науки о земле

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

Д. Бардошши

КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ



Издательство «Мир»

Bárdossy
György

KARSZTBAUXITOK
(bauxittelepek karbonátos közeteken)

Akadémiai Kiadó
— Budapest 1977

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

Д. Бардошши

КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ

Издательство
«МИР»
Москва 1981

УДК 553.492.1

Перевод с венгерского
О. П. Знаменской, К. Пикли, И. Сабо и Д. Улеи

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук В. П. Петрова

Монография известного венгерского ученого, посвященная бокситовым месторождениям карстового типа, широко распространенным во многих странах мира, в частности в СССР. Даны интересная классификация бокситовых месторождений, их описание, минералогия, литология вмещающих образований, характеристика химического состава и качества руд, изложение существующих генетических концепций и соображения автора по вопросу о происхождении бокситов. Приведен обширный материал по многочисленным зарубежным объектам, малоизвестный советским геологам (страны Европы, США, Ямайка, Иран, Турция и др.).

Книга является ценным пособием для специалистов, изучающих бокситовые месторождения, геологов поисковых и разведочных партий, геохимиков и геофизиков, работников, занятых добычей и переработкой бокситовых руд.

Редакция литературы по геологии

1904050000

Б $\frac{20804\text{-}186}{041(01)\text{-}81}$ подписное—1980

© Akademiai Kiado — Bárdossy György, 1977

© Перевод на русский язык, "Мир", 1981

Предисловие редактора перевода

Круг вопросов, которые рассмотрены автором в предлагаемой читателю книге, значительно шире, чем это следует из ее заглавия, и имеет огромное теоретическое и практическое значение. Алюминий — важнейший элемент земной коры. По распространению он уступает только кислороду и кремнию, и тем не менее металл алюминий и его соединения крайне дефицитны в промышленности из-за редкости тех руд алюминия, разработка которых экономически выгодна.

Карстовые бокситы являются наиболее важным типом алюминиевых руд. Особенно важны карстовые бокситы для нашей страны; крупнейшие наши месторождения бокситов на Урале, в Казахстане, на Тимане, а также Тихвинские и Северо-Онежские относятся именно к этому типу. Если обратиться к возможности дальнейших поисков бокситов на территории СССР, то наиболее перспективны поиски именно карстовых бокситов. Геологическое строение нашей страны таково, что областей, где можно обнаружить новые месторождения карстовых бокситов, значительно больше тех, в которых есть перспектива нахождения так называемых латеритных бокситов. Все сказанное говорит об актуальности проблемы, рассмотренной в предлагаемой книге.

Автор книги — известный венгерский геолог Д. Бардошши, возглавляющий геологическую службу Венгерского алюминиевого треста. Прекрасный геолог и в высшей степени квалифицированный минералог и петрограф, Д. Бардошши всю свою энергию отдал изучению бокситовых месторождений. За многие годы своей деятельности Д. Бардошши посетил почти все крупные месторождения бокситов мира, а собранная им коллекция характеризует и те месторождения, которые он не успел еще посетить. Книга написана главным образом по данным личного изучения автором бокситовых месторождений и руд. Вместе с тем в книге использован огромный литературный материал. В частности, автор, прекрасно владея русским языком, в своей книге широко использовал советские работы, посвященные бокситам. Применение большого личного опыта, специальное изучение образцов из разных месторождений, результаты которого впервые публикуются в настоящей книге, а также исключительная объективность автора делают книгу интереснейшим научным произведением, которое много лет будет служить образцом минералого-петрографического изучения таких трудных объектов, какими являются бокситы. При подготовке русского издания текст книги был значительно пересмотрен и во многом дополнен автором. Эти дополнения касаются как ссылок на новую литературу, так и описания новых месторождений и новых фактов. Особенно новы и интересны сведения, которые Д. Бардошши приводит по месторождениям Карибского моря, в первую очередь месторождениям Ямайки — острова, исключительно богатого карстовыми бокситами. Все это делает русский перевод еще более ценным и интересным — его вполне можно считать новым, исправленным изданием.

Вполне естественно, что, работая над столь крупной и обобщающей монографией и имея огромный опыт изучения бокситовых месторождений, Д.Бардошши приходит к формулированию большого числа выводов и заключений, часть которых можно считать в значительной мере дискуссионными. Особенно это касается вопросов генезиса бокситов. Так, автор принял традиционные представления об обязательном образовании бокситов во влажном тропическом климате и о принципиальной тождественности процесса образования элювиальных (латеритных) бокситов и процесса «бокситизации» карстовых бокситов. В конечном итоге Д. Бардошши полностью связывает генезис бокситов с климатом и весь прогноз сводит к палеоклиматическим реконструкциям. Основанием для такого вывода кроме традиции, о чем уже говорилось, для Бардошши служит пример «современных» месторождений латеритных и карстовых бокситов. Действительно, ранее, в начале века, все тропические латериты считались современными, однако последующие геологические исследования показали более древний возраст почти всех бокситов.

Проблема генезиса бокситов, как латеритных, так и карстовых, настолько сложна, что почти каждый специалист имеет свое особое мнение. Дискуссия о генезисе боксита может быть бесконечной. Материалы, приводимые Бардошши, собраны с большим знанием проблемы и во многом помогут познанию истины.

В целом публикуемая книга, как говорилось, содержит огромный, исключительно интересный материал, который во многом поможет широкому развитию дальнейших геологических работ по поискам бокситов — важнейшего алюминиевого сырья.

В. П. Петров

Предисловие автора

Большая честь и радость для меня, что издательство «Мир» решило издать мою книгу на русском языке, ведь в СССР уже десятилетиями на высоком научном уровне занимаются разведкой и исследованием бокситов и объяснением их происхождения.

Считаю необходимым проинформировать советского читателя о некоторых основных целях моего труда и занимаемых мною позициях.

Сфера моих исследований ограничена карстовыми бокситами потому, что наши знания относительно латеритных бокситов мира пока недостаточны для обобщений. Однако там, где это было необходимо, я касался латеритных бокситов и в генетической части подробно оценивал все бокситы, в том числе и латеритные.

Подробное описание всех бокситоносных территорий мира составило бы многотомную монографию, и ее большой объем затруднил бы распознавание главных общих закономерностей. Поэтому в первую очередь я стремился не описать, а *сравнить* бокситоносные территории, где это было возможно, на количественной основе с помощью известных методов математической статистики. Эта количественная обработка и оценка данных — самая существенная, новая черта моего труда.

Первая часть книги содержит описание результатов наблюдений и исследований карстовых бокситов. Проанализированы характерные свойства бокситов разных бокситоносных территорий. Особое внимание обращено на бокситовые залежи Венгрии, и в сравнительной оценке они описаны наиболее подробно. Рассмотрены также более или менее метаморфизованные карстовые бокситы. Между неметаморфизованными и метаморфизованными (наждак) бокситами, как известно, нет резкой границы, переход постепенный, значит, любое разграничение было бы искусственным.

Во второй части исследованы условия образования и закономерности распространения карстовых бокситов во времени и пространстве. Изложение здесь носит синтетический характер, усилия направлены на выяснение взаимосвязи всех известных факторов, действующих во времени и пространстве.

Хочется подчеркнуть, что книга является трудом чисто научного характера; вопросы, касающиеся практики разведки бокситов, подсчета и разработки промышленных запасов, в ней не затрагивались. Не освещены также аспекты геохимии бокситов, которая к настоящему времени накопила столько данных, что их описание резко увеличило бы объем книги. В скором будущем я намерен опубликовать результаты своей работы по геохимической оценке бокситов отдельной книгой. Итак, моя цель заключалась в сравнительной оценке всех известных месторождений карстовых бокситов Земли. Карстовые бокситы СССР советские геологи, очевидно, знают лучше меня, однако я надеюсь, что моя книга будет полезна для советского читателя,

так как оценка месторождений дана здесь в новом освещении, в сравнении с другими карстовыми бокситами мира.

Прошу рассматривать эту книгу как итог полевых, лабораторных и литературных исследований геолога, занимающегося уже тридцать лет разведкой и изучением бокситов.

Завершить труд мне облегчило то обстоятельство, что за прошедшие годы я посетил бокситоносные территории Австрии, Болгарии, США, Франции, Греции, Ирана, Ямайки, Югославии, Италии, Румынии, Испании, СССР и Социалистической Республики Вьетнам, а с остальных территорий развития карстовых бокситов получил образцы, любезно предоставленные отечественными и зарубежными специалистами.

Сравнение карстовых и латеритных бокситов было очень облегчено посещением главных бокситоносных районов Бразилии, Гвинеи и Индии.

Большое внимание было уделено тем научным положениям, которые могут быть использованы в практике разведки и переработки бокситов.

За время после издания книги на венгерском языке в 1977 г. было накоплено довольно много новых материалов по известным проявлениям бокситов, а также были выявлены новые бокситовые месторождения. Русское издание дополнено этими данными. Кроме того, в него включены новые разделы, касающиеся генезиса и палеогеографии бокситов. Таким образом, русский перевод книги следует считать новым, дополненным изданием.

Выражаю сердечную благодарность академику Э. Садецкому-Кардошшу, который содействовал мне в проведении работы и поддерживал своими советами. В разных исследованиях, в обработке данных и в статистических вычислениях оказали мне помощь М. Тот, И. Будай и О. Комороци. Фотографии сделаны Л. Клиндой. За четкое выполнение чертежных работ благодарю А. Тот.

За литературную правку выражаю глубокую благодарность профессорам К. Балогу и С. Ф. Вилме.

За просмотр отдельных глав книги, полезные советы и замечания благодарю Б. Балкаи, Д. Комлошши и Ф. Зенковича. Мне трудно было бы перечислить всех коллег геологов, горняков и технологов, которые своими идеями, замечаниями и дружеской поддержкой содействовали мне в написании этого труда. Пусть примут за это мою благодарность.

