую связь с Fe, причем уровень концентрации V в экзогенных железистых минералах в 2 раза ниже, чем в темноцветных минералах неизмененных материнских пород, и в 4 раза ниже, чем в железистых (рудных) эндогенных минералах. Уровень концентрации V в глиноzemных минералах в 6–8 раз ниже, чем в экзогенных железистых минералах из бокситов.

Среднее содержание V в крымских бокситах составляет 0,0112%, в бобовинах оно сохраняется на том же уровне, в аллитах и сиаллитах чуть снижается (0,0098%), а в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах таврической серии и средней юры вновь поднимается до уровня в бокситах, а иногда и превышает этот уровень. Исследования крымских бокситов показали, что главная масса V связана в них также с Fe. В большинстве случаев лишь незначительное количество V связано с мине-

Таблица 7. Содержание галлия и галлий-глиноzemное отношение в бокситах, генетически связанных с ними породах и отдельных фракциях

Анализируемый материал	Главнейшие минералы, %	Галлий, г/т	Ga · 10 ⁴ % Al ₂ O ₃
Боксит розовато-красный, бобовый	Галлуазит, каолинит (40), бемит, диаспор (35), гематит (10)	28	0,6
Боксит буровато-красный, бобовый	Алюмосиликаты (35), бемит, диаспор (40), гематит, гетит (18)	60	1,2
То же	Алюмосиликаты (45), бемит, (30), гематит, гетит (20)	19	0,4
Бобовины боксита	Алюмосиликаты (18), бемит, диаспор (50), гематит (30)	130	3,0
То же	Алюмосиликаты (12), бемит, диаспор (52), гематит (32)	120	2,6
»	Алюмосиликаты (13), бемит, диаспор (55), гематит (24)	110	2,0
Цемент боксита	Алюмосиликаты (55), бемит, диаспор (25), гематит (10)	30	0,7
То же	То же	33	0,7
»	»	32	0,7
Аллит белый, обесцвеченный	Галлуазит, каолинит (70), бемит, диаспор (25)	120	2,4
То же	То же	82	1,6
Боксит белый, обесцвеченный	Галлуазит, каолинит (50), бемит, диаспор (45)	72	1,3
Бобовины боксита, обесцвеченные	Галлуазит, каолинит (25), бемит, диаспор (70)	100	1,5
Цемент боксита, обесцвеченный	Алюмосиликаты (60), бемит, диаспор (35)	130	2,6
Аллит буровато-красный	Алюмосиликаты (65), бемит (10), минералы железа (20)	22	0,6
То же	Алюмосиликаты (50), минералы железа (40), бемит (5)	55	2,3
Аллит желтоватый	Алюмосиликаты (75), бемит (15), минералы железа и титана (5)	14	0,3
Сиаллит	Алюмосиликаты (85), минералы железа и титана (10)	46	1,3
То же	Алюмосиликаты (80), минералы железа и титана (10)	49	1,7
Фракция плотностью 2,9–3,0	Бемит (70), галлуазит, каолинит (23)	5200	73,2
Фракция плотностью 3,0–3,1	Бемит (80), галлуазит, каолинит (13)	6600	85,7

Анализируемый материал	Главнейшие минералы, %	Галлий г/т	Ga · 10 ⁴ % Al ₂ O ₃
Нерастворимый остаток известняка кровли рудной залежи (I_{st})	Кварц (85), монтмориллонит, каолинит (10)	57	19,6
То же	Каолинит, монтмориллонит (65), кварц (20)	55	2,2
Нерастворимый остаток известняка почвы рудной залежи (I_{sof})	Каолинит, монтмориллонит (60), окислы железа (17), кварц (10)	78	2,9
То же	Монтмориллонит (70), кварц (20)	60	2,0
Туф литокластический	Гидрослюдя (60), кварц (25)	20	1,0
Туфосланец (I_2)	Гидрослюдя (55), кварц (30)	19	1,0
То же	Гидрослюдя (55), кварц (25), минералы железа (12)	21	1,2
Туфопесчаник (I_2)	Кварц (75), гидрослюдя (15)	13	2,0
Песчаник полимиктовый (I_2)	Кварц (70), гидрослюдя (23)	8,5	0,9
То же	Карбонаты (40), кварц (30), гидрослюдя (20)	14	1,4
Аргиллит (I_2)	Гидрослюдя (60), кварц (35)	30	1,5
Глина пестроцветная (I_2)	Галлуазит, гидрослюдя (50), кварц (40)	15	0,8
То же	Галлуазит, гидрослюдя (50), кварц (30)	24	1,4
Аргиллит из Таврической серии (T_3+I_1)	Гидрослюдя (55), кварц (30)	33	1,6
Алевролит (T_3+I_1)	Кварц (60), гидрослюдя (20), минералы железа (10)	17	3,0
Сланец глинистый (T_3+I_1)	Кварц (50), гидрослюдя (40), минералы железа (7)	32	2,5

ралами глинозема и алюмосиликатами, и только иногда эти минералы концентрируют V в заметных количествах. Интересно отметить, что глинистые минералы триас-юрской вулканогенно-осадочной толщи насыщены V в несколько раз больше, чем глиноземные минералы из бокситов. По всей вероятности, на первой стадии изменения пород значительная часть V, вы свободившаяся из эндогенных минералов, вступает в связь с вновь образованными железосодержащими глинистыми минералами.

В дальнейшем, при изменении этих минералов (гидрослюды и др.) и формировании глиноземных минералов (гипбсит, бемит), V вновь высвобождается и уже концентрируется в экзогенных минералах железа (гематит, гидрогематит, гетит).

Галлий. Распределение его в составляющих частях крымских бокситов таково, что максимальные концентрации элемента приходятся на материал бобовин. Для выяснения уровня концентрации Ga в минералах алюминия мы проанализировали пробы аллитов, сиаллитов и фракций, обогащенных бемитом (табл. 7). Оказалось, что в отдельных пробах гидраты глинозема концентрируют Ga примерно в 100 раз больше, чем алюмосиликаты. При этом распределение элемента среди минералов глинозема и алюмосиликатов подвержено значительным колебаниям. В некоторых пробах бокситов и аллитов уровень концентрации Ga в моногидратах глинозема такой же, как в алюмосиликатах, причем сами алюмосиликаты особенно резко отличаются по насыщенности галлием.

Таким образом, удалось установить, что Ga в крымских бокситах и бокситовидных породах имеет тесную кристаллохимическую связь с минералами глинозема и алюмосиликатами, в особенности с глиноземными минералами. Во всех случаях наблюдаются резкие колебания в концентрации элемента, что обусловлено, по всей вероятности, условиями отложения и последующего изменения бокситового вещества.

С позиций выяснения условий формирования руд имеет смысл рассмотреть содержание Ga в породах, сопутствующих бокситам. Нами были изучены нерастворимые остатки известняков, терригенные и вулканогенно-осадочные породы Таврической серии (T_3+I_1) и средней юры. Минеральный состав указанных образований не противоречит их возможной генетической связи с бокситами, если учесть, что, во-первых, в корах выветривания нередко наблюдается стадийное изменение минералов от гидрослюд к монтмориллониту, галлуазиту и каолиниту и, во-вторых, при латеритизации гипбсит охотно замещает не только вышеперечисленные глинистые минералы, но и кварц. Изучение содержаний Ga в указанных породах также не противоречит их генетической связи с бокситами, а скорее подтверждает такую связь.

Прежде всего отмечено достаточно высокое валовое содержание элемента, которое в указанных породах либо находится примерно на том же уровне, что и в бокситах и бокситовидных породах, либо заметно снижено. Тот же уровень концентрации Ga отмечается и для цемента бокситов. Что касается бобовин, то уровень концентрации Ga в них примерно в 3—4 раза выше, чем в рассматриваемых осадочных и вулканогенно-осадочных породах.

Поскольку главная масса Ga связана с Al_2O_3 , мы рассчитали галлий-глиноземное отношение для бокситов, бокситовидных пород и триас-юрских образований. Оказалось, что значения галлий-глиноземного отношения для всех изученных пород в большинстве случаев весьма близкое и за редким исключением не выходят за пределы от 0,7 до 3,0. Очень высокие значения галлий-глиноземного отношения (66,0—85,7) установлены в бемитовых фракциях из бокситов.

Краткая характеристика геосинклинальных бокситов Урала и Средиземноморского складчатого пояса

Рассмотренные особенности геологии и геохимии крымских бокситов позволяют сравнить их с девонскими на Урале и мезокайнозойскими Средиземноморского пояса. Как с теми, так и с другими бокситы в горном Крыму имеют общие черты и существенные различия. Прежде всего отметим, что в Крыму не промышленное месторождение, а рудопроявление. В уральских провинциях и Средиземноморском поясе наряду с многочисленными рудопроявлениями встречаются и крупные промышленные месторождения бокситов.

На Урале бокситы связаны с зонами накопления карбонатных толщ, которые приурочены либо к окраинным частям геосинклинали, либо к приплатформенным участкам. На большинстве уральских бокситовых месторождений в почве рудных тел залегают светло-серые и розовые рифовые известняки. На мелких бокситовых месторождениях и рудопроявлениях кроме светло-серых и розовых известняков встречаются серые известняки, доломиты и мергели. Ниже светло-серых известняков широким распространением на Северном Урале пользуются

осадочные и вулканогенно-осадочные породы: темно-серые известняки, известково-глинистые сланцы, туфопесчаники, туфоконгломераты. На Южном Урале западная зона известняков, доломитов и кварцевых песчаников полностью лишена вулканитов и прослеживается вдоль восточной окраины Предуральского прогиба, выполненного верхнепалеозойскими отложениями. Отложения этой зоны формировались в условиях, весьма близких к платформенным.

Рифогенные известняки почвы бокситовых залежей на уральских месторождениях, как и на рудопроявлении в горном Крыму, интенсивно закарстованы и образуют с рудным телом крайне неровную причудливую границу. Верхняя граница бокситов с перекрывающими их известняками и известково-глинистыми сланцами на уральских месторождениях почти всегда ровная и постепенная, а в Крыму бокситы и бокситовидные породы перекрывают известняковыми конгломератами, песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками.

Строение продуктивной толщи и рудного тела на уральских бокситовых месторождениях имеет сходство и отличия от того, что мы наблюдаем на рудопроявлении в горном Крыму. На Урале, как и в Крыму, в состав продуктивной толщи можно включить три части (снизу вверх): 1) известняково-бокситовую, реже известняково-глинистую брекчию; 2) рудный горизонт, состоящий из бокситов, реже аллитов и сиаллитов; 3) надрудные известково-глинистые сланцы, иногда содержащие свободный глинозем и по химическому составу соответствующие аллитам. Рудный горизонт на крупных уральских месторождениях состоит из трех подгоризонтов (снизу вверх), преимущественно: а) красных марких бокситов; б) красных немарких и яшмовидных руд; в) зеленовато-серых (пестроцветных) бокситов. С уменьшением масштабов оруденения из разреза выпадают либо нижний, либо нижний и средний подгоризонты бокситов.