До сих пор еще не разработана единая международная терминология по геологии бокситов. Поэтому считаю необходимым изложить свою трактовку употребляемых в дальнейшем главных терминов.

Боксит. Осадочная порода, в которой общее количество минералов окисей и гидроокисей алюминия, железа и титана составляет более 50% и при этом преобладают минералы алюминия. Характер боксита, следовательно, определяется количественным минеральным составом. Определение боксита как алюминиевой руды неоднозначно потому, что в зависимости от развития технологии переработки и от спроса постоянно меняются предельные характеристики породы, которую можно считать алюминиевой рудой. Типы бокситовых пород в более широком понимании подробно описаны в гл. 4.

Генезис бокситов. Совокупность процессов, которые ведут к образованию осадочной породы, особо богатой алюминием, включая процессы выветривания, переноса и осаждения.

Бокситизация. Та стадия процесса образования бокситов, когда порода превращается в собственно боксит или когда продолжается преобразование в боксит ранее частично бокситизированной породы.

Латеритизация. Такая форма поверхностного выветривания пород, которая ведет к повышению содержания алюминия, титана и железа (послед-

нее не всегда) и к понижению содержания щелочей, щелочноземельных металлов и кремнезема. Бокситизация — частный случай латеритизации, при котором обогащение алюминием самое сильное. Общее название пород, образующихся вследствие латеритизации,— *латерит*.

Я различаю четыре взаимосвязанные бокситогеологические единицы, описанные в порядке укрупнения:

1. Бокситовая залежь. Представляет собой единое по распространению и генезису тело, состоящее из боксита и бокситовых пород. В отдельных типах внутри бокситовой залежи можно различать бокситовые рудные тела, отделенные друг от друга бокситовыми породами, глинами, песками или лигнитом. Бокситовая залежь, однако, и в этом случае должна представлять собой одну генетическую единицу.

2. Бокситовое месторождение. Группа расположенных близко друг к другу бокситовых залежей, отделенная от ближайших бокситовых залежей широкой безрудной полосой. Площадь распространения большей частью 10—100 км^2. На месторождениях, состоящих из большого числа залежей, с целью облегчить обзор различают *бокситовые участки* [244]. В крайнем случае и единичная залежь должна считаться месторождением, если она расположена далеко от других месторождений и геологически самостоятельна. В приложениях 1, 2 и 3 перечислены все районы распространения карстовых бокситов (всего 88 районов) и в их пределах месторождения (под буквами *А*, *Б*, *В* и т. д.) с отдельными участками.

Местами на одной и той же территории бокситы образовались в разные геологические эпохи. Условия их залегания и образования могут существенно различаться, поэтому их можно рассматривать как отдельные месторождения (например, в Югославии в районе Обровац, Новиград и Дрниш в пределах одной бокситоносной площади следует различать два разных месторождения — одно палеоценового возраста и другое среднеэоценового).

3. Бокситоносный район. Совокупность геологически связанных бокситовых месторождений. От соседних бокситоносных районов может или отделяться безрудной территорией, или отличаться геологическим строением. Площадь района может составлять от нескольких сотен до нескольких тысяч квадратных километров. Внутри бокситоносных районов различаются *бокситоносные зоны* в тех случаях, когда месторождения составляют вытянутые на большие расстояния пояса. Такое подразделение необходимо по крайней мере в особенно крупных бокситоносных районах. В один бокситоносный район могут входить месторождения разного возраста.

4. Бокситоносная провинция. Связанная группа бокситоносных районов, расположенных на территории крупной геологической структурной единицы второго или третьего порядка (например, Средиземноморская бокситоносная провинция) и прошедших ту же историю тектонического структурного развития. Они распространяются на сотни тысяч или на миллионы квадратных километров, длина или ширина их может достигать нескольких тысяч километров. Некоторые бокситоносные провинции характеризуются одной эпохой образования бокситов, другие — двумя или более.

I. КЛАССИФИКАЦИЯ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Классификация бокситовых залежей — часто дискуссионный и доныне не решенный вопрос. Причина этого — многообразие залежей; их можно классифицировать по многим принципам, и относительно их значения мнения специалистов сильно расходятся.

Уже в начале века было установлено, что больше всего отличаются друг от друга бокситовые залежи, сформированные на силикатных и на карбонатных породах. Следуя этому, Гаррассовиц [204] предложил выделять *силикатные* и *известковые бокситы*. Это разделение широко распространилось и применяется главным образом в справочниках по описанию залежей на немецком языке (В. Петрашек и В. Е. Петрашек [362], Шнейдерхён [491], и Циссарц [107]).

Фокс [151] разделял залежи бокситов по генетическим признакам, он считал, что *латеритные бокситы* образовались вследствие латеритного выветривания силикатных пород, а *бокситы терра-росса* — из местного продукта выветривания известняков и доломитов, т. е. из терра-росса. Это разделение было принято и в монографии де Вейсса [478].

Вадас [453] вместо неоднозначных терминов «силикатные» и «известковые бокситы» ввел названия *латеритные и карстовые бокситы*, подчеркнув роль карстования подстилающих карбонатных пород в образовании залежей. Это простое разделение принято в западной специальной литературе [488, 479].

Одновременно с вышеупомянутыми было разработано еще несколько других классификаций, но они не получили распространения. Так, Хардер [201], например, на основе предполагаемой исходной породы предложил следующую классификацию:

1. Залежи, образовавшиеся из силикатных пород, богатых щелочами и алюминием.
2. Залежи, связанные с известняками.
3. Залежи, связанные с осадочными глинами.
4. Залежи, связанные с основными вулканическими породами.
5. Залежи, образовавшиеся при интенсивном выветривании пород, имеющих среднее содержание алюминия.

Группы пород, предложенные в этой классификации, не всегда можно однозначно разграничить; отнесение конкретной залежи к определенной группе спорно.

Хоз [213] разработал классификацию по морфологическим признакам:

1. Залежи, образовавшиеся на почти равнинной поверхности (на пенеплене).
2. Залежи, образовавшиеся на склонах вулканических куполов и на вулканических плато.
3. Залежи, расположенные на закарстованных и известняковых плато.

4. Вторично переотложенные залежи.

Из-за ненадежного разграничения первой и второй групп классификация не распространилась.

Валетон [457] обратила внимание на то, что некоторые залежи не укладываются ни в группу латеритных, ни в группу карстовых бокситов. Поэтому разработала классификацию, базирующуюся на характере подстилающей породы:

1. Бокситовые залежи на магматических и метаморфических породах.
   1.1. Склоновый тип.
   1.2. Бокситы типа плато на основных породах.
   1.3. Бокситы типа плато на различных породах.
2. Бокситовые залежи на осадочных породах.
   2.1. На обломочных породах.
   2.2. На карбонатных породах.
   2.3. На фосфатных породах.

Классификация Валетон логичная, но односторонняя, она не учитывает ни частные детали в строении залежей разных типов, ни формы их залегания.

Паттерсон [349] на основе формы залегания боксита предлагает следующую классификацию.

1. Покровные залежи — плоскозалегающие слои с изменчивой мощностью.
2. Межпластовые залежи — залегают между осадочными и вулканическими породами прерывающиеся пласты и линзы. Отчасти остаточные, отчасти перенесенные.
3. Залежи-карманы — заполняют главным образом углубления на поверхности доломитов и известняков, но могут быть связаны и с другими породами. Здесь выделяется подгруппа мешкообразных залежей, в которых бокситы переслаиваются с осадочными породами.

Между группами Паттерсона ни в отношении геологии месторождений, ни с генетической точки зрения нет четкого различия, поэтому применение этой классификации было бы нежелательно.

Грабб [187] предложил классификацию на основе относительной высоты образования бокситов:

1. Высоколежащие залежи.
2. Низколежащие залежи.

В первую группу он выделяет залежи, которые образовались на месте при хорошем дренаже и над уровнем грунтовых вод. Сюда причислены среди других залежи латеритных бокситов Гвинеи, Ганы, Индии и Гавайских островов.

К второй группе относятся остаточные, переотложенные и аллохтонные залежи, в которых, по его мнению, происходили повторные колебания уровня грунтовых вод. Характерными примерами он считает австралийские залежи Гов и Уэйпа и залежи Гайаны — Суринама. Он не считает нужным выделять карстовые бокситы в самостоятельную группу. Карстовые бокситы островов Ямайки и Гаити Грабб относит высоколежащей группе, а все остальные карстовые бокситы — к низколежащей группе.

Различать среди латеритных бокситов высоко- и низколежащие залежи несомненно обоснованно, и это не новая идея. Совершенно необоснованно, однако, исключать группу карстовых бокситов. Несравненно больше общих черт между карстовыми бокситами Ямайки и Евразии, чем между карстовыми бокситами и высоколежащими латеритными бокситами одного района. В случае более древних погребенных бокситов весьма трудно установить, на какой высоте происходила древняя бокситизация. Наконец, есть и такие залежи, которые за длительное время своего образования имели то низкое,

то приподнятое положение вследствие вертикальных эпейрогенических движений района. На это указывает и сам Грабб, приводя в качестве примера залежи Малайзии, и западноавстралийские залежи хребта Дарлинг. Все это мешает однозначности классификации. Поэтому автор считает ее использование нецелесообразным, в особенности применительно к карстовым бокситам.

В Советском Союзе классификация бокситовых залежей сложилась в некоторой степени независимо от вышеописанных. Вначале классифицировали залежи на чисто генетической основе. Малявкин [293] различал латеритные, метасоматические, органогенные и метаморфические залежи.

А. Д. Архангельский [12] также на генетической основе выделял залежи 1) морского и 2) озерного или озерно-болотного происхождения. Он вообще отрицал существование латеритизации и латеритных бокситов! Все залежи Средиземноморья он считал морскими.

Викулова (1946) по месту накопления бокситов различала пять типов залежей:

1. Находящиеся на водораздельных плато.
2. Долинные.
3. Заполняющие древнекарстовые углубления.
4. Озерные.
5. Лагунные и прибрежно-морские.