Главным отличием в строении продуктивных бокситоносных толщ Урала и Крыма является богатство и разнообразие литолого-генетических типов бокситов собственно рудного тела уральских месторождений и ограниченный набор типов руд в Крыму. Бокситы горного Крыма по своему возрасту и структурному положению необходимо рассматривать в одном ряду с многочисленными

рудопроявлениями и месторождениями Альпийского бокситоносного пояса, где Ю. К. Горецкий [17] выделяет целый ряд провинций: Пиренейскую, Провансальскую, Апеннинскую, Адриатическую, Панонскую и др. По тектонической приуроченности бокситы Средиземноморского складчатого пояса можно разделить на два типа: а) приуроченные к герцинскому складчатому основанию и их осадочному чехлу; б) к эвгео- и миогеосинклинальным зонам и осадочному чехлу срединных массивов альпийских складчатых систем.

Стратиграфический диапазон распространения бокситов очень широкий — от палеозоя до миоцена. Палеозойские бокситы приурочены только к складчатому основанию (исключение составляют пермские бокситы эвгесинклинальной зоны Центрального Тавра). Установить их приуроченность к определенному тектоническому элементу палеозойской геосинклинали по имеющимся в настоящее время данным трудно. Бокситы триgidратные и моногидратные, с повышенным содержанием Fe, Ni, Co и Cr. Качество бокситов низкое, месторождения непромышленные.

Мезокайнозойские бокситы приурочены только к осадочному чехлу. Они залегают в основании трангрессивного комплекса верхней юры, нижнего и верхнего мела, реже палеогена. В пределах бокситоносных районов наблюдается один или несколько рудоносных горизонтов, генетически связанных с латеритными корами выветривания кристаллических пород основания. Бокситы залегают либо на домезозойских кристаллических породах, либо на мезозойских карбонатных породах. В первом случае качество бокситов низкое, во втором — высокое. Бокситы моно-, триgidратные и смешанного состава. В пределах выступов складчатых оснований имеются проявления древних латеритных кор выветривания.

В Альпийской складчатой области распространены мезокайнозойские бокситы. Рудные горизонты приурочены к эв- и миогеоантклинальным либо поднятиям, либо прогибам. В первом случае они связаны с периодами воздымания на фоне общего погружения бассейна (внешние зоны Динарид и Эллинид), а во втором — с замыканием прогибов в результате инверсии в определенную фазу орогенеза (внутренние Динаиды, Карпаты, Крым и др.). Источником глинозема в геосинкли-

нальной зоне служили, вероятно, коры выветривания метаморфических и магматических пород палеозоя и мезозоя, на которых обнаружены признаки латеритизации.

В пределах СССР Средиземноморский пояс охватывает Восточные Карпаты, Добруджу, Крым, Кавказ, Гисарский хребет и Центральный Памир. В результате сравнительного тектонического и формационного анализа мезозойского комплекса пород для горного Крыма установлена приуроченность бокситов к среднему подэтажу (средний, поздний титон) верхнего структурного этажа карбонатной формации. Набор пород этой формации образовался в условиях миогеосинклинального прогиба, который претерпел позднеюрскую инверсию и замкнулся в барреме. К нему приурочено образование одного горизонта бокситоносного комплекса пород в районе г. Басман-Кермен. Терригенный комплекс верхнего подэтажа залегает спокойно, без перерывов и не является бокситенно перспективным.

Заключение

Имеющийся фактический материал по крымским бокситам позволяет предполагать, что они связаны с латеритной корой выветривания метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных, более древних, чем бокситы, пород, располагавшихся вблизи ныне известных рудопроявлений. Генетическая связь бокситов с указанными породами доказывается сравнительным изучением комплекса устойчивых минералов и редких элементов.

Обнаруженная в настоящее время кора выветривания (Почтовский и Сухореченский участки) не содержит полного латеритного профиля и представлена зонами дезинтеграции и выщелачивания, которые имеют локальные поля развития. Из латеритной коры выветривания глиноземистый и силикатный железистый материал переносился временными потоками на закарстованную поверхность известняков. Текстурно-структурные особенности бокситов и бокситовидных пород указывают, что преобладающей формой переноса был механический перенос тонкой илистой взвеси, песчинок аллитов, сиаллитов и пород, подвергавшихся выветриванию. Хемоген-

ный процесс переноса вещества хотя и играл подчиненную роль, но проявлялся достаточно четко.

Формирование крымских бокситов происходило в относительно лабильных тектонических условиях. Кратковременные опускания отдельных тектонических блоков сменились воздыманием, размывом бокситов и перекрывающими их карбонатных пород. Свидетелями такого неустойчивого тектонического режима служат развитые почти повсеместно в верхней части продуктивной толщи известняково-бокситовые и известняково-глинистые конгломераты и брекчии. Указанный режим не исключает возможности захоронения отдельных тектонических блоков, испытавших относительно быстрое погружение и сохранивших от эрозии рудное тело.

Относительно первичного состава крымских бокситов можно высказать предположение, что он был смешанный, бемит-гиббситовый. Гиббсит в них не сохранился в результате дегидратационных эпигенетических процессов. Кроме первичного бемита присутствует, по всей вероятности, и вторичный, образовавшийся за счет дегидратации гиббсита. Диаспор, по нашему мнению, является вторичным минералом, образовавшимся за счет дегидратации гиббсита и перекристаллизации бемита. Вследствие разнонаправленности и прерывности процессов формирования и изменения бокситов происходила бемитизация диаспера. Сложность и разнонаправленность взаимных превращений глиноземных минералов, обусловленные часто менявшейся обстановкой, доказываются наблюдаемыми при оптическом изучении шлифов и иммерсионных препаратов взаимоотношениями минералов. При этом необходимо учитывать взаимоотношения всего комплекса породообразующих минералов.

Важно подчеркнуть, что процессы взаимных превращений глиноземных минералов и силикации бокситового вещества проходили в стадию сингенеза и эпигенеза, а не при более позднем гипергенезе, когда уже был сформирован современный рельеф и рудное тело местами выведено на поверхность. Как показывает опыт изучения уральских бокситов, наиболее чувствительным индикатором гипергенных процессов являются окислы железа. В гипергенно измененных рудах на Урале окислы железа выносятся и бокситы затем силикатизируются. В крымских бокситах и аллитах мы не наблюдали интенсивного

выноса окислов железа, породы здесь достаточно равномерно окрашены в красновато-коричневый цвет, обусловленный присутствием гематита, в меньшей степени других окислов железа.

Поисковыми работами под покровом титонских отложений установлены ограниченное распространение рифогенных известняков оксфорда, их резкая фациальная изменчивость и дислоцированность. Таким образом, учитывая лабильность тектонического режима указанной территории, а также весь комплекс исследований и сопоставление с бокситовыми месторождениями Средиземноморья и Урала, мы пришли к выводу о бесперспективности обнаружения на территории горного Крыма промышленных залежей бокситов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малаховский В. Ф., Лысенко Н. И. О находке боксита в горном Крыму. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 4, с. 105—107 с ил.
2. Добровольская Т. И., Сапронова З. Д. О железистых бокситах горного Крыма. — В сб.: «Тезисы докл. III научно-техн. конференции по изучению керченских и других осадочных железных руд УССР». Киев, «Наукова думка», 1966, с. 12—13.
3. Neumann H. The scandium content of the some Norwegian minerals and the formation of thortveitite, a reconnaissance survey. — “Norsk. geol. tidsskr.” 1961, 41, N2—4, p. 2—17.
4. Clifford F. Cristal chemistry of scandium as a trace element in minerals. — “Z. Kristallogr.”, 1968, 127, N 1—4, p. 72—78.
5. Четырьбокая И. И. Особенности распределения Ta, Nb и Sc ввольфрамитах. — В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Л., Изд-во ЛГУ, 1967, с. 53—64.
6. Гуткин Е. С. Галлий, скандий, ниобий и tantal в бокситах Североуральского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 3, с. 27—36.
7. Гуткин Е. С. О геохимии скандия в бокситах. — «Геохимия», 1968, № 1, с. 56—64.
8. Wernig S. Ein Beitrag zur Geochemie des Germaniums I Petrogenetis Probleme. — “Chim. Erde”, 1968, 27, N3, p. 2—11.
9. El-Hinnawi E., Hofmann R. Über den Germaniumgehalt verschiedener mitteleuropäischer oxidischer Eisenerze — “Chem. Erde”, 1968, 27, N1, p. 64—71.
10. Разенкова Н. И. О механизме образования германийсодержащих бурых железняков. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 4, с. 926—928.
11. Седенко С. М., Гуткин Е. С., Савченко В. В. О германиеносности бокситов. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 2, с. 73—82.
12. Григорьев В. М., Момджи Г. С. Условия накопления германия в месторождениях различных генетических типов. — В сб.:

«Минеральное сырье». М., «Недра», ВИМС, вып. 20, 1970, с. 20—27.

13. Муликовская Е. П., Толстихин О. Н. О содержании герmania в воде некоторых источников Камчатки. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 392—395.

14. Parker R., Fleischer M. Geochemistry of niobium and tantalum. — "Geol. Surv. Profess. Paper", 1968, N 612, IV, p. 17—28.

15. Данчев В. И., Лапинская Т. А. Некоторые вопросы геохимии бериллия в осадочных породах. — В сб.: «Физические и химические процессы и фации». М., «Наука», 1968, с. 72—81.

16. Теняков В. А. К геохимии ванадия в бокситах. — «Геохимия», 1965, № 6, с. 733—738.

17. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Труды ВИМС, вып. 5, М., 1960, 258 с. с ил.

В. М. Якушев

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЛАТЕРИТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОНЫ САВАНН РЕСПУБЛИКИ МАЛИ (Западная Африка)

История изучения латеритов насчитывает более полутора столетий. Еще до введения Бьюкененом термина «латерит», откуда начинается своеобразное летоисчисление изученности латеритных образований, внимание ученых уже привлекали эти своеобразные породы тропических районов. В 1789 г. Блонд начал изучение железистых почв Гвианы и впервые указал их состав. По данным Острякова [1], в течение XIX столетия более 50 ученых занимались вопросами распространения латеритов, их составом, проблемами образования. К началу XX века накопилось значительное количество сведений о латеритах. Эти породы представляли большой интерес, поскольку они охватывали обширнейшие регионы. В частности, Тилло удалось подсчитать, что площадь, занятая латеритными почвами, составляет 49% Африканского материка [2]. Появились значительные исследования, касающиеся состава и текстурных особенностей латеритных пород. Например, Шенк, изучавший африканские латериты южнее экватора, с большой уверенностью подразделил их на первичные, или элювальные, и вторичные — детритус-латериты [3].

Многие выводы, сделанные исследователями прошлого столетия, хорошо согласуются с современными представлениями о природе и строении латеритов. С другой стороны, недостатки и ошибки, свойственные исследователям прошлого века, нередко можно обнаружить в современных работах.

Изученная автором широтная полоса редколесной саванны, которая охватывает южные районы Республики Мали, является классическим районом латеритообразования. Тропический климат, не менявшийся здесь многие десятки миллионов лет, определил высокую интенсивность выветривания. Однако выветрелый материал в течение многих геологических эпох подвергался интенсивной денудации, в результате чего были уничтожены огромные массы рыхлого элювия. Несколько круп-

нейших циклов денудации вызвали образование на обширных площадях четко выраженной «лестницы» поверхности выравнивания, каждая ступень которой сохранила реликты образований соответствующих эпох.