Пейве [356] первым установил значение регионального тектонического положения и на этой основе различал два типа залежей: 1) залежи геосинклинальных областей и 2) залежи платформенных областей. По его мнению, первые все морские и залегают на карбонатных породах, а вторые все элювиальные или озерно-болотные. Все залежи Урала и Средиземноморья он относил в первую группу. Этой классификацией пользовались Горецкий и др. [179], Рухин (1958); кроме того, она была принята и в ряде других работ.

Тектоническая классификация основана на установлении несомненно существующих и значительных зависимостей. Однако в данном случае она означает чрезмерное упрощение, ведь кроме платформенных и геосинклинальных областей существуют и другие тектонические единицы, и бокситовые залежи в них также встречаются. И даже основная закономерность не всегда выдерживается: в платформенных областях известны залежи бокситов на карбонатных породах, а в геосинклинальных областях встречены залежи латеритных бокситов, образовавшихся на месте (например, в шт. Орегон, США).

С целью устранения этих противоречий Горецкий [178] разработал более детальную тектоническую классификацию:

1. Залежи устойчивых участков платформ.
   1.1. На территории антеклиз.
   1.2. На окраинных участках синеклиз.
2. Залежи подвижных участков платформ.
   2.1. На окраинных участках синеклиз.
   2.2. В межгорных и предгорных прогибах.
3. Залежи геосинклинальных областей.
   3.1. На переходных участках платформенных и геосинклинальных зон.
   3.2. На краевых участках геосинклинальных прогибов.
   3.3. На срединных массивах геосинклиналей.

Горецкий на основе морфологии дорудного рельефа подразделял эти группы на 2—3 подгруппы, всего он различал 16 подгрупп. В его класификации учтены действительно почти все тектонические структурные единицы и ее построение логично. Практическое применение, однако, сопровожда-

ется многими неопределенностями. Дело в том, что разные авторы по-разному трактуют тектоническое строение многих территорий, особенно в вопросе о том, какие участки платформенных областей можно считать устойчивыми, а какие подвижными. Например, Горецкий бокситоносную область южной части Ферганы описывал как геосинклинальную зону, в то же время на тектонической карте, изданной в 1962 г., тот же район охарактеризован как слабоскладчатая платформенная область. Другая несостоятельность классификации Горецкого заключается в том, что он, следуя Архангельскому, не выделил залежи латеритных бокситов, а причислял их в подгруппу аллохтонных озерных и болотных залежей, ограничив их распространение устойчивыми участками платформенных областей.

Кирпаль [241, 242] различал залежи, образованные на месте (остаточные), и осадочные. Внутри этих групп подразделения выделены на тектонической основе, по платформенным и геосинклинальным областям, а далее на основе морфологии залежей и по типам подстилающих пород выделены подгруппы. Всего предлагается таким образом 14 подгрупп. Уже сам основной принцип классификации скрывает неопределенность, поскольку кроме чисто автохтонных и аллохтонных залежей существуют и смешанные (алло-автохтонные) залежи, приуроченность которых нельзя определить однозначно. При тектонической классификации вновь возникают трудности, как и в классификации Пейве.

С целью устранения этих трудностей в 1977 г. Кирпаль разработал новую классификацию, в которой различает следующие четыре группы (исключая принцип тектонической приуроченности):

1. Латеритные залежи (образовавшиеся на месте).
   1.1. Залежи линейного распространения.
   1.2. Линзообразные залежи.
   1.3. Залежи бовального типа (платообразные).
2. Полигенные залежи (с местным переотложением).
   2.1. Карсто-линзообразные залежи.
   2.2. Линзообразные залежи.
   2.3. Пластообразные залежи.
3. Осадочные залежи терригенных толщ.
   3.1. Долинные залежи.
   3.2. Пластообразные залежи.
   3.3. Карстовые залежи.
   3.4. Контактово-карстовые залежи.
   3.5. Карсто-котловинные залежи.
   3.6. Контактово-карсто-котловинные залежи.
4. Осадочные залежи карбонатных толщ.
   4.1. Карсто-пластообразные залежи.
   4.2. Карсто-котловинные залежи.
   4.3. Карсто-линзообразные залежи.
   4.4. Карстовые воронковые залежи.

Эта классификация более однозначна, чем прежняя, но различать подгруппы между собой, особенно внутри третьей группы, крайне сложно.

Бушинский [88] в своей классификации исключил оценку тектонического положения и основывался на генетических факторах и условиях залегания:

1. Латеритные залежи (образовавшиеся на месте на алюмосиликатных породах).
   1.1. Экстралатеритные залежи (на свежих материнских породах).
   1.2. Сублатеритные залежи (бокситы отделены от материнской породы литомаржем).
2. Комплексные залежи (латеритные и осадочные залежи находятся в одном месторождении).

3. Остаточные (кластогенные) залежи.
   3.1. На силикатных породах.
   3.2. На карбонатных породах («карстовые залежи»).
4. Осадочные хемогенные залежи.
   4.1. Вулканогенно-осадочные залежи.
   4.2. Залежи сульфидного выветривания.
5. Метаморфизованные залежи.

Вулканогенно-осадочный тип залежей — лишь теоретически предполагаемая группа, таких залежей до сих пор не обнаружено, но Бушинский считает возможным их существование. Классификация Бушинского, по мнению автора, лучше предыдущих и практически охватывает все типы залежей. Неопределенность вызывает, однако, применение генетических характеристик в качестве главного принципа классификации, ведь как раз в отношении генезиса мнения ученых во многом расходятся.

В объяснительной записке к карте бокситоносности Советского Союза, изданной в 1973 г., авторский коллектив из 16 специалистов классифицировал бокситовые залежи по бокситовым формациям на три основных типа и внутри их на морфогенетической основе различал следующие группы:

1. Бокситовые залежи латеритных формаций.
   1.1. Бовальный тип с оставшимся на месте бокситом.
   1.2. Склоновый тип с обломочно-переотложенным бокситом.
2. Бокситовые залежи карбонатных формаций.
   2.1. Карстовый тип.
   2.2. Инфильтрационно-карстовый тип.
   2.3. Пластообразный тип.
3. Бокситовые залежи терригенных формаций.
   3.1. Карстовый тип.
   3.2. Пластообразный тип.

Преимущество выделения трех основных типов по формациям заключается в том, что учитывается весь ход геологического развития района, но, поскольку в природе переход между чисто карбонатными и чисто терригенными формациями постепенный, определение многих залежей остается неоднозначным. С точки зрения геологии бокситов неудачно, что карстовые бокситы входят и в карбонатные и в терригенные основные типы, их было бы желательно описывать внутри одной группы. Неоднозначно также разграничение карстовых, инфильтрационно-карстовых и пластообразных залежей.

Сапожников [422] в своей чисто генетической классификации различал образовавшиеся на месте (латеритные), осадочные, полигенные, инфильтрационные и метаморфизованные бокситы. Вместе с подгруппами он различал 15 типов залежей. Карстовые бокситы внутри осадочной группы выделены в отдельный класс, но часть инфильтрационных и метаморфизованных залежей по сути дела также карстовые бокситы.

При разработке классификации, принятой в этой книге, в интересах устранения неопределенностей автор предпочел те принципы, которые совершенно однозначны и непосредственно проявляются в залежах. Из них, по мнению автора, самый важный — это состав подстилающей породы. В отличие от Валетон автор не просто основывается на петрографическом составе, а особо выделяет карбонатные породы, которые, по опыту автора, играют решающую роль. В результате выделяются:

1. Бокситовые залежи на алюмосиликатных породах.
2. Бокситовые залежи на карбонатных породах.

Вторую группу автор называет «карстовыми бокситами» независимо от степени закарстованности поверхности подстилающей толщи. Более подробная классификация этой группы приведена в разд. 3.1.

Залежи на алюмосиликатных породах разделены автором далее в зависимости от места образования (формировались на месте или путем переотложения и переноса):

1.1. Залежи латеритных бокситов — залежи на поверхности алюмосиликатных пород, образовавшиеся за счет их латеритизации, происходившей на месте. Сюда причисляются и такие бокситы, материал которых был переотложен без переноса в пределах месторождения (склоновый тип советской классификации 1973 г., полигенный тип [422, 244]).

1.1.1. Залежи, образовавшиеся на месте (элювиальные).

1.1.2. Залежи, претерпевшие местное переотложение.

1.2. Залежи тихвинского типа — аллохтонные бокситовые залежи, залегающие на алюмосиликатных породах.

1.2.1. Пластообразные залежи.

1.2.2. Долинные залежи.

Значение тектонического положения признается автором, но оно не принималось во внимание в данной классификации. Причина этого в том, что в тектонической оценке многих областей мнения исследователей расходятся, тем более что в последнее десятилетие сторонники «новой глобальной тектоники» внесли революционные идеи и разработали совершенно новую тектоническую классификацию. В то же время сторонники консервативной, «фиксистской», теории сохраняют прежнюю классификацию. При таких условиях классификация бокситов на тектонической основе неизбежно будет содержать много неопределенностей и с каждым годом ее необходимо было бы пересматривать. Только после значительного расширения тектонических знаний и установления единых мнений можно было бы разработать обоснованную классификацию на тектонической основе.

В конечном счете в классификации, предложенной автором, отражены положения Вадаса, Валетон, де Вейсса, Бушинского и советской классификации 1973 г. Главная разница в том, что *все бокситы на карбонатных породах в этой классификации объединены в одну группу потому, что карбонатные породы под бокситами оказывали решающее воздействие на образование и состав залежей*. Главные группы залежей близки друг к другу, но известны такие залежи, которые можно рассматривать как переходные между карстовыми и латеритными или между карстовыми залежами и залежами тихвинского типа.

По расчетам, из всего количества известных на земле бокситов 85% составляют латеритные бокситы, 14% — карстовые бокситы и лишь 1% — бокситы тихвинского типа.

Общее количество осадочных пород земной коры по расчетам Ведеполя [472], принимая мощность осадков равной 1200 м, составляет $1{,}5 \cdot 10^{18}$ т. Гольдшмидт [492] предполагает среднюю мощность осадков равной 900 м, Ярошевский [523] дает величину 1850 м.

Общее количество ныне известных бокситов, глинистых бокситов и бокситистых глин принимается автором равным приближенно 45 млрд. т. Это количество, принимая данные Ведеполя, не составляет даже 0,001% осадочных пород Земли. Значит, боксит весьма редкое явление в осадочных толщах, по-видимому, для его образования и сохранения необходимо совпадение особых условий.

2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ

2.1. Географическое распространение

Автор различает 88 бокситоносных районов, каждому из них дано географическое название и порядковый номер (приложение 1); их географическое положение изображено на рис. 1—4. В каждый бокситоносный район входит от 1 до 11 месторождений. Всего известно 191 месторождение.

В Европе подавляющее большинство бокситоносных районов располагается вблизи северного побережья Средиземного моря, в пределах так называемой Средиземноморской бокситоносной провинции (рис. 1). Бокситоносные районы Венгрии, Австрии, Чехословакии, Закарпатья, Румынии и Крымского полуострова составляют северную часть Средиземноморской провинции. Большинство карстовых бокситов находится в средней части провинции, в Греции и Югославии. Кроме того, и на юге Франции существуют значительные бокситоносные районы. На южном побережье Средиземного моря карстовые бокситы неизвестны, за исключением месторождения Мактеш-Рамон в юго-восточной части Израиля. Бокситоносная полоса кончается в восточной части Турции.

3532

Дальше на восток следует полоса шириной около 700 км, которая по современным данным в отношении карстовых бокситов непродуктивна. Боксит появляется снова в северо-западной части Ирана и прослеживается через Афганистан, Пакистан до самого Кашмира. Это Иранско-Гималайская бокситоносная провинция. В геологическом отношении можно считать ее восточным продолжением Средиземноморской бокситоносной провинции (рис. 1).

Находящиеся на островах западной части Тихого океана карстовые бокситы можно объединить в Тихоокеанскую бокситоносную провинцию (рис. 2). В восточной части Азии бокситоносные районы, протянувшиеся от Кампучии через Северный Вьетнам до самого северо-восточного края Китая, можно объединить в Восточно-Азиатскую бокситоносную провинцию. Крупные бокситоносные районы на азиатской и восточноевропейской частях Советского Союза составляют Уральско-Сибирско-Среднеазиатскую бокситоносную провинцию (рис. 3). Из всех бокситоносных провинций она протягивается дальше других на север, даже севернее широты 76°.

Районы карстовых бокситов в Америке на островах Карибского моря (Ямайка, Гаити, Куба) объединены автором в Карибскую бокситоносную провинцию. Наконец, известны более мелкие бокситоносные районы в юго-восточной части США. Это Северо-Американская бокситоносная провинция (рис. 4).

Обособленно от предыдущих располагается Тульско-Рязанское месторождение в районе к югу от Москвы. Так как эти залежи генетически отличаются от других карстовых бокситов, считается обоснованным их территориальное выделение.

Провинции карстовых бокситов занимают небольшую часть Земли (рис. 5). Большая часть их находится в северном полушарии между широтами 10 и 70° с. ш., лишь Тихоокеанская провинция располагается в южном полушарии между широтами 10 и 25° ю. ш. На карте изображены месторождения и тихвинского типа, и латеритных бокситов. Самые крупные районы латеритных бокситов (Гвианский щит, юго-восточная Бразилия, Западная Африка, Индия и Австралия) располагаются к югу от карсто-бокситовых провинций близ экватора.

Мелкие месторождения латеритных бокситов находятся в провинциях карстовых бокситов или поблизости от них. Так, в Средиземноморской провинции в районе Локрис в Греции и в горах Тавр в Турции целый ряд малых месторождений латеритных бокситов встречается к северу от бокситоносной провинции. Это Деказвиль (Франция), Антрим (Северная Ирландия), графство Эр (Шотландия), Фогельсберг (ФРГ), Северная Моравия (Чехословакия), Нова-Руда (Польша), а также месторождения Украинского щита и КМА. Из последних Белгородское месторождение имеет значительные размеры.

В Иранско-Гималайской провинции карстовых бокситов латеритные бокситы не обнаружены. В Тихоокеанской провинции на островах Фиджи известны латеритные бокситы, а на острове Новая Каледония — латеритные никелевые руды. В Восточно-Азиатской провинции латеритные бокситы

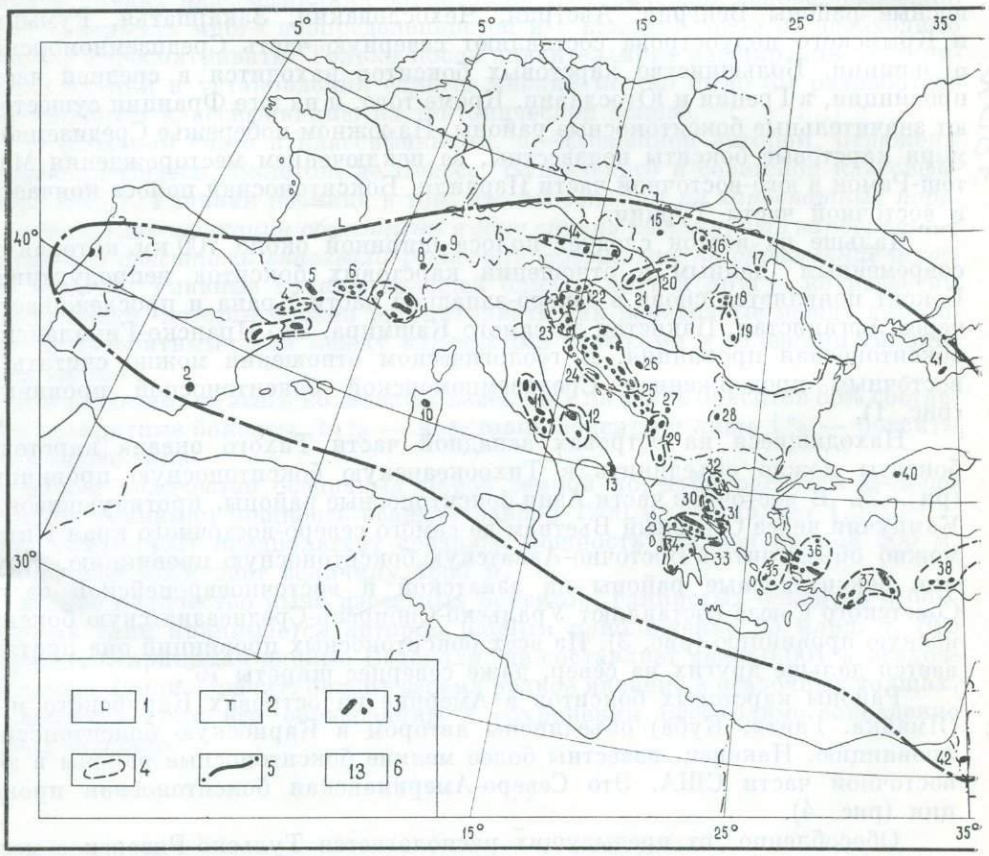


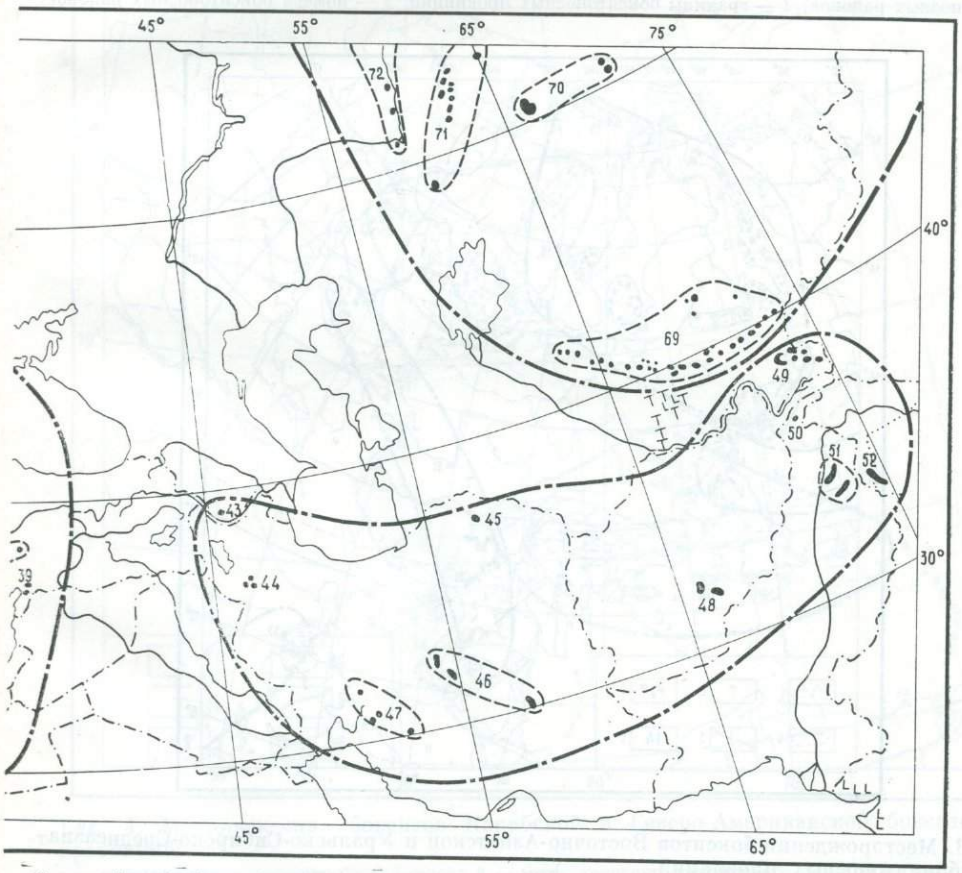
Рис. 1. Месторождения бокситов Средиземноморской и Иранско-

1 — месторождения латеритных бокситов; *2* — месторождения тихвинского типа; *3* — месторождения *6* — номера бокситоносных районов.