Формирование наиболее древней из выраженных в современном рельфе ступеней — раннеафриканской поверхности выравнивания (абс. высоты 480—500 м) — относится к позднему мелу — эоцену [4]. В настоящее время эта поверхность представлена останцами, занимающими не более 1% территории. Значительно шире распространена более молодая ступень — позднеафриканская поверхность выравнивания, образование которой шло в олигоцене: она составляет в плане около 20% территории. Субгоризонтальные участки этой поверхности имеют абс. высоты 410—420 м. Наиболее широко распространена третья — самая низкая ступень рельефа (абс. высоты 350—360 м), образованная при педипленизации территории за период от миоцена до наших дней. Педиплен занимает 79% площади в пределах изученной полосы саванн.

Если первое знакомство с латеритными образованиями на юге Республики Мали позволяло судить лишь о большом разнообразии этих пород, то изучение их позволило выявить закономерности в их распределении. «Лестница» поверхностей выравнивания оказалась запечатленной на разных ступенях различными типами латеритных образований. Для исследователя, который впервые сталкивается с районом, пережившим длительную историю континентального развития, кажется необычным присутствие каких-либо кластических образований на возвышенных участках рельефа. Трудно даже представить, что на поверхностях, подвергавшихся вековым процессам денудации, могут сохраниться рыхлые продукты коры выветривания. Однако особенности тропического климата со сменой влажных и сухих периодов таковы, что любое образование может быть надежно законсервировано слоем железистого панциря, прочность которого возрастает со временем. Даже небольшой — в несколько сантиметров — железистый слой может предохранить породу от разрушения. Что касается мощных панцирей, веками упрочнявшихся на субгоризонтальных и склоновых участках рельефа, то они сохранили от уничтожения образования далеких эпох.

Латеритные образования позднего мела — эоцена

Полевые исследования, макро- и микроскопическое изучение латеритных пород, развитых на сохранившейся в редких останцах раннеафриканской поверхности выравнивания, показали существенные отличия этих образований от более молодых пород, фиксирующих нижние ступени рельефа. В останцах обычно обнаруживаются кирпично-красные, буро-красные, буро-коричневые, желто-бурые латеритные породы, отличающиеся высокой крепостью. Почвенный слой на них обычно отсутствует. Лишь к небольшим углублениям бывает приурочено небольшое количество рыхлого пылевато-песчаного материала, представляющего собой главным образом выбросы терmitников.

Субгоризонтальные участки в пределах останцов невелики, нередко в поперечнике они составляют лишь несколько сотен метров. Латеритный панцирь на таких участках обрывается в одних случаях крутым уступом наступающего педиплена, в других — склоном позднеафриканской поверхности выравнивания. В уступе педиплена, иногда достигающем высоты нескольких десятков метров, можно наблюдать разрез панциря и верхней части латеритного покрова до уровня рыхлых глинистых горизонтов. Ниже породы обычно скрыты осыпями и задернованы. На пологом склоне, соединяющем ранне- и позднеафриканскую поверхности, наблюдения без горных работ невозможны.

Изучение разрезов в естественных обнажениях и горных выработках, а также просмотр керна буровых скважин позволили установить, что обычно лишь самая верхняя часть каждого латеритного разреза представлена породами явно обломочного строения, это панцирь или кираса. Подстилающими являются латеритные породы *in situ*, с которыми панцирь связан самым непосредственным образом: состав обломочного материала соответствует составу подстилающих остаточных образований. Мощность зоны латеритов *in situ* вместе с обломочной покрышкой обычно 5—8 м, в ряде случаев наблюдалась ее увеличения до 18—20. Соотношения мощностей панциря и латеритов разнообразны, иногда нижняя граница панциря опускается, и обломочный

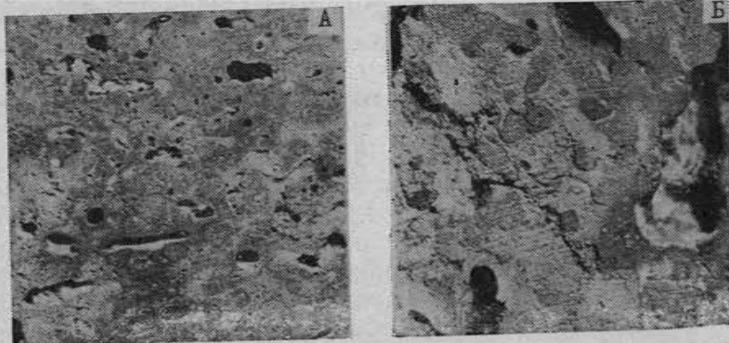


Рис. 1. Типичные породы зоны литомаржа:

A — значительно ожелезненная пористая порода верхней части зоны; *B* — малоожелезистая порода нижней части на границе литомарж — белый каолин. Уменьшение 1,5.

панцирь нацело поглощает остаточные латериты. На таких участках наблюдается наложение обломочного панциря на зону литомаржа, которая в полном разрезе располагается ниже зоны остаточных латеритов.

Литомарж* — каолинитовая порода, в нижней части пятнисто, а в верхней — интенсивно ожелезненная (рис. 1). Иногда она содержит некоторое количество минералов свободного глинозема. Фактически литомарж представляет собой переходную зону от каолинитов нижней части разреза к собственно латеритам. Мощности зоны литомаржа разнообразны и изменяются в больших пределах: от 1,0 до 15,0 м. Нижняя часть латеритного разреза обычно представлена каолиновой и гидрослюдисто-каолиновой толщей, иногда достигающей значительной мощности. В частности, бурение в районе пос. Калана на юго-западе страны показало, что глины коры выветривания прослеживаются до глубины 53,0 м.

Каолины, породы литомаржа и латериты во многих случаях обладают следами текстурных особенностей материнских пород, в особенности отчетливыми в профилях выветривания по метаморфическим породам с

* Литомарж — от франц. *lithomarge* — край, окончание литифицированной породы, переходная часть от литифицированных образований к рыхлым.

параллельной текстурой. Интенсивное ожелезнение в верхней части разреза подчеркивает текстуру исходной породы. Поэтому по латеритным породам, не закрытым слоем панциря, оказываются возможными замеры элементов залегания. Таким образом, полный разрез латеритных образований имеет следующее строение (снизу вверх): толща белых каолинов, слой литомаржа, структурный латерит, обломочный латеритный панцирь. Мощности в пределах разреза значительно варьируют.

При проведении полевых исследований был изучен целый ряд профилей выветривания, однако нижние части разрезов удавалось наблюдать далеко не всегда. Наиболее интересным для знакомства с нижней частью разреза можно считать профиль у пос. Солона, близ границы с Гвинейской Республикой. Разрез коры выветривания мощностью свыше 30 м здесь перекрывается панцирем явно обломочного строения, который залегает на неровной, карманообразной поверхности литомаржа с хорошо различимыми структурными и текстурными особенностями первичной породы. Верхняя часть панциря интенсивно ожелезнена, монолитна, крепка. Нижняя — более рыхлая, железисто-глинистая. Цвет панциря от малиново-коричневого на поверхности до кирпично-красного в нижней части. Здесь же, в нижней части, для породы характерна дырчатость. Обломочное строение проявляется отчетливо в любом участке панциря. В среднем его мощность составляет около 4 м.

Карманообразный контакт обломочных образований с породами литомаржа различим отчетливо. Ниже контакта можно видеть ненарушенную полосчатость, характерную для материнской породы. Ожелезнение ниже контакта значительное, аналогичное ожелезнению нижней обломочной покровы. Литомарж имеет кирпичный, розовато-кирпичный, розово-красный цвет. Вниз ожелезнение уменьшается, появляются участки белого каолина, перемежающиеся пятнами розовой и охристо-желтой глины. Еще ниже масса глин приобретает белую окраску.

Розово-красные глины с глубины 4,5 м изучены в лабораторных условиях. Центрифужным анализом были выделены две фракции: гидрослюдисто-каолинитовая (с кварцем) и гиббситовая. Каолинит мелкоагрегативный, слабоанизотропный с показателем преломления $N_m = 1,566$, он является основным породообразующим мине-

ралом. Неравномерно распределенный в породе кварц присутствует в виде скелетных форм. Гидрослюдя (гидромусковит) содержится в небольшом количестве. Гиббит — мелкоагрегативный, слабоанизотропный, с показателем преломления $N_m = 1,567$. Он концентрируется в породе по трещинам и пустотам, а иногда развивается по кварцу, замещая его зерна по периферии.

В целом минеральный состав породы определен, %: каолинит — 51, гидрослюдя — 12, кварц — 2, гиббит — 5, минералы титана — 0,9. На долю гетита, гематита и гидрогематита приходится 29 %. Кремневый модуль породы составляет 0,86—0,90. Судя по данным анализа в толще каолинов, обособляются две зоны: глинистых продуктов (каолинитовая, до глубины 30,5 м от поверхности) и каолинито-гидрослюдистая (от 30,5 до 38,0 м).

Макроскопически породы зоны глинистых продуктов представлены розовато-белыми жирными глинами с тонкими прожилками гидроокислов железа. Основными породообразующими минералами являются каолинит и кварц, содержание которых варьирует весьма значительно (каолинит 23—65, кварц 15—70%). Количество гидроокислов железа обычно не превышает нескольких процентов, однако в верхней части зоны их содержание увеличивается до 23 %. Как правило, гидроокислы пропитывают зерна каолинита, но образуют также небольшие жеоды и корочки кирпичного и охристого цвета.

Каолинит в основном представлен белыми, кремовыми и слегка охристыми зернами неправильных очертаний, плитчатые формы редки. Зерна мягкие, но вместе с тем хрупкие, при раздавливании рассыпаются на мелкие комочки. Под микроскопом обнаруживается микрочешуйчатое строение зерен. Угасание волнистое, характерное для каолинита. Термограммы всех проб зоны глинистых продуктов показывают эндотермический эффект в интервале температур 595—620° и экзотермический эффект 1010—1050° С.

Нижняя зона представлена каолинито-гидрослюдистыми глинами с примесью тонкодисперсного кварца (его количество участками довольно значительно, в таком случае порода приобретает маршаллитоподобный облик). Содержание каолинита варьирует в пределах от 19,5 до 33,0 %. Он представлен типичными для каолинита зернами-чешуйками, изогнутыми листочками и пластинками с волнистым угасанием. Гидрослюдя (гид-

робиотит) образует зерна неправильной формы и удлиненные чешуйки с показателями преломления $N_m = 1,570—1,575$.

Под микроскопом нередко можно наблюдать бесформенные зерна, довольно мягкие, рыхлые, окрашенные в красновато-охристые тона. Такие образования представляют собой агрегаты мельчайших зерен каолинита и гидрослюдя, пропитанные гидроокислями железа. В пределах глинистой каолинито-гидрослюдистой зоны количество гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу, достигая максимума близ трещиноватой и интенсивно ожелезненной материнской породы. Чаще всего гидроокислы развиваются по мелким трещинкам, заполняя их или покрывая стенки тонкой пленкой. Из прочих минералов в глинах отмечается присутствие тонкораспыленного лейкоксена. В редких зернах присутствуют хромит и сфен. Изредка наблюдаются мельчайшие шаровидные образования сидерита.