неизвестны, но в провинции Фуцзянь близ Чжанпу в Китае обнаружены небольшие залежи латеритных бокситов. В Уральско-Сибирско-Среднеазиатской провинции известны небольшие месторождения латеритных бокситов: на Енисейском кряже и в Гиссарском хребте, в Мугоджарах, на Южном Урале и на Среднем Тимане. В Карибской провинции латеритных бокситов не найдено, но на Кубе находятся латериты, богатые железом и никелем. В Северо-Американской провинции также нет латеритных бокситов, но непосредственно на запад от нее находится сравнительно крупное Арканзасское месторождение латеритных бокситов.

Самые важные залежи тихвинского типа находятся к востоку от Ленинграда в районе Тихвин — Североонежск и на Украине. Все остальные бокситовые месторождения тихвинского типа связаны с провинциями карстовых бокситов. Самые значительные — на Южном и Среднем Урале, в Гиссарском хребте, а также в юго-восточной части США. В заключение можно сказать, что залежи тихвинского типа не настолько обособлены от карстовых бокситов, как большинство латеритных бокситов; пока они известны только в северном полушарии между широтами 30 и 65°. Попытка объяснить причины их географического распространения сделана в главе, посвященной генезису бокситов.

Список бокситоносных районов и месторождений содержится в приложении 1. Показано «кличество боксита» в месторождениях. Под этим пони-



Гималайской бокситоносных провинций.

карстовых бокситов; *4* — границы бокситоносных районов; *5* — границы бокситоносных провинций;

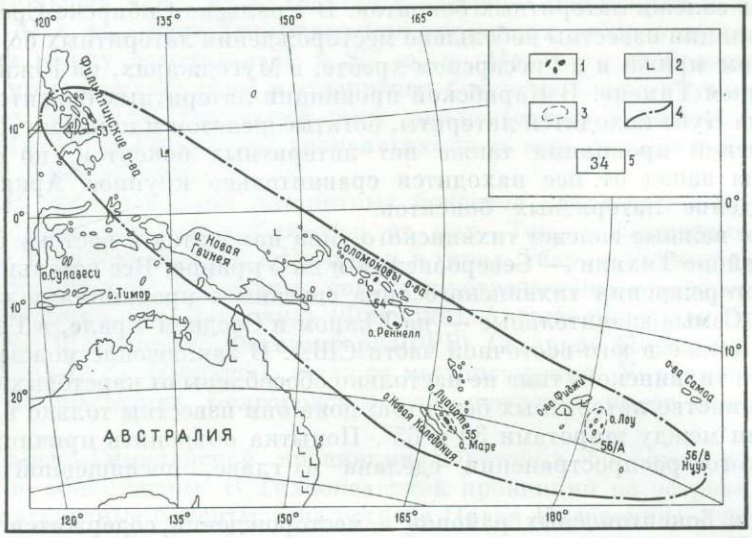


Рис. 2. Месторождения бокситов Тихоокеанской бокситоносной провинции.

1 — месторождения карстовых бокситов; *2* — месторождения латеритных бокситов; *3* — границы бокситоносных районов; *4* — границы бокситоносных провинций; *5* — номера бокситоносных районов.

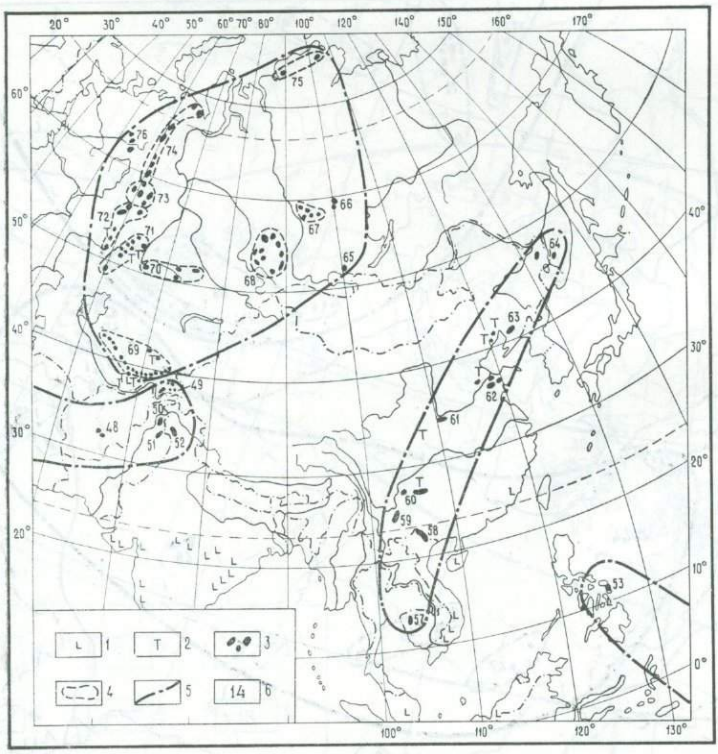


Рис. 3. Месторождения бокситов Восточно-Азиатской и Уральско-Сибирско-Среднеазиатской бокситоносных провинций.

1 — месторождения латеритных бокситов; *2* — месторождения тихвинского типа; *3* — месторождения карстовых бокситов; *4* — границы бокситоносных районов; *5* — границы бокситоносных провинций: *9* — номера бокситоносных районов.

Таблица 1

Количество бокситa в главных районах карстовых бокситов

Район	Количество боксита, млн. т
1. Ямайка	1200
2. Средняя Греция	415
3. Задунайское Среднегорье, Венгрия	401
4. Прованс, Франция	325
5. Гуйчжоу, Китай	300
6. Далмация, Югославия	295
7. Черногория, Югославия	290
8. Тургайский прогиб, СССР	270
9. Шаньдун, Китай	250
10. Северный Урал, СССР	220
11. Северный Вьетнам	200
12. Центральный Казахстан, СССР	191
13. Лангедок, Франция	185
14. Тиманский кряж, СССР	180
15. Юньнань, Китай	130
16. Доминиканская Республика	120
17. Ляонин, Китай	100
Всего	5072

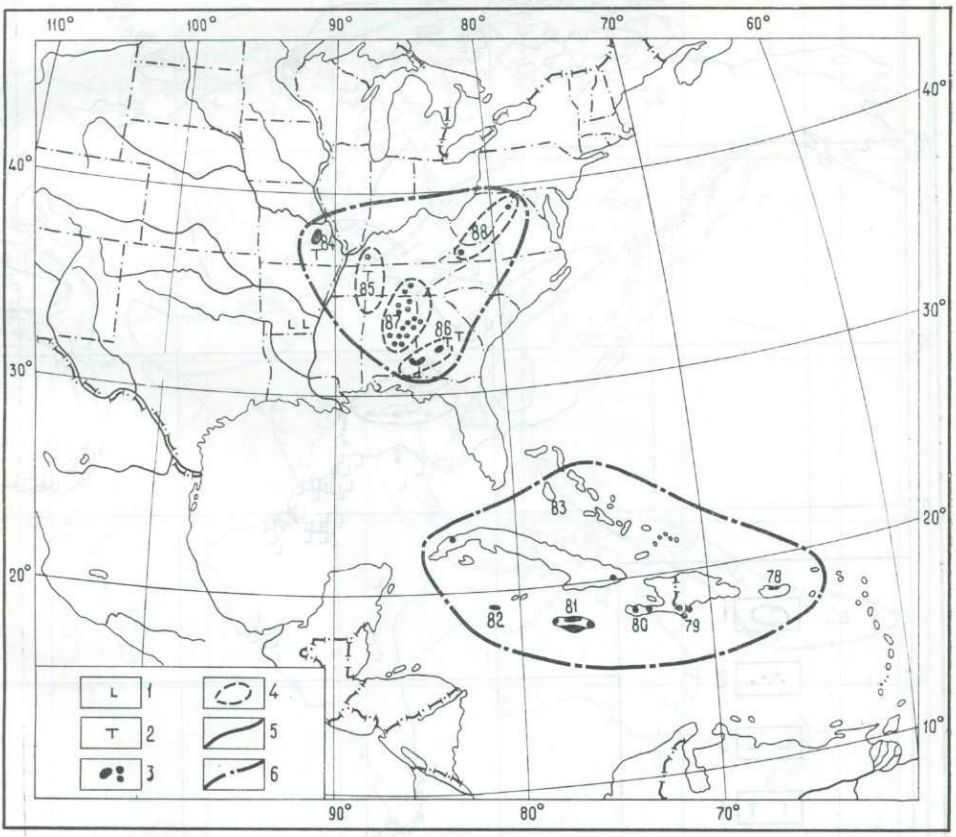


Рис. 4. Месторождения бокситов Карибской и Северо-Американской бокситоносных провинций.

1 — месторождения латеритных бокситов; *2* — месторождения тихвинского типа; *3* — месторождения карстовых бокситов; *4* — границы бокситоносных районов; *5* — границы бокситоносных провинций; *6* — номера бокситоносных районов.

Таблица 2

Распределение карстовых бокситов по бокситоносным провинциям

Бокситоносная провинция	Количество боксита	
	млн. т	%
1. Средиземноморская	2533	39
2. Иранско-Гималайская	128	2
3. Тихоокеанская	122	2
4. Восточно-Азиатская	1014	16
5. Уральско-Сибирско-Среднеазиатская	1173	18
6. Карибская	1390	22
7. Северо-Американская	37	<1
Всего	6397	100

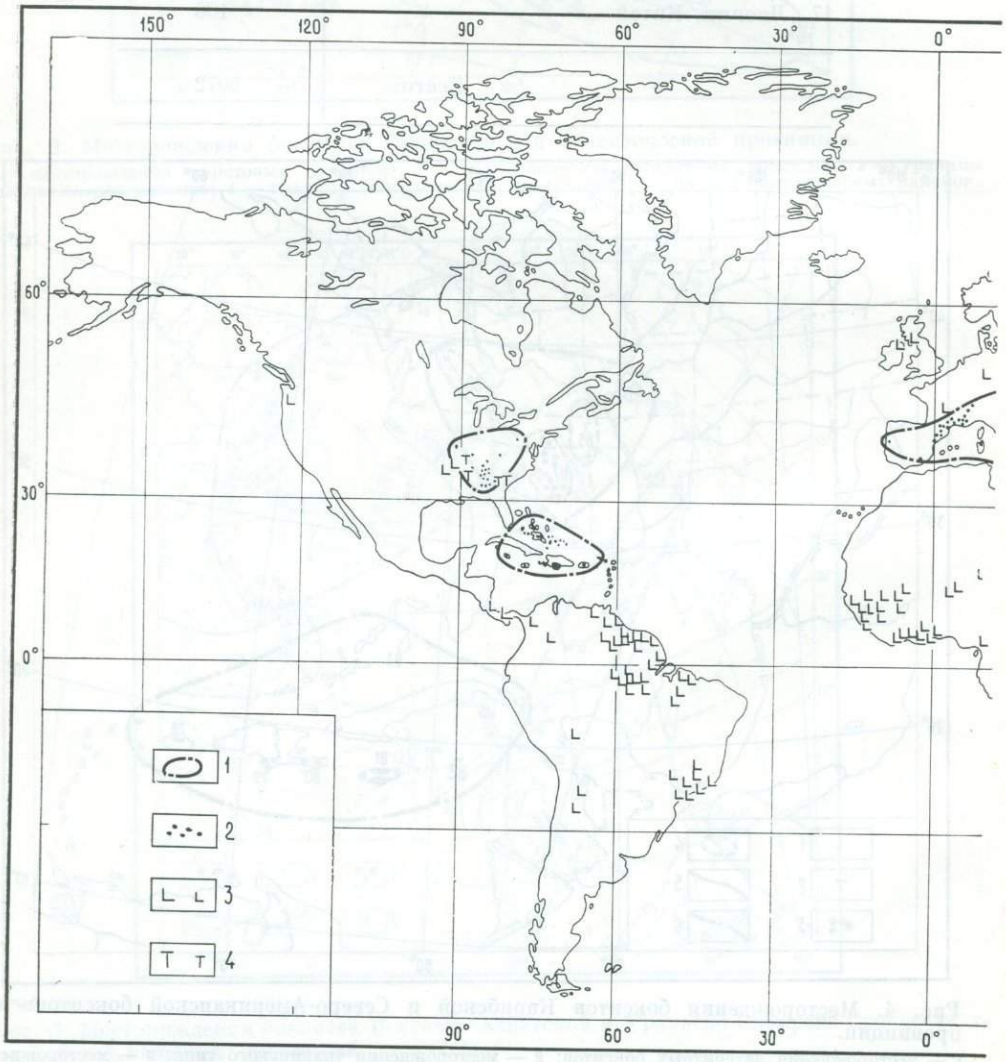


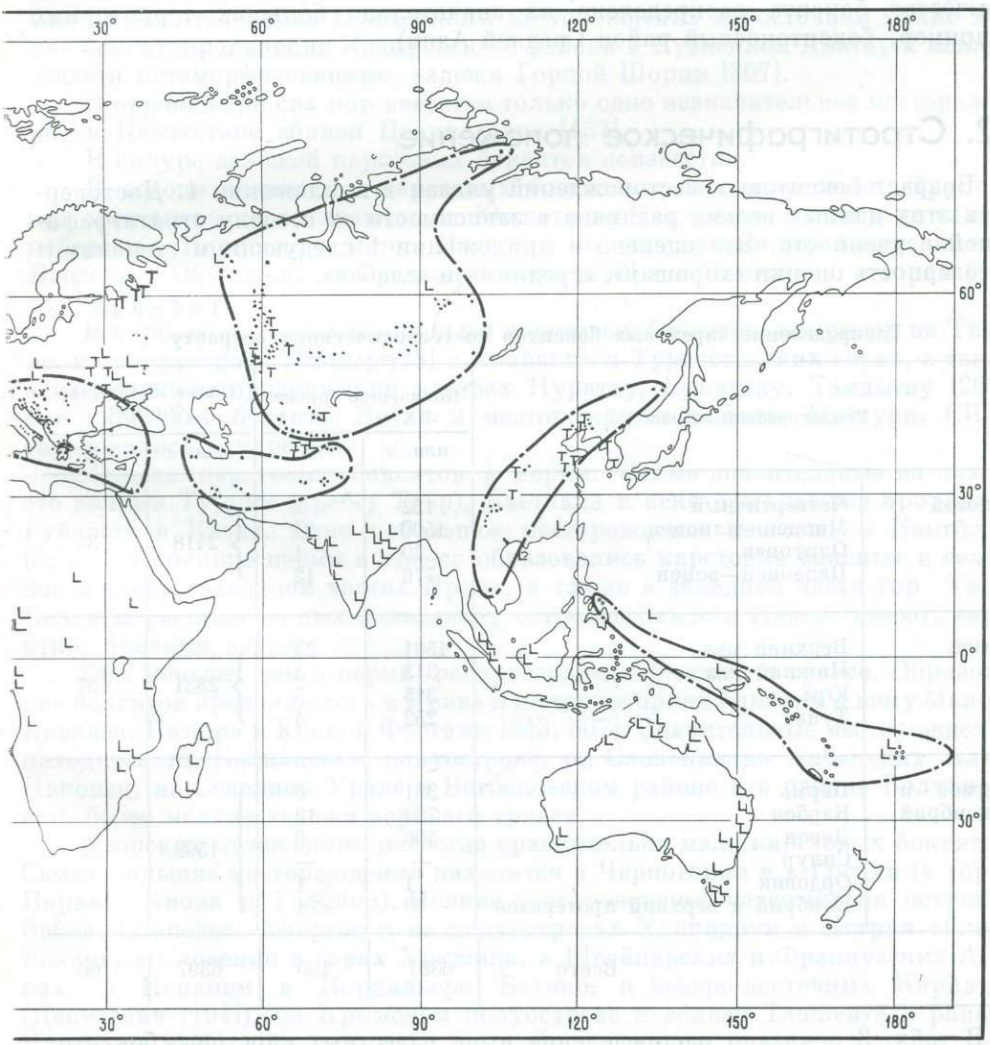
Рис. 5. Месторождения

1 — бокситоносные провинции карстовых бокситов; *2* — месторождения карстовых

маются не промышленные запасы, а общее количество всех бокситистых пород, включая уже добытый боксит. Это данные собственно геологического характера, и они выражают общее количество всего более или менее бокситизированного материала. Точность оценки количества боксита по месторождениям весьма различна и зависит от детальности геологической разведки. Несмотря на известную условность, сравнительная оценка количества боксита дает более реальную основу для оценки значимости и качества отдельных месторождений. По опыту автор знает, что отдельные исследователи, занимавшиеся общей оценкой бокситоносности, придавали большее значение тем месторождениям, которые были лучше изучены, чем более крупным, но удаленным и малоизученным.

Список самых крупных районов карстовых бокситов Земли, составленный в порядке убывания количества боксита, приведен в табл. 1.

В этих 17 бокситоносных районах сосредоточено 79% всего количества карстовых бокситов (6397 млн. т), на остальные 77 районов приходится все-



бокситов мира.

бокситов; *3* — месторождения латеритных бокситов; *4* — месторождения бокситов тихвинского типа.

го 21%. Может быть, некоторые данные в вышеприведенной таблице вызовут удивление специалистов по бокситам, поэтому снова подчеркнем, что здесь речь идет не о промышленных запасах, а об общем количестве боксита данного района, включая глинистые и другие непромышленные виды боксита. Бокситоносный район Ямайки сам по себе дает 19% общего количества известных карстовых бокситов мира.

Распределение карстовых бокситов по бокситоносным провинциям показано в табл. 2. С точки зрения количества бокситов Средиземноморская провинция самая значительная, не случайно она считается классической областью развития карстовых бокситов. Подавляющую часть запасов следующей за ней Карибской провинции дает бокситоносный район Ямайки. Количества бокситов Восточно-Азиатской и Уральско-Сибирско-Среднеазиатской бокситоносных провинций почти одинаковые. В остальных трех провинциях находится 5% всех карстовых бокситов.

Количество боксита не зависит от размеров бокситоносных районов. Местами на сравнительно малой территории сконцентрировано огромное количество боксита (например, Ямайка), в других местах намного меньшее количество боксита распределено на значительно бóльших территориях (например, бокситоносный район Средней Азии).

2.2. Стратиграфическое положение

Возраст бокситовых месторождений указан в приложении 1. Достоверность этих данных весьма различна в зависимости от степени стратиграфической изученности. Это оценено в приложении 1 следующими степенями: достоверность оценки «хорошая», «средняя» и «слабая».

Таблица 3

Распределение карстовых бокситов по геологическому возрасту

Геологический возраст		Количество боксита		Общее количество боксита	
		млн. т	%	млн. т	%
Кайнозой	Четвертичный	122	2	2418	38
	Миоцен—плиоцен	1500	24		
	Олигоцен	20	<1		
	Палеоцен—эоцен	776	12		
Мезозой	Верхний мел	1501	23	2831	37
	Нижний мел	313	5		
	Юра	315	5		
	Триас	252	4		
Палеозой и докембрий	Пермь	381	6	1598	25
	Карбон	780	12		
	Девон	406	6		
	Силур	—	—		
	Ордовик	1	<1		
	Кембрий и верхний протерозой	30	<1		
	Всего	6397	100	6397	100

В табл. 3 показано распределение ныне известных карстовых бокситов по геологическому возрасту.