Описываемый профиль выветривания развит по метаморфизованным аркозовым песчаникам нижнего биримия (средний докембрий), имеющим широкое распространение в юго-западных районах Республики Мали. Это светло-серые породы с ясно выраженной параллельной текстурой. Их цемент состоит из микрозерен кварца, альбита, биотита, сидерита, хлорита. Встреченные в основании профиля породы интенсивно ожелезнены, имеют фиолетово-бурую окраску. Под микроскопом они обнаруживают параллельную текстуру и микробовую структуру. Преобладает темная масса гидроокислов железа мелкобобового и сплошного сложения, составляющая иногда до 70 % шлифа. Хорошо различимы мельчайшие бобовинки (0,05—0,1 мм), слабо просвечивающие. Они скементированы гидроокислями железа, участками образующими непросвечивающую массу. Отчетливо выделяются полосчатые светлые участки серicitового состава и микрочешуйчатого строения.

Книзу ожелезненные породы постепенно приобретают светлые тона, переходя в неизмененные светло-серые полосчатые метаморфизованные песчаники. Породы разбиты сетью мелких трещин и не отличаются большой крепостью. Количество окислов железа не превышает 5 %, что характерно для всех метаморфизованных пород среднего докембра, не затронутых выветриванием.

Что касается собственно латеритных пород, расположенных в верхних частях разрезов коры выветривания (выше зоны литомаржа), то по внешнему виду они весьма разнообразны. Однако расчленение этих пород бывает весьма затруднительным. Без микроскопического изучения зачастую нельзя отнести латеритную породу к типично остаточным или явно кластическим образованиям. Но даже и микроскопия не всегда дает возможность решить этот вопрос. В таких случаях лишь некоторые специальные методы, например, изучение распределения микроэлементов, позволяют сделать соответствующие выводы [5].

Переходя к характеристике раннеафриканских латеритных пород, следует указать, что их изучение в шлифах и анишлифах, сопровождавшееся термическими и рентгеноструктурными исследованиями, показало чрезвычайную узость круга минералов, слагающих эти породы. Здесь отмечаются каолинит, гиббсит, гематит, гетит и гидрогетит. Кварц в абсолютном большинстве образцов не был обнаружен, однако там, где он был отмечен, наблюдался любопытный процесс его замещения гиббситом. Гиббсит внедряется по трещинам и окаймляет зерна кварца по периферии, образуя сплошную оторочку. Активность гиббсита настолько велика, что иногда кварцевые зерна оказываются полностью замещенными этим минералом.

Оптические характеристики указанных породообразующих минералов существенно не отличаются от справочных данных, останавливаешься на них нет необходимости. Более важное значение имеет взаимоотношение минералов железа — гематита, гетита и гидрогетита. Они тесно связаны между собой и нередко образуют взаимные переходы. Гематит в шлифах образует непрозрачные (иногда лишь слабо просвечивающие) участки. Во многих случаях гематитом пропитан цементирующий материал. Небольшие участки цемента, сложенные гематитом, иногда оказываются окружеными каймой гиббсита, что придает породе псевдодобовую структуру. Гематит может образовать узкую кайму по периферии обломков (0,07—0,3 мм). Между гематитом и гетитом в ряде случаев можно наблюдать постепенные переходы, из-за взаимопрорастания часто нельзя увидеть границу между этими минералами. Зональность пизолитов бывает обусловлена чередованием темного,

слабо просвечивающего гематита и просвечивающего желтоватого с внутренним рефлексом гетита. Что касается гидрогетита, то в обломочном материале и цементе он замещает гематит (реликты зерен гематита можно обнаружить в массе гидрогетита). Наиболее широко распространен гетит, его присутствие обнаруживается в любом из изученных образцов раннеафриканских латеритных пород.

Исследования показали, что внешние разнообразные раннеафриканские латеритные породы по составу отчетливо подразделяются на три группы: железистые аллиты, железные руды и бокситы. Наиболее распространены железистые аллиты, железные руды и бокситы развиты локально. Между этими тремя типами пород нет четких границ: обычны постепенные переходы от железных руд к бокситам через железистые аллиты.

Железистые аллиты во многих случаях удавалось наблюдать лишь в составе обломочного материала панцирей. В отличие от железных руд и бокситов, имеющих, как правило, значительную прочность не только на поверхности, но и в толще самого латеритного слоя, железистые аллиты рыхлы и легко поддаются денудации. Это, вероятно, и явилось причиной того, что именно на железистых аллитах обычно развит мощный обломочный панцирь. Более прочные породы — железные руды и бокситы — редко разрушаются до основания, до слоя литомаржа, для железистых аллитов это обычное явление.

От 40 до 60% массы этих пород составляет каолинит. Количество гидроокислов железа варьирует от 25 до 43%, в зависимости от их содержания порода имеет большую или меньшую крепость. В том, что извлеченном на поверхность состоянии железистые аллиты имеют кирпично-красный цвет, но на воздухе быстро тускнеют, приобретая буро-желтый оттенок. Почти во всех случаях породы легко режутся ножом. Попадая в виде обломков в латеритный панцирь и пропитываясь гидроокислами железа, железистые аллиты становятся значительно более прочными. Нередко брекчевидная порода панциря с обломочным материалом из железистых аллитов не уступает по прочности панцирю, где кластический материал представлен железными рудами или бокситами.

Под микроскопом в этих образованиях, весьма однородных по составу и строению, хорошо различимы обособления тонкочешуйчатого каолинита, промежутки между которыми выполнены железистым материалом. Периферийные части обособлений каолинита также пропитываются гидроокислами железа, некоторые участки шлифов не просвечивают. В железистых аллитах, развитых по сланцам и рассланцованным песчаникам, хорошо различима первичная полосчатость.

Гиббсит заполняет мелкие пустотки и миндалинки размером 0,1—0,3 мм. Обычный размер табличек гиббсита 0,03—0,06 мм. Нередко он образует каемки вокруг изометрических обособлений каолинита. Содержание гиббсита в породах варьирует значительно — от 5,0 до 35,0%, но чаще находится в пределах 7,0—15,0. Кремневый модуль железистых аллитов составляет 0,8—2,0.

Внешний вид пород обломочного панциря на железистых аллитах весьма разнообразен. Чаще всего они представляют собой брекчию, где обломочный материал не несет следов окатанности (рис. 2). Обломки размером от долей миллиметра до 3—4 см сцеплены глинисто-железистым материалом, в котором всегда можно обнаружить присутствие крупночешуйчатого гиббсита. Размер чешуек варьирует от 0,02 до 0,2 мм. Иногда остроугольность обломков несколько слажена, однако такой материал мог претерпеть лишь небольшой перенос. Следует также учесть, что макроскопическая оценка окатанности не всегда может быть точной. Микроскопия показывает, что окатанность, определенная макроскопически, бывает вызвана частичным разрушением обломков цементом.

Железные руды имеют большое разнообразие. В большинстве случаев в этих породах не удается различить никаких следов первичных текстурных и структурных особенностей (рис. 3). Лишь в обломочном материале панцирей иногда можно различить следы первичной полосчатости рассланцеванных пород. Обломки угловаты, их размеры могут достигать нескольких сантиметров, но чаще находятся в пределах 0,5—1 см. Они сцеплены глинистым, интенсивно ожелезненным материалом, в котором кое-где можно видеть новообразования тонкочешуйчатого гиббсита. Пересчеты данных химических анализов показывают, что содержание минералов

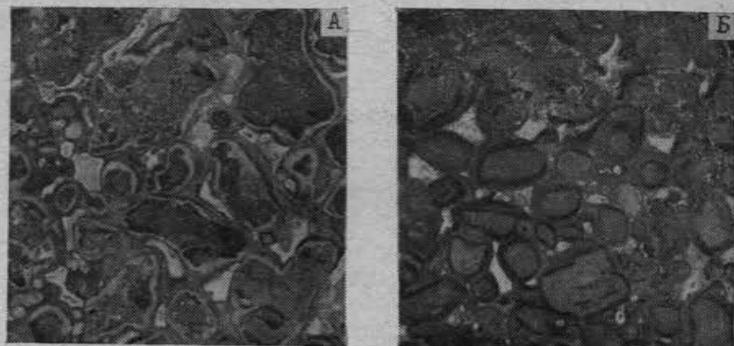


Рис. 2. Железистые аллиты обломочного панциря. Различим гиббсит (A, белое), оконтуривающий и частично замещающий обломочный материал, а также железистая оболочка вокруг обломков (B, черное). В промежутках между обломками виден светлый гиббсит. Уменьшение 1,5.

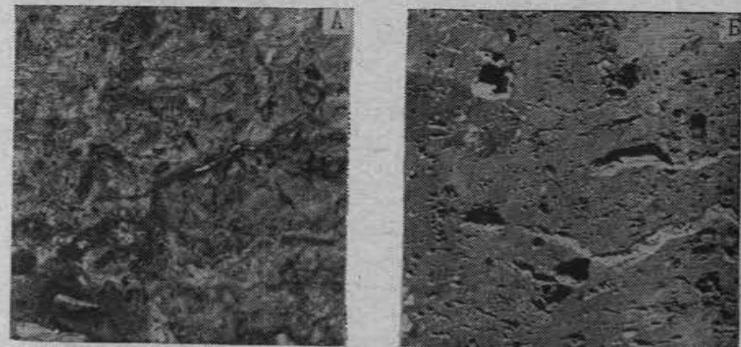


Рис. 3. Массивная (A) и мелкопористая (Б) железная руда. Структурные и текстурные особенности первичных пород неразличимы. Уменьшение 1,5.

свободного глинозема в железных рудах в редких случаях превышает 10%. Обычно оно находится в пределах первых процентов.

Обычно в массе любой из железных руд наблюдаются многочисленные пустотки неправильных очертаний. Иногда они вытянуты и напоминают тонкие каналы, перекрещивающие один в другой. Мелкие поры заполняются мелкими чешуйками гиббсита, крупные остаются пустыми. Встречаются и крупные пустотки размером до 1,5 см. Пористость железных руд неравномерная: в одном образце можно видеть и монолитную породу, и железняк пемзового облика. Исследования показали, что часть пустоток, несомненно, представляет собой следы выщелоченных зерен кварца. Изучение шлифов и полировок, а также пересчеты химических анализов свидетельствуют об отсутствии кварца в железных рудах.

Основную массу железных руд составляют гематит и гидрогематит. Участки руды, сложенные гематитом, по периферии теряют отчетливость и как бы растворяются в гидрогематитовом материале. Последний нередко образует колломорфные выделения в виде островков, среди которых располагается гематит. В промежутках петель колломорфной массы в небольших количествах присутствует гиббсит. Колломорфная текстура наиболее распространенная и имеет множество разновидностей. Нередки также натечная, пузырчатая, пористая и другие текстуры.

Цвет железных руд от буро-черного до кирпично-красного. Встречаются и охристо-желтые тона. Содержание Fe_2O_3 в рудах обычно свыше 60%, а в отдельных разностях достигает 80%.