Большинство карстовых бокситов имеют третичный и четвертичный возраст, меньшая часть — мезозойский и еще меньшая — палеозойский. По определениям абсолютного возраста палеозой длился 345, мезозой 160, а кайнозой 65 млн. лет, отсюда можно сделать вывод, что к более коротким и молодым эрам приурочено большее количество бокситов. На самом деле эти цифры выражают не сколько бокситов образовалось в определенную эру, а сколько боксита сохранилось до наших дней. Палеозойские толщи разрушались намного дольше и интенсивнее, чем более молодые, вместе с их бокситовыми залежами. В несколько меньшей степени справедливо это и для бокситов мезозойского и палеогенового возраста. Для залежей неогенового возраста и современных действие эрозии намного меньше. Более точную оценку количества размытых бокситов на современном уровне геологических знаний сделать невозможно. И все-таки кажется вероятным, что от протерозоя до наших дней количество карстовых бокситов, даже с учетом размытых бокситов, возрастало.

Самые древние из ныне известных карстовых бокситов образовались в начале кембрия, а по мнению некоторых авторов, в конце протерозоя. Сюда относятся кроме Боксонского месторождения в Восточном Саяне мелкие бокситопроявления Козыревского района в Кузнецком Алатау и мелкие, отчасти метаморфизованные, залежи Горной Шории [307].

В ордовике до сих пор известно только одно незначительное месторождение в Казахстане вблизи Целинограда [137].

В силуре залежей карстовых бокситов неизвестно.

В девоне количество карстовых бокситов резко возрастает. Крупные месторождения протягиваются от Южного до Полярного Урала и до самого побережья Карибского моря. Известны месторождения на Алтае, вблизи Бердска и Обуховки, на Среднем Тимане [243] и в Пакистане, в горах Гиндукуш [410].

В карбоне известно еще больше карстовых бокситов, например на Тимане, на полуострове Таймыр [78] в Алайских и Туркестанских горах, а также в их западном продолжении в горах Нуратау, Букантау, Тамдытау [260]. Все карстовые бокситы Китая и месторождение в штате Миссури, США, образовались в карбоне.

Меньше карстовых бокситов в перми. Самые значительные из них — это залежи Турции (хребет Тавр), Вьетнама и некоторые залежи провинции Гуйчжоу в Китае. Одно небольшое месторождение известно в Кампучии [383]. На границе перми и триаса образовались карстовые бокситы в северной и северо-западной частях Ирана, а также в западной части гор Тавр. Бокситы расположенных неподалеку островов Самос и Наксос имеют, вероятно, близкий возраст.

Еще меньше, чем в перми, распространены бокситы в триасе. Образование бокситов продолжалось в Иране и на территориях близких к нему Малого Кавказа, Памира и Южной Ферганы [243, 307]. Значительные месторождения находятся на Балканском полуострове, от Словении до Албанских Альп. Наконец, на Северном Урале в Богословском районе и в районе Волчанска есть более мелкие залежи верхнего триаса.

В юрских отложениях известно сравнительно мало карстовых бокситов. Самые большие месторождения находятся в Черногории и в Греции (в горах Парнас, Киона и Геликон). Мелкие месторождения известны на островах Эвбея, Скопелос, Аморгос и на полуостровах Халкидики и Истрия вблизи Ровинь, в Словении в горах Хрушица, в Швейцарских и Французских Альпах, в Испании в Кордильере Бетико, в северо-восточных Карпатах (Денисевич [194]), на Крымском полуострове и вблизи Ташкента в районе Чимкента [307].

В нижнем мелу область образования бокситов значительно расширилась,

она протягивалась через всю Средиземноморскую провинцию. Карстовые бокситы образовались в Португалии, в северо-восточной Испании, в Южной Франции, на острове Сардиния. В Венгрии сюда относятся месторождения Надьхаршань и Альшопере. К нижнему мелу относится большинство месторождений Румынии, месторождения Босанска-Крупа и Власеница в Югославии и бокситы районов Элеусис и Мандра в Греции. В СССР находятся мелкие месторождения нижнего мела в Салаирском и Барзасском районах, в Чимкентском и Кансайском районах, в Мугоджарах, на Южном и Северном Урале [88, 307, 243].

К верхнему мелу приурочен новый максимум в образовании карстовых бокситов. В это время образовалось большинство месторождений испанских Пиренеев и месторождения Лангедока и Прованса, все месторождения Италии, Австрии и Чехословакии. В Венгрии к верхнемеловым относятся бокситы месторождений Халимба и Шюмег. Сюда относится месторождение Соходол-Цимпени в Румынии, несколько месторождений гор Грмеч, Яйце, Гребничка-Планина, а также Черногории в Югославии. Огромные бокситовые залежи образовались в Греции в горах Парнас, Киона и Геликон. В Турции известно одно большое месторождение верхнего мела в горах Тавр. Более мелкие месторождения известны в Иране в горах Загрос, в районе Мактеш-Рамон в Израиле. В Советском Союзе в Тургайском прогибе, на Ангаре и в Чадобецком районе встречаются мелкие месторождения верхнего мела [307, 243].

В палеоцене и эоцене образовалось значительное количество бокситов в Задунайском Среднегорье в Венгрии, на полуострове Истрия и в динарской карстовой области в Югославии. Известны мелкие месторождения на территории массива Эбро в Каталонии, на полуострове Пелопоннес в Греции, в Албании, в Турции вблизи Шютлеген, в Пакистане и в Кашмире. Крупные месторождения находятся в Казахстане в районе Аркалыка и на Енисейском кряже [243]. В этот период образовались сравнительно мелкие месторождения в юго-восточной части США.

В олигоцене образовались мелкие месторождения северной Словении и некоторые мелкие залежи вблизи Яйце в Югославии. В Венгрии, в районе Обарок — Уйбарок — Важоньпуста, происходило накопление вторично переотложенных бокситов. Наконец, по-видимому, олигоцен-миоценовый возраст имеют мелкие залежи полуострова Салентина в Италии.

В миоцене и плиоцене снова происходит интенсивное образование карстовых бокситов. В это время образовались огромные месторождения Ямайки, Гаити и Доминиканской Республики. Вторично переотложенные бокситы северной части Вьетнама накопились, вероятно, также в неогене.

В четвертичный период образовались бокситы островов Тихого океана. Образование карстовых бокситов здесь продолжается поныне.

Семь бокситоносных провинций различаются между собой не только географически, но и возрастом (табл. 4).

В Средиземноморской провинции самые древние карстовые бокситы пермского, самые молодые миоценового возраста. Большинство бокситов образовалось в верхнем мелу. В Иранско-Гималайской провинции образование карстовых бокситов началось в девоне и продолжалось до середины эоцена, главная фаза формирования бокситов здесь имела место раньше, чем в Средиземноморской провинции; больше половины здешних бокситов образовалось в триасе и перми, бокситы верхнего мела играют второстепенную роль.

В Тихоокеанской провинции встречены бокситы только моложе четвертичного возраста. В Восточно-Азиатской провинции подавляющее большинство бокситов образовалось в карбоне, меньшая часть в перми. В миоцене и плиоцене происходило лишь вторичное переотложение палеозойских бокситов (Вьетнам).

Таблица 4

Распределение количества бокситов в бокситоносных провинциях по геологическому возрасту

Геологический возраст	Количество бокситов в млн. т; в скобках — в %													
	Средиземноморская провинция		Иранско-Гималайская провинция		Тихоокеанская провинция		Восточно-Азиатская провинция		Уральско-Сибирско-Среднеазиатская провинция		Карибская провинция		Северо-Американская провинция	
Четвертичный	—	(—)	—	—	122	(100)	—	—	—	—	—	—	—	—
Миоцен—плиоцен	30	(< 1)	—	—	—	—	80	(8)	—	—	1390	(100)	—	—
Олигоцен	20	(< 1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Палеоцен—эоцен	491	(19)	30	(23)	—	—	—	—	238	(20)	—	—	17	(46)
Верхний мел	1179	(46)	11	(9)	—	—	1	(< 1)	310	(26)	—	—	—	—
Нижний мел	237	(10)	5	(4)	—	—	—	—	71	(6)	—	—	—	—
Юра	300	(13)	30	(8)	—	—	—	—	5	(< 1)	—	—	—	—
Триас	193	(8)	46	(36)	—	—	—	—	13	(1)	—	—	—	—
Пермь	83	(3)	25	(20)	—	—	273	(26)	—	—	—	—	—	—
Карбон	—	—	—	—	—	—	660	(65)	100	(8)	—	—	20	(54)
Девон	—	—	1	(< 1)	—	—	—	—	405	(35)	—	—	—	—
Силур	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ордовик	—	—	—	—	—	—	—	—	1	(< 1)	—	—	—	—
Кембрий	—	—	—	—	—	—	—	—	30	(3)	—	—	—	—
Всего	2533	(100)	128	(100)	122	(100)	1014	(100)	1173	(100)	1390	(100)	37	(100)

Уральско-Сибирско-Среднеазиатская провинция с точки зрения возраста бокситов весьма разнообразна. Кембрийские и ордовикские бокситы встречаются только здесь. В мезозое образование бокситов все расширялось и достигло максимума в верхнем мелу.

Карибская провинция сформировалась в миоцен-плиоценовое время. В Северо-Американской провинции образование бокситов происходило в течение двух периодов времени, разделенных длительным перерывом: в карбоне и в палеоцене — нижнем эоцене.

Суммируя вышесказанное, можно сделать вывод, что только в Средиземноморской и Иранско-Гималайской провинциях сходно распределение бокситов во времени, в остальных провинциях такого сходства не наблюдается. В некоторых провинциях образование бокситов происходило в одном лишь периоде, а в других на протяжении миллионов лет несколько раз повторялось. Все это обусловлено тектоническим ходом развития данной провинции.