Бокситы распространены не менее широко, чем железные руды. Эти породы имеют большое разнообразие, однако по текстурно-структурным особенностям их можно подразделить на три основных вида: глинистые (структурные), пизолитовые и обломочные. Лишь о первых можно достоверно говорить как о латеритных породах *in situ*. В пизолитовых бокситах при микроскопическом изучении можно обнаружить реликты обломочных пород. Обломочные бокситы представляют собой кластический панцирь над слоем структурных бокситов и близки им по составу.

Глинистые бокситы внешне напоминают описанные

выше железистые аллиты, их цвет красновато-желтый, желто-розовый. Количество минералов свободного глинозема по сравнению с железистыми аллитами в среднем увеличено вдвое, но почти на столько же уменьшено количество каолинита. Под микроскопом различимы многочисленные центры развития гиббсита. Если в железистых аллитах гиббсит заполняет лишь мелкие пустотки или окаймляет зерна кварца и обособления каолинита, то здесь целые участки породы сложены тонкочешуйчатым гиббситом. Изучение показало, что нередко ожелезненный каолинит представляет собой лишь отдельные островки в мелкочешуйчатой гиббситовой масце. Но наряду с мелкочешуйчатыми выделениями гиббсита под микроскопом можно видеть довольно крупные (до 0,2 мм) пластинчатые кристаллы с ясно выраженной спайностью и косым угасанием. Кварц обнаруживается в редких случаях в виде реликтов корродированных зерен. Пересчеты химических анализов обычно показывают его отсутствие.

Во всех случаях глинистые бокситы были встречены на юго-западе Мали в пределах полей развития рассланцованных аркозовых песчаников среднего докембрия (бирримских песчаников). На площадях, сложенных породами гранитного ряда, обнаруживались лишь железистые аллиты. Пизолитовые бокситы распространены широко, однако их мощность сравнительно невелика. Если описанные выше железные руды могут образовать толщу в 10–15 м, то бокситы присутствуют в слоях мощностью 1–3 м.

В составе пизолитовых бокситов почти всегда можно обнаружить мелкий обломочный материал, принадлежащий либо тому же бокситу, либо ожелезненным породам, не сохранившим особенностей первичной породы (2–3%). Основная масса породы иногда на 90% представлена пизолитами различных размеров — от 2 до 8 мм (рис. 4). Пизолиты обычно имеют округлую, реже овально-вытянутую форму и зональное строение. Зональность обусловлена чередованием в различной степени ожелезненных слоев. Центральные части некоторых пизолитов осветлены, но в этом случае пизолиты имеют наружную непросвечивающую железистую кайму. Иногда наблюдается обратная картина: центральные части пизолитов ожелезнены, а периферийная кайма светлая.

Состав пизолитов гиббсит-каолинитовый. Нередко минералы находятся в слабо раскристаллизованной смеси, почти изотропной. Можно наблюдать каолинитовые пизолиты. В их массе мелкие пустотки заполнены пластинчатым гиббситом, а трещинки — микрочешуйчатым. Гиббсит может образовывать отдельные пятна в каолинитовой массе. Цементирующая масса имеет разнообразное строение — может быть пористой и массивной. Под микроскопом обычно в ней можно различить мелкие обломки и железистые бобовинки размером в доли миллиметра. Состав цемента обычно каолинитовый, микротрещинки и пустотки заполняются гиббситом. Цемент, как правило, ожелезнен, распределение железа неравномерное. В целом же в бокситах его содержание довольно постоянное — около 25%. Присутствие кварца не было обнаружено ни в одном из шлифов. О его отсутствии свидетельствуют и пересчеты химических анализов. Пересчеты показали также, что количество минералов свободного глинозема в пизолитовых бокситах варьирует в пределах 59—72%. Кремневый модуль этих пород составляет 13—15.

Обломочные бокситы отчетливо подразделяются на две группы пород. Первые сопровождают бокситы *in situ*, образуя на них крепкий обломочный панцирь (рис. 5). Классический материал здесь представлен подстилающими разностями бокситов. Вторые пространственно не связаны с бокситами *in situ*. Обломочный материал в этом случае представлен железистыми аллитами и железными рудами. Большая часть глинозема связана со вторичными образованиями цементирующей массы. Эти бокситы имеют кремневый модуль 2,8—5,0. Количество минералов свободного глинозема в них в целом на треть меньше, чем в пизолитовых бокситах и сопровождающих их обломочных панцирях. Обломки пизолитовых бокситов обычно скементированы ожелезненной каолинито-гиббситовой массой. Количество минералов железа в породе составляет 26—28%. По содержанию глинозема бокситы обломочного панциря не отличаются от подстилающих пизолитовых бокситов.

Обломки железистых аллитов и железных руд обычно связаны глинистым (каолинитовым) материалом, который нередко интенсивно замещается гиббситом. Иногда обломки окаймляются гиббситом, четкость ог-

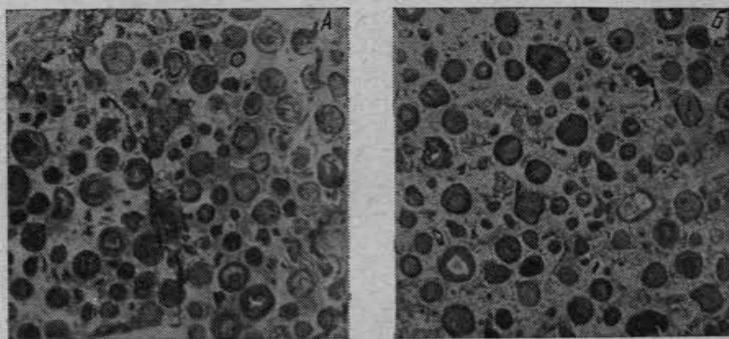


Рис. 4. Пизолитовые бокситы. Белое — каолинитовая цементирующая масса. Уменьшение 1,5.

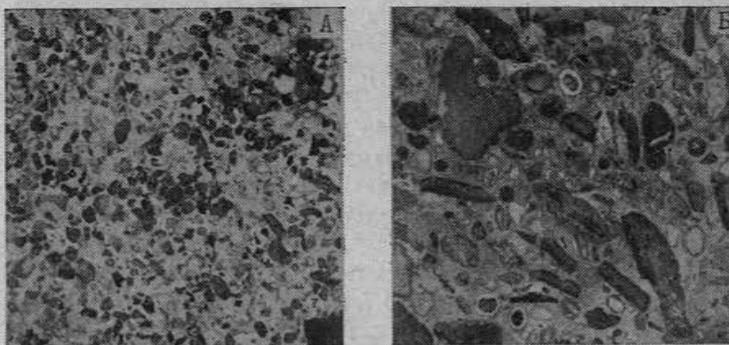


Рис. 5. Породы, характерные для обломочного панциря на бокситовых телах:
А — мелкообломочная бокситовая порода; Б — среднеобломочная, в цементе которой присутствует небольшое количество пизолитов. Уменьшение 1,5.

раничений в этом случае невелика. Гиббсит замещает также отдельные участки каолинитовой массы, вследствие чего возникает псевдобобовая структура породы. Размер бобовинок в цементе не превышает 0,5 мм. Основная масса гиббсита представлена тонкочешуйчатыми разностями. Менее развит пластинчатый гиббсит, заполняющий пустотки и трещинки. В среднем размер пластинок (табличек) гиббсита 0,08, чешуек — 0,01 мм. Количество гидроокислов железа изменчиво, но, как правило, более 30% породы. Колломорфные структуры не являются редкостью для описываемых пород. Обломочный материал часто приобретает зональное строение в результате чередования полос гидроокислов железа (от поверхности к внутренним частям обломков).

В массе обломки обычно окрашены в желтоватый, розоватый, кирпичный цвета. Нередко в них можно различить полосчатость первичных рассланцеванных пород. Размеры обломков разнообразны, но не превышают 1,5 см по удлинению. Кремневый модуль описываемых обломочных пород составляет 2,7—2,8 и отвечает нижнему пределу, характерному для низкокачественных бокситов. Содержание глинозема (в среднем около 28%) также предельно минимально для бокситов.

Среди бокситовых образований изредка встречаются необычные разновидности. Это травертиноподобные бокситы (рис. 6), подобные образованиям, встреченным на бокситовых месторождениях Гвинеи [6]. Породы эти являются литифицированными осадками источников на склонах, сложенных бокситами. Внешне они представляют собой пестрые образования перемежающихся белых, розовых, красных, желтых тонов. Основные минералы — каолинит, гиббсит, гидроокислы железа. Количество минералов свободного глинозема достигает 60%. Эти пестрые породы были встречены на юго-западе Мали лишь в нескольких случаях на участках, примыкающих к полям развития бокситов.

Все описанные выше латеритные образования, характерные для раннеафриканской поверхности выравнивания, тесно связаны между собой, между ними нет четких границ. В частности, на останце близ поселка Кангаре автором был прослежен переход от массивных буро-черных железняков к обломочно-пизолитовым бокситам (рис. 7). Подобную смену пород удавалось просле-

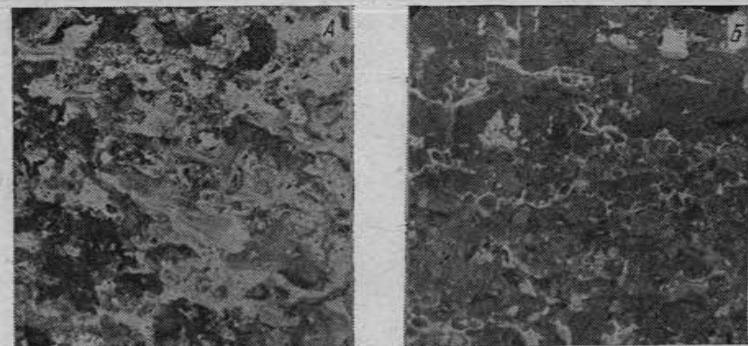


Рис. 6. Внешний вид травертиноподобных бокситов. Уменьшение 1,5.

живать и сверху вниз в разрезе толщи латеритов. Судя по литературе, такие переходы в пределах латеритных разрезов обычны. В частности, в Индии промышленные слои латеритных бокситов иногда оказываются заключенными в массу железных руд. Что же касается железистых аллитов, то при увеличении в них железистого материала они переходят в железные руды, а повышение содержания гиббсита переводит их в разряд бокситов.

Непостоянство строения, резкие колебания состава латеритных образований при неизменном характере нижних каолиновых горизонтов заставляют предположить, что полные разрезы латеритных пород не всегда типичны для латеритного профиля выветривания на юго-западе Мали. Как известно, геологи Индии уже много лет назад выдвинули две гипотезы образования каолиновой толщи в основании латеритов. Первая: возникновение каолинов в процессе латеритообразования как толщи, промежуточной между коренной породой и латеритами. Вторая: образование толщи каолинов и собственно латеритов без строгой последовательности этих процессов [7]. В связи с широчайшим развитием мощной толщи каолинов трудно было найти факты для доказательства той или иной гипотезы, однако индийские геологи установили, что увеличение мощности латеритов ведет к увеличению мощности зоны литомаржа за счет толщи каолинов.

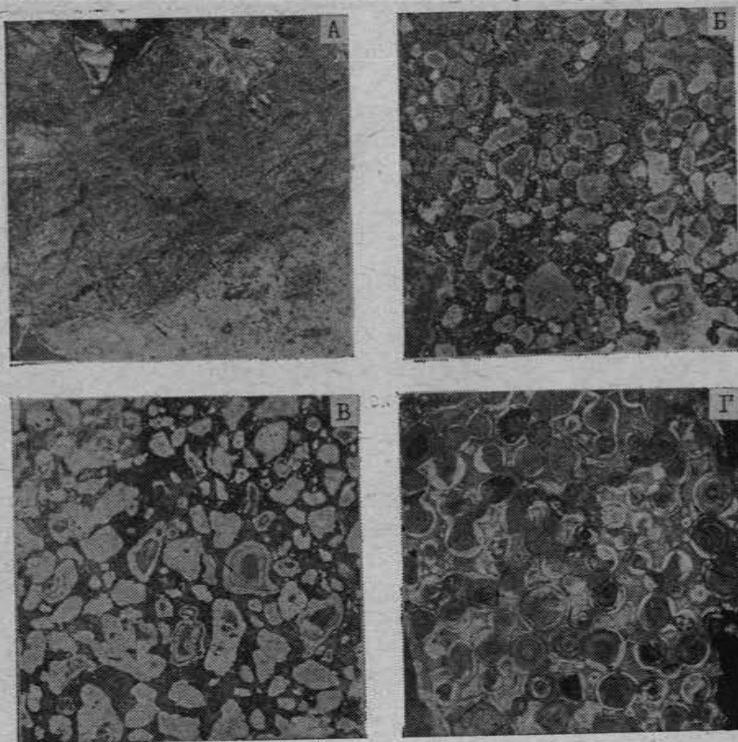


Рис. 7. Переход от железных руд к бокситам:

А — монолитная железная руда; *Б* — появление гиббсито-каолинитовых образований в мелкопористой железистой массе; *В* — уменьшение количества железистого цементирующего материала и появление окружных образований концентрического строения; *Г* — железистый гиббситовый боксит с бобовинами и концентрически-зонального строения, включающий небольшое количество железистого материала. Расстояние в плане между образцами *А* и *Г* 12 м. Уменьшение 1,5.

На юго-западе Республики Мали зоны литомаржа и собственно латеритов венчают разрезы коры выветривания. При этом оказывается трудным судить об одновременности или разновременности образования латеритов и толщи каолинов. Однако у пос. Гуна, близ границы с Берегом Слоновой Кости, удалось описать на одном из участков одновременное наложение процессов латеритизации как на толщу каолинов, так и на первичные материнские породы — рассланцованные аркозовые песчаники. Они интенсивно ожелезнены, под микроскопом в массе пород

различимы мелкие (0,05—0,08 мм) непрозрачные бобовинки. Железистая масса кое-где имеет колломорфную структуру. Нередки мельчайшие пустотки, заполненные мелкодырчатым гиббситом, иногда он образует также тонкие оторочки вокруг бобовинок. Химический анализ показал, что содержание Fe_2O_3 в этих породах варьирует в пределах от 48,4 до 70,6%. Текстурные особенности первичной породы весьма отчетливы. Переходы к неизмененным породам резкие, можно отобрать образцы, где будут присутствовать и латеритизированные и неизмененные первичные породы.

Подобные наблюдения позволяют допустить разновременность процессов образования мощной каолиновой коры выветривания и венчающих разрезы латеритных пород. Процессы латеритизации могли накладываться как на сформировавшуюся ранее толщу коры выветривания, так и на неизмененные породы. Однако глинистые каолинитовые коры выветривания могут быть сами по себе остатками, корнями латеритных профилей выветривания, частично денудированных при формировании раннеафриканской поверхности выравнивания. Образование этого профиля может относиться, в частности, к раннему мелу — времени формирования постгондванской поверхности, денудированной в течение позднего мела и эоцена. Такое предположение допустимо, поскольку оно не меняет сути проблемы: в течение позднего мела и эоцена происходило наложение процессов латеритизации на сформировавшуюся каолиновую кору выветривания. В тех случаях, когда в пределах площадей развития глинистой коры выветривания на поверхности оказывались обнаженными коренные породы, они также подвергались латеритизации. В последующее время все образовавшиеся латеритные породы оказались покрытыми обломочным панцирем, частично поглотившим остаточные латеритные образования.

Олигоценовые латеритные образования

Олигоценовый (позднеафриканский) уровень рельефа покрыт сплошным чехлом латеритных пород обломочного строения. Это красно-бурые со многими оттенками образования, мелкодырчатые и пористые за счет

неполной цементации обломочного материала. Мощность обломочного чехла составляет 1,5—2,0, реже может достигать 6,0—7,0 м. Такие мощности характерны для подобных образований во многих районах Западной Африки. В частности, для западных районов Либерийского щита мощности шлейфовых террас, аналогичных описываемым на юго-западе Мали олигоценовым образованиям, составляют 1,3—3,0 м с редкими увеличениями до 5,0—7,0 [6].

Обломочный покров залегает на пологоволнистой поверхности глинистой коры выветривания и от подстилающих пород отделяется четко. Во многих случаях он весьма монолитен и представляет собой панцирь, предохраняющий от денудации глинистые горизонты коры выветривания.

Исследования показали, что все многообразие железистых пород олигоценового возраста сводится к четырем группам образований. Это железистые сиаллиты, сиаллитные железные руды, железистые аллиты и аллитные железные руды. Наиболее распространены железистые сиаллиты и сиаллитные железные руды, они слагают большую часть субгоризонтальных участков рельефа. Аллитные породы развиты локально, они тяготеют к склоновым участкам. Следует отметить, что четких разграничений между сиаллитами и аллитами обычно провести невозможно. Практически можно наблюдать непрерывный ряд от железистых сиаллитов до аллитных железных руд. В вертикальном разрезе можно уловить тенденцию к увеличению аллитного материала к нижним частям обломочного покрова.

Подстилающие каолиниты на контакте с панцирем интенсивно ожелезнены, количество гидроокислов железа здесь нередко составляет 30—35 %. Книзу ожелезение уменьшается, в 3—4 м ниже контакта уже можно видеть белые каолины. Минералы свободного глинозема в составе пород коры выветривания не были встречены.

В нескольких случаях (в районе пос. Янфолила) удалось наблюдать наложение обломочного панциря на неизмененные коренные породы, представленные аркозовыми песчаниками. Эти породы на контакте и близ него являются свежими, не имеют трещиноватости. В массе железистого обломочного покрова близ контакта можно видеть обломки неизмененного песчаника, которые

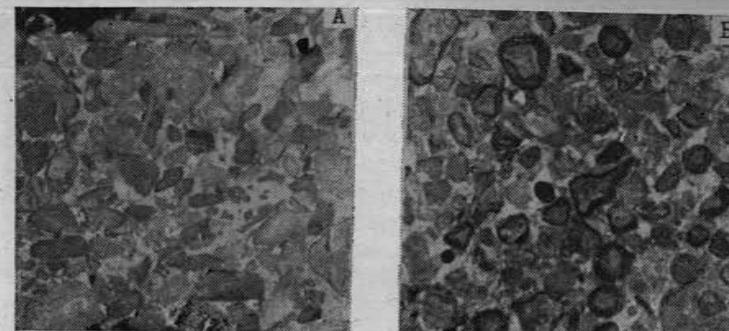


Рис. 8. Обломочные породы, характерные для олигоценового латеритного покрова:
А — железистый сиаллит; Б — железистый аллит. Уменьшение 1,5.

лишь с поверхности покрыты тонкой железистой корочкой. Сам контакт обломочного панциря и песчаника исключительно четкий. Поверхность песчаника имеет бурый слой типа пустынного загара мощностью 3—5 мм, к которому присоединены низы обломочного панциря. В целом состав панциря на неизмененных коренных породах не отличается от его состава в пределах площадей развития глинистой коры выветривания.

Железистые сиаллиты представляют собой обломочные породы красно-бурового, бурого и желто-бурового цвета различной твердости. Размер обломочного материала разнообразен, но обычно не превышает 15 мм (рис. 8). Иногда в мелкообломочной массе встречаются крупные обломки и глыбы кварца размером до 40 см в поперечнике.

Крепость обломочных железистых сиаллитов значительно уменьшается от поверхности к подошве толщи. В нижней части они нередко представляют собой породы, которые легко режутся ножом. Однако строение породы в пределах разреза однородно. Обломочный материал железистых сиаллитов всюду составляет 80—85 % породы. Цементирующая масса представляет собой ожелезненные каолины, в массе которых рассеян тонкодисперсный кварц. Состав исходных пород, находящихся в обломках, обычно установить не удается: это интенсивно ожелезненные, слабо просвечивающие в шлифах

породы, утратившие структурные и текстурные особенности.

Химический состав обломочных железистых сиаллитов также свидетельствует об однообразии этих пород. Количество кремнезема во всех случаях укладывается в интервал 36—40%. Переменные количества Fe_2O_3 и Al_2O_3 , которые, взаимно дополняясь, составляют 40—50% породы. Пересчеты химанализов на минеральный состав показывают, что более половины массы породы обычно представлено каолинитом. Окислы железа иногда составляют до 40%, но обычно варьируют в пределах 25—35. Кварц слагает от 11 до 20% породы. Содержание титановых минералов во всех случаях не превышает 1%. Лишь в некоторых пробах пересчеты показали присутствие минералов свободного глинозема. Изучение шлифов из этих проб дало возможность установить развитие небольшого количества гиббсита по кварцу, чаще всего по стыкам кварцевых зерен.

Сиаллитные железные руды отличаются от железистых сиаллитов главным образом увеличенным количеством железа. Содержание Fe_2O_3 здесь обычно несколько больше 50%. Обломочное строение также хорошо различимо, однако очертания кластического материала не отличаются большой отчетливостью. Иногда они буквально «растворяются» в окружающей обломки железистой массе. В тех случаях, когда обломки имеют отчетливые очертания, они окружены каймой гидроокислов железа. Цементирующий материал также значительно ожелезнен. Количество его варьирует от 5 до 25% массы породы. Железистые аллиты характеризуются повышенным содержанием минералов свободного глинозема при сравнительно выдержанном количестве минералов железа (28—37%). Кремневый модуль этих пород в ряде случаев превышает 1,5. Количество кварца невелико, к тому же в некоторых случаях он оказывается замещенным гиббситом.

Обломочный материал и цемент равномерно окрашены гидроокислами железа в буровато-красный цвет. Цемент составляет 10—20%, повсюду в нем распылен тонкодисперсный кварцевый материал. Особенностью пород является интенсивное развитие гиббсита, замещающего целые участки обломочного материала и цемента. Гиббситом же заполнены мелкие поры и трещинки.

Наиболее интенсивно замещаются гиббситом крупные обломки ожелезненных пород и кварца. В шлифах можно видеть все фазы замещения обломков кварца — от появления тонкой каймы гиббсита до полного замещения всего обломка. Иногда по трещинкам гиббсит проникает в центральные части свежих зерен.

Пересчеты химических анализов показали присутствие значительных количеств (до 35%) свободного глинозема в описываемых породах (увеличение содержания глинозема всегда бывает связано с уменьшением свободного кремнезема). Меньшее по сравнению с сиаллитными железными рудами ожелезнение железистых аллитов позволяет изучать эти породы под микроскопом. В обломках здесь встречаются рассланцованные аркозовые песчаники и интрузивные породы гранитного состава. Аллитные железные руды характеризуются повышенными содержаниями железа в составе пород и повсеместным присутствием минералов свободного глинозема. Кремневый модуль этих образований 0,9—1,4. Интенсивное ожелезнение приводит к тому, что, несмотря на постоянное присутствие в породах гиббсита (от 2 до 10%), он не диагносцируется под микроскопом. Обломочный материал не имеет четких очертаний, обломки оконтуриваются каймой гидроокислов железа. Размер обломков составляет несколько миллиметров, иногда достигает 1,5 см.

В ожелезненном каолинитовом цементе наблюдаются разновеликие пизолиты концентрически-зонального строения, а также формы сложного строения, когда два-три пизолита окружены оболочкой гидроокислов железа. Размер пизолитов 2—4 мм, форма круглая или овальная. Если в обломках и ожелезненном цементе гиббсит неразличим, то в пределах пизолитов тонкочешуйчатый гиббсит хорошо виден по трещинам. В ряде случаев отмечалась серия микротрешин нескольких генераций, в результате чего возникла сетка вторичного гиббсита.

Среди описываемых образований ни разу не были встречены породы, содержащие мелкий окатанный кластический материал. Обломки угловаты и не несут следов перемещения. Крупные глыбы и обломки латеритов раннеафриканской поверхности имеют слаженные очертания, иногда они полуокатаны. В мелкообломочной массе эти глыбы и крупные обломки являются инородными

телами. Их количество увеличивается в пределах склоновых участков олигоценового пленеплена, на субгоризонтальных площадях они редки.

В пределах склонов и прилегающих субгоризонтальных участков обломочный позднеафриканский латеритный покров имеет очевидное делювиальное происхождение. Происходит сползание по склонам механически разрушающихся латеритных пород раннеафриканского уровня, которые затем связываются тонкодисперсным материалом. Кроме того, как показали исследования в Гвинее [6], происходит частичное химическое осаждение Al, Fe и Ti. В связи с тем, что склоны пологие, количество обломочного материала и поступающих хемогенных продуктов соизмеримо, образуется своеобразная смесь из твердых обломков и гелеобразной массы. Раскаристализация и структурные усложнения гелей приводят к образованию пизолитов, колломорфных выделений и т. п. В результате породы приобретают специфическое пизолитово-обломочное строение (следует учесть, что в образовании пизолитов значительную роль играет также растительный покров).

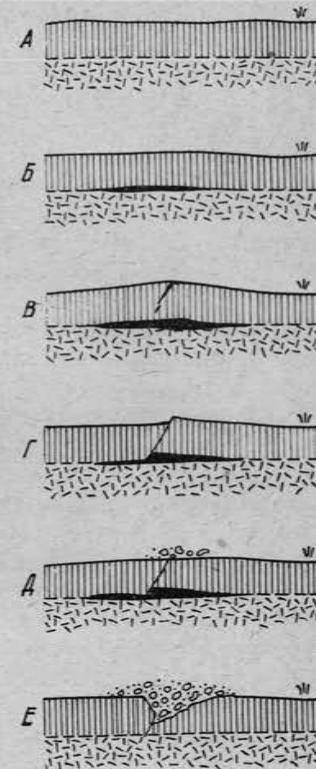
Механизм образования обломочного покрова субгоризонтальных участков пока недостаточно ясен. Под действием солнца (рис. 9), водных потоков происходит частичное разрушение верхних горизонтов покрова, а локальные просадки приводят к дроблению целого ряда участков латеритного панциря. Будучи связанным тонкодисперсным материалом и пропитанным железистыми растворами, обломочный покров приобретает значительную крепость и практически не отличается от склонового делювиального шлейфа.

Неоген-четвертичные латеритные образования

Поверхность педиплена, ограниченная уступами высоких поверхностей, не несет панциря, столь типичного для верхних ярусов рельефа. В большинстве случаев эта поверхность бывает зафиксирована вскрытыми при отступании уступа породами различных горизонтов коры выветривания (а в некоторых случаях и неизмененными породами субстрата). Под действием солнца и периодического увлажнения эта красно-бурая рыхлая масса уп-

Рис. 9. Динамическая схема образования термических трещин в латеритном покрове и развалов латеритных обломков на его поверхности. Фазы развития:

A — исходное состояние панциря; *B* — вспучивание одного из участков панциря и отсл�ивание от подстилающих пород; *C* — увеличение изгиба и появление трещины в панцире; *D* — смещение части панциря по трещине с образованием гребешка на поверхности; *E* — дробление панциря вдоль трещины и его возвращение в исходное состояние



лотняется, не достигая, однако, крепости латеритных панцирей более древних поверхностей. В период дождей обломочный материал, поставляемый древними поверхностями, выносится в долины рек, но некоторое его количество рассеивается по поверхности педиплена и образует скопления в ложбинах. Такие скопления цементируются глинисто-железистым материалом и превращаются в довольно крепкие образования типа железистых брекчий.

Ожелезненные породы коры выветривания (ожелезненные каолины) обнаруживаются на поверхности педиплена почти повсюду (рис. 10). Их мощность различна, но обычно не превышает 2,0 м. Ожелезнение книзу постепенно уменьшается, и глинисто-железистая масса

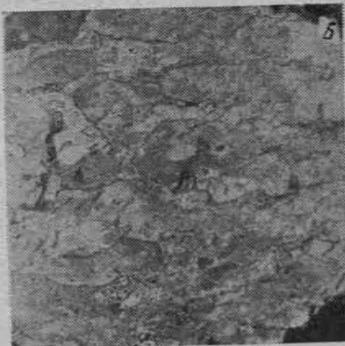


Рис. 10. Ожелезненные каолины, характерные для поверхности педиплена. Заметны следы жизнедеятельности насекомых — ходы, заполненные более светлым каолиновым материалом. Уменьшение 1,5.

переходит в розовато-белый и белый каолин. С поверхности породы бывают покрыты тонкой железистой коркой, способствующей сохранению пород от размыва в период дождей. Рыхлая железисто-глинистая масса, лишенная такой корки, вскоре вновь покрывается ею*.

Изучение шлифов из таких пород дает мало сведений. Как правило, в шлифе можно видеть бурую, слегка просвечивающую железисто-глинистую массу с мелкими (0,03—1,2 мм) зернами кварца и неправильных очертаний пустотками. Иногда бывает слабо различимой первичной текстура материинской породы.

Лабораторные исследования образцов глинисто-железистых пород, взятых с поверхности педиплена, свидетельствуют об исключительно однообразном минералогическом составе. Термический анализ показал присутствие во всех пробах лишь каолинита и гетита. Рентгеноструктурный анализ также подтвердил наличие

лишь каолинита и гетита. Были получены слабые отражения кварца. Минералы свободного глинозема в изученных пробах обнаружены не были. Те же результаты дал пересчет химических анализов на минеральный состав: каолинит, кварц, окислы железа, небольшая примесь титановых минералов. Пересчеты говорят об отсутствии минералов свободного глинозема в большинстве проб. Лишь в одной пробе пересчет показал присутствие глинозема. При изучении шлифа, изготовленного из этого образца, был обнаружен тонкочешуйчатый гиббсит, выделения которого носят явно вторичный характер. Иногда гиббсит заполняет мелкие поры и пустотки.

Ожелезненные обломочные породы выполняют впадины на поверхности педиплена и тяготеют пространственно к долинам рек, где иногда образуют делювиальные шлейфы, спускающиеся до поверхности первой надпойменной террасы. Обломочный материал разнообразен, здесь можно встретить обломки аркозовых песчаников, в различной степени ожелезненных, обломки расщлензованных пород, кварца, железистых бесструктурных пород и т. п. Размер обломков разнообразен, но обычно укладывается в интервал 0,5—20,0 мм. Очертания обломков угловатые или слегка сглаженные, но не окатанные. Обломки бывают окружены каймой гидроокислов железа. Цемент обычно составляет 25—30% породы, но встречаются также обломочные породы очень плотного сложения, где количество обломочного материала достигает 90%. Цементирующая масса разнообразна, это ожелезненный глинистый материал с рассеянными в нем мельчайшими зернами кварца. Химические и минеральные составы весьма однородны. Минералов свободного глинозема не обнаружено.

Говоря о неоген-четвертичных образованиях поверхности педиплена, следует сказать о суглинках и супесях, мощность которых измеряется десятками сантиметров и иногда достигает 1,5—2,0 м. Они распространены на субгоризонтальных участках и отсутствуют на склонах. Суглинки и супеси заполняют углубления на поверхности ожелезненных каолинов, нивелируют неровности рельефа. Суглинки представляют собой зону активного тропического почвообразования. На них развита растительность, способствующая образованию в почвенном слое скоплений пизолитов (рис. 11).

* Процесс отвердения рыхлых железистых образований происходит быстро. В выемке шестилетней давности автор наблюдал значительное различие в характере обнаженных поверхностей на солнечной и теневой сторонах. На теневой стороне масса породы осталась рыхлой, глиноподобной, в то время как на солнечной она приобрела значительную прочность и покрылась железистой коркой. Благодаря такому процессу литификации все участки поверхности педиплена, на которых в период ливневых дождей оказываются вскрытыми рыхлые массы латерита, весьма быстро вновь приобретают прежние прочность и облик.

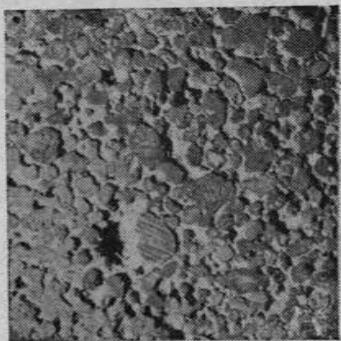


Рис. 11. Плотные скопления железистых пизолитов в приповерхностной части покровных суглинков. Уменьшение 1,5.

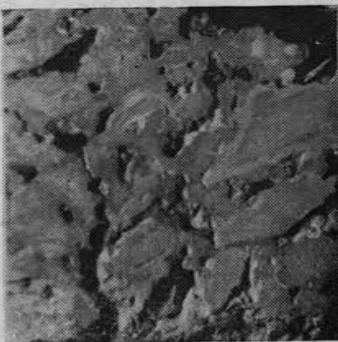


Рис. 12. Губчатый железняк — ячеистая глинисто-железистая порода, встречающаяся на поверхности педиплена

В днищах широких логов на поверхности педиплена можно также наблюдать оригинальные железистые образования. Это крупнопористые или ячеистые глинисто-железистые породы, получившие название губчатого железняка [8]. Порода мелкообломочная, с небольшим количеством мелких пизолитов. Цементирующая масса — пелитовый материал, пропитанный гидроокислами железа. Содержание Fe_2O_3 в этих породах достигает 38%. Подобные образования распространены широко и, видимо, типичны не только для описываемого района. Эта губчатая масса, по наблюдениям автора, имеющая мощность от нескольких десятков сантиметров до 2 м, является идеальным прибежищем насекомых (рис. 12).

К сравнительной характеристике латеритных образований различного возраста

Выше было показано, что латеритные образования разного возраста и соответственно разных геоморфологических уровней обладают четкими различиями в строении и составе. Карттирование подобных образований не представляет большой сложности. Однако объективная

оценка латеритных пород может быть выполнена лишь с привлечением широкого круга лабораторных исследований. Некоторые из таких исследований, в частности изучение распределения микроэлементов в латеритных образованиях, могут оказать помощь при проведении поисковых работ на железные руды и бокситы [5].

Существенным критерием для расчленения латеритных покровов по возрасту является химический состав слагающих их образований. Различия в строении, отмеченные при изучении литологии и геоморфологической приуроченности латеритов, нашли подтверждение при сравнении результатов полного силикатного анализа. Очевидна тенденция к значительному увеличению количества кремнезема в направлении от древних образований к молодым. Обратная картина наблюдается в поведении двух других основных компонентов — Fe_2O_3 и Al_2O_3 .

Что касается минералогии железистых и аллитных пород, то при едином спектре породообразующих минералов все типы выделенных пород различаются весьма отчетливо. Каждый уровень рельефа обладает латеритными образованиями, четко отличающимися как по минералогическому, так и по химическому составам.

В суданских районах Западной Африки тропический климат установился почти с начала мезозоя (с конца триаса). В течение длительного периода мезозойско-кайнозойской истории этих районов климат не подвергался значительным изменениям [9]. Однако, как показали исследования Грандена и Дельвина, для позднего мела и эоцена был характерен температурный пик, к этому же времени относится и общее повышение влажности в этих районах [10].

В послезооценовое время образование пустыни Сахары привело к интенсивному запылению атмосферы, уменьшению солнечной радиации, влажности и некоторому понижению температуры [11]. Бокситообразование шло и в олигоцене, однако этот процесс не отличался интенсивностью и не привел к образованию бокситовых руд высокого качества. Следует отметить также, что продолжительность бокситообразования в олигоцене в пять-шесть раз меньше, чем в течение отмеченного выше температурного пика позднего мела — эоцена. В течение олигоцена получили широкое развитие конт-

ракционные явления, заключающиеся в раскалывании и локальных просадках сначала отдельных участков, а затем и всей верхней части латеритных покровов [6]. Это привело к образованию на обширнейших площадях Западной Африки мощных обломочных панцирей. Что касается послеолигоценового времени, то процессы педипленизации здесь привели к образованию новой поверхности, площадь которой расширяется до настоящего времени.

История изучения латеритных образований в XX веке связана с именами многих исследователей-почвоведов. Неоднократные конгрессы почвоведов Африки, Латинской Америки, Индии касались многих вопросов латеритного почвообразования, геохимии латеритных процессов. Однако, широко занимаясь проблемами происхождения латеритов, большинство исследователей всегда уделяло чрезвычайно малое внимание возрасту этих образований и их геоморфологическому положению. В результате обширнейшие сведения, которые получали в различных точках тропического пояса, подчас невозможно было увязать. Подобный вопрос увязки сведений вставал перед исследователями, проводившими поиски полезных ископаемых, в частности бокситов латеритного генезиса. Однако и сейчас нередко можно встретить работы, авторы которых умалчивают о времени образования бокситов. Отмечая приуроченность бокситовых тел к повышенным участкам рельефа, они не указывают высотных отметок или даже относительных высот таких участков.

Для большинства исследователей с каждым годом все яснее становится вопрос связи латеритов определенных типов с теми или иными поверхностями выравнивания. Если учесть, что этапность рельефообразования хорошо увязывается для различных точек земного шара, то привязка к ним определенных полезных ископаемых имеет огромное значение.

В последние годы такие работы начаты в различных районах тропической зоны. В частности, в прибрежных районах Индии (Бихар, Бхопал, Мадхья Pradesh и др.) установлена четкая связь латеритных бокситов с вершинами останцов плато, имеющих абсолютные отметки выше 300 м. Здесь располагаются пизолитовые бокситы *in situ*, а обломочные бокситы можно встретить

на различных, более низких уровнях вплоть до долин рек [12]. Более полутора десятков индийских месторождений бокситов района Калаханди и Орисса приурочены исключительно к вершинам холмов одного уровня, что дало возможность исследователям рекомендовать ревизию всех аналогичных холмов-останцов на бокситы [13]. Плосковершинный рельеф прибрежной зоны Гоа закрыт мощным и однообразным по составу и строению латеритным панцирем с высокими содержаниями железа и алюминия [14].

Бокситы *in situ* в Западном Сараваке (Малайзия) образуют промышленные месторождения на холмах, низинный боксит, встречающийся у подножий этих холмов-останцов, по составу значительно отличается от боксита нагорного [15]. Изучение латеритов в тропиках северной Бразилии показало, что район Амана характеризуется двумя уровнями рельефа, зафиксированными различными латеритными покровами. Конкремионные латериты, образовавшие сплошной покров на выровненной палеогеновой поверхности, в последующее время были частично уничтожены. Обломочные латериты образовали покровы на поверхностях плоскодонных долин, создав нижний латеритный ярус [16]. Южноамериканские месторождения итабиритов полностью контролируются покровом древних латеритов, забронировавших исходные итабиритовые породы. В зависимости от устойчивости латеритной брони месторождения итабиритов либо сохраняются в останцах, либо уничтожаются денудацией вместе с участками латеритов [17].

Благодаря сравнению латеритных пород различных уровней южной Уганды удалось установить последовательность процессов рельефообразования этих районов. Широко развитые здесь островные горы образовались в результате селективной денудации древних высоких поверхностей, закрытых латеритными панцирями [18]. В северной части Австралии над поверхностью Тенант-Крик возвышаются многочисленные останцовые горы с вершинами, образующими единый уровень. Ниже поверхности Тенант-Крик есть еще одна поверхность, образующая нижнюю ступень рельефа. Каждый из уровней обладает отличающимся от других латеритным покровом, а для самой нижней характерны выходы на поверхность корней размытой более древней коры выветрива-

ния [19]. Число подобных прикладных геоморфологических работ непрерывно растет.

Наиболее высокая ступень рельефа (наиболее древний уровень) изученных автором районов саваны на юго-западе Республики Мали, как выше уже было указано, зафиксирована монолитными латеритными породами, во многих случаях сохранившими реликты текстурных особенностей исходных пород. Более низкая ступень характеризуется присутствием исключительно обломочного латеритного покрова. Для нижней ступени типичны рыхлые глиноподобные ожелезненные породы [20].

Анализ литературы свидетельствует о большом внимании исследователей к связи геоморфологических уровней с фиксирующими эти уровни латеритными породами. В конечном счете установление такой связи дает исследователям возможность выявления новых поисковых критериев. В настоящее время большую роль играют региональные работы, поскольку сведение материалов, их соотнесение и уточнение возраста геоморфологических уровней (и соответственно возраста связанных с ними образований) представляют собой новый шаг вперед в деле научного прогнозирования многих видов полезных ископаемых.

Современный уровень проводимых в тропиках исследований, конечной целью которых является выяснение закономерностей размещения гипергенных полезных ископаемых, требует от специалистов безусловного знания геоморфологии. Только изучение всего широкого круга вопросов комплексного геоморфологического анализа дает возможность сделать правильные выводы. Недооценка роли геоморфологии во всех случаях снижает практическую ценность таких работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Остряков А. К познанию латеритных почв. — Труды Общества естествоиспытателей при Казанском университете. Т. 17, вып. 6, Казань, 1915, 199 с.
2. Tillo. Die geographische Verteilung von Grund und Boden. Pett. Mitt. XXXIX, 1893, 4p.
3. Schenk. Über Laterite und seine Entstehung. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges., XLII, 1890, 5p.
4. Якушев В. М. О поверхностях выравнивания саванной зоны внутренних районов Западной Африки. — «Геоморфология», 1973, № 2, с. 85—90.
5. Гуткин Е. С., Якушев В. М. К геохимии некоторых редких элементов в латеритах Республики Мали. — «Почвоведение», 1972, № 11, с. 39—43.
6. Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И. и др. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — «Советская геология», 1970, № 9, с. 3—18.
7. Chowdhury R. Recent Concepts on the Origine of Indian Laterite. Proc. of the Nat. Inst. of Sc. of India, Part 4, 1965, p. 547—558.
8. Якушев В. М. О некоторых разновидностях современных железистых образований западноафриканской саваны. — «Почвоведение», 1969, № 7, с. 126—129.
9. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары (геологическая история). М., «Мир», 1966, 364 с. с ил.
10. Grandin G., Delvigne J. Les cuirasses de la region birrimienne volcano—sedimentaire de Toumodi: Jalons de l'histoire morphologique de la Cote d'Ivoire. — "C. r. Acad. sci.", 1969, D 269, N 16, p. 1474—1477.
11. Richards P. W. The Tropical Rain Forest. 1952, 152 p.
12. Chowdhury R. Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Madhya Bharat and Bhopal. Mem. Geol. Serv. India, 85, Delhi, 1958, 272 p.
13. Murty J. Bauxite Deposits of Kalahandi District Orissa. — "Indian Minerals", 1963, 17, N 3, p. 269—280.
14. Teixeira C. Les laterites de Goa et le probleme de leur genese. — "Garcia Orta", 1965, 13, N I, p. 69—85.
15. Wolfenden E. Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. — "Geochim. et cosmochim. acta", 1965, 29, N 9, p. 1051—1062.
16. Paganelli B. Nota sobre a laterizacao e sua consequencia no relevo do territorio do Amapa. — "Bol. Soc. bras. feol.", 1966, 15, N 2, p. 5—31.
17. Eichler J., Thienhaus R. Rumpfflächen und Lagerstättentwicklung über Itabiriten auf den präkambrischen Schilden von Südamerika und Afrika. — "Geol. Rundschau", 1968, 58, N 1, p. 152—165.
18. Doornkamp J. The role of inselbergs in the geomorphology of southern Uganda. — "Trans. Just. Brit. Geogr.", 1968, N 44, p. 151—162.
19. Hays J. The relations between laterite and land surfaces in the northern part of the Northern Territory of Australia. — "Rept. 22 Sess. India Int. Geol. Congr., Part. 14". New—Delhi, 1964, p. 14—28.
20. Гуткин Е. С., Якушев В. М. Латериты саванной зоны Республики Мали. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 4, с. 61—74.

F36

Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Коллектив авторов. Свердловск, Средне-Уральское кн. изд-во, 1976.

176 с. с ил.

Сборник содержит разнообразные материалы, касающиеся геологии, минералогии, геохимии, стратиграфии бокситовых образований Урала и других районов земного шара.

Г 20803—109
М 158(03)—76

552

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БОКСИТОВ, ЛАТЕРИТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД

Редактор Н. Г. Новосад

Художественный редактор Я. И. Черныхов

Технический редактор Т. В. Меньщикова

Корректор М. А. Казанцева

Сдано в набор 20/I 1976 г. Подписано в печать 12/V 1976 г. НС 14068. Бумага типогр. № 2. Формат 84×108¹/₃₂. Уч.-изд. л. 9,2. Усл. печ. л. 9,2. Тираж 1000. Заказ 49. Цена 86 коп.

Средне-Уральское книжное издательство, Свердловск, Малышева, 24.
Типография изд-ва «Уральский рабочий», Свердловск, пр. Ленина, 49.