3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ

3.1. Классификация залежей карстовых бокситов

Большинство авторов рассматривали карстовые бокситы как единую группу и не пытались разделять их по типам залежей. Бушинский [84] первый разделил карстовые бокситы на «ближнекарстовые», или «приконтактовые», и «дальнекарстовые», или «ареальные». Согласно этому делению, залежи первой группы находятся вблизи контактов алюмосиликатных пород. Карстовые углубления заполнены глинисто-песчаной толщей, в которой расположены бокситовые тела. Залежи второго типа находятся на обширных карстовых площадях. Карстовые углубления здесь заполнены в большей части или полностью бокситом. Это двойное разделение Бушинский сохранял и в книгах, изданных в 1971 и 1975 гг., лишь «ареальный» тип он называет местами «средиземноморским». В одной из своих статей, опубликованной в 1970 г., он выделяет как третий тип карстовых бокситов тульские и рязанские залежи, образовавшиеся в связи с окислением пирита инфильтрационным путем. В вышеуказанной книге, однако, он перевел этот тип в осадочно-хемогенную группу.

Сапожников [422] различает моноцикличные и полицикличные карстовые бокситы, которые в общем соответствуют ареальным и ближнекарстовым типам Бушинского. Пастухова [348] разделяет бокситы, залегающие на карбонатных породах, по месту их бокситизации на осадочную и осадочно-латеритную группы. В первой группе, по ее мнению, переотлагались готовые бокситы, последние бокситизировались на месте. Внутри второй группы она различает подгруппы: «зрелые», или «однородные», и «незрелые», или «пестрого строения» бокситы.

По опыту автора, между залежами карстовых бокситов столь много различий, что их классификация весьма необходима. Сохраняя три главных типа Бушинского, мы добавили еще два [42]. Для названия отдельных типов вместо названий описательного характера Бушинского нами выбраны географические, подобно названиям фаций. Первый тип Бушинского назван *казахстанским*, второй — *средиземноморским*. В соответствии с географическим положением сохранено название *тульский тип*. Далее различаются *арьежский* и *салентинский типы*. Отдельные типы залежей характеризуются различными условиями залегания, поэтому можно различать их более однозначно, чем при классификациях на генетической основе.

На основе данных новейшей специальной литературы и обмена опытом со специалистами автор считал обоснованным выделение еще одного типа под названием *тиманский*. Сюда попадает часть залежей казахстанского типа. Эти шесть типов залежей не отличаются резко друг от друга, а связаны постепенным переходом. Больше того, существуют залежи переходного характера между карстовыми и латеритными и между карстовыми и тихвинскими бокситами.

В приложении 1 указаны типы залежей отдельных месторождений, указаны даже некоторые переходы. Так, например, выражение ср > каз означает, что речь идет о средиземноморском типе, в котором отмечаются некоторые переходные черты к казахстанскому типу. Количественное распределение боксита по типам залежей показано в табл. 5.

Таблица 5

Количественное распределение карстовых бокситов по типам залежей

Тип залежи	Количество боксита, млн. т.	%	Количество месторождений
Средиземноморский	4457	70	145
Тиманский	1032	16	14
Казахстанский	636	9	20
Арьежский	142	2	4
Салентинский	130	2	7
Тульский	1	< 1	1
Всего	6397	100	191

Подавляющее большинство карстовых бокситов, очевидно, относится к средиземноморскому типу. Этим объясняется то, что научная литература до настоящего времени посвящена почти исключительно этому типу залежей, они даже считаются единственным проявлением карстовых бокситов. Количество бокситов последних трех типов по сравнению с предыдущими незначительно, но выделять их все-таки необходимо из-за характерных свойств залежей. В отдельных бокситоносных провинциях бокситы разных типов распределяются, как показано в табл. 6.

Таблица 6

Распределение типов залежей по бокситоносным провинциям

Провинции карстовых бокситов	Средиземноморский тип		Тиманский тип		Казахстанский тип		Арьежский тип		Салентинский тип	
	Число месторождений	Количество боксита, млн. т.	Число месторождений	Количество боксита, млн. т.	Число месторождений	Количество боксита, млн. т.	Число месторождений	Количество боксита, млн. т.	Число месторождений	Количество боксита, млн. т.
Средиземноморская	95	2341	—	—	—	—	4	142	5	50
Иранско-Гималайская	15	128	—	—	—	—	—	—	—	—
Тихоокеанская	7	122	—	—	—	—	—	—	—	—
Восточно-Азиатская	3	123	6	810	1	1	—	—	2	—
Уральско-Сибирско-Среднеазиатская	14	353	7	212	15	608	—	—	—	80
Карибская	11	1390	—	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Американская	—	—	1	10	4	27	—	—	—	—
Всего	145	4457	14	1032	20	636	4	142	7	130

В таблице тульский тип не указан потому, что он географически удален от бокситоносных провинций, и ни к одной его нельзя причислить. В Кариб-

ской, Тихоокеанской и Иранско-Гималайской провинциях встречаются бокситы исключительно средиземноморского типа, но и большинство месторождений Средиземноморской провинции относится к этому типу [1]. Остальные три провинции похожи тем, что в них все месторождения относятся к тиманскому и казахстанскому типам. В Восточно-Азиатской провинции больше залежей тиманского типа, а в Уральско-Сибирско-Среднеазиатской провинции преобладает казахстанский тип. Не случайно и то, что как раз на территории этих трех зон встречаются залежи тихвинского типа.

Сравнивая географическое положение вышеуказанных двух групп бокситоносных провинций, можно видеть, что четыре бокситовые провинции, состоящие в подавляющем большинстве из месторождений средиземноморского типа, располагаются южнее остальных трех (рис. 5).

В дальнейшем рассмотрим важнейшие характеристики залежей отдельно для каждого из шести типов.

3.2. Залежи средиземноморского типа

Залежи средиземноморского типа характеризуются сходным петрографическим строением. Иногда они состоят целиком из качественного боксита. В большинстве случаев, однако, в нижней и верхней частях залежей, а также на краях боксит сменяется глинистым бокситом или бокситовой глиной. Реже встречаются прослойки аутигенного известняка или мелкие или грубые обломки окружающих карбонатных пород. Другой посторонний материал встречается в них в виде исключения и в малом количестве.

Это истинно карстовые бокситовые залежи, все остальные типы в конечном счете представляют собой переходные разности к двум другим группам залежей — тихвинского типа или латеритных бокситов.

По табл. 6 залежи средиземноморского типа встречаются во всех провинциях карстовых бокситов, за исключением Северо-Американской. Самое большое число месторождений средиземноморского типа находится в Средиземноморской провинции.

3.2.1. Форма залегания

Залежи хорошо оконтуриваются в пространстве, их размеры и контуры, однако, весьма различны. Можно выделить восемь форм залежей, но между ними возможны самые разные переходы. Особенно часты переходы между пласто- и линзообразными, а также линзо- и воронкообразными залежами. В приложении 1 в отдельном столбце указаны формы залежей и частота формы залежей внутри отдельных месторождений.

Ниже обсуждаются формы залежей в целом; их внутреннее строение и петрографическое расчленение рассматриваются в отдельной главе. Восемь форм залежей рассматриваются в порядке убывания их размеров и количества боксита в них.

3.2.1.1. Пластообразные залежи. Являются самыми крупными среди карстовых бокситов. Их длина и ширина достигают или превосходят 1 км; их площадь больше 0,5 км^2. Поверхность подстилающей толщи в различной мере закарстована: в основном колебания 1—2 м, местами встречаются воронки с глубиной 5—10 м или выступы высотой несколько метров. Над последними боксит может и прерываться. Поверхность залежей гладкая, сравнительно плоская. Мощность боксита в зависимости от морфологии подошвы от 1 до 40 м. Такая залежь может содержать 10—70 млн. т. боксита и бокситизированных пород.

[1] Иначе говоря, геологическое строение залежей этих четырех провинций сходное.

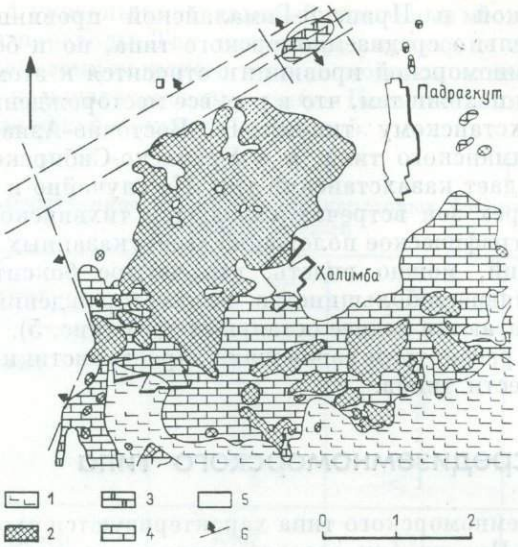


Рис. 6. Пластообразная бокситовая залежь, месторождение Халимба, Венгрия.
1 — доломит и известняк, верхний триас; *2* — боксит и бокситовая глина; *3* — известняк, сенон; *4* — известняк, эоцен; *5* — образования моложе эоцена; *6* — главнейшие линии разломов.

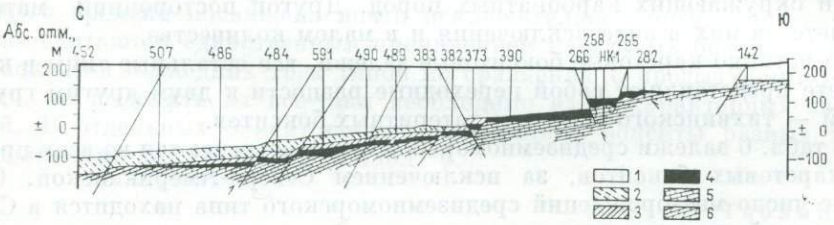


Рис. 7. Геологический разрез залежи бассейна Халимба по линии падения [512].
1 — эоценовая толща; *2* — угленосные пласты, сенон; *3* — пестрые мергели и конгломераты, сенон; *4* — боксит и бокситовая глина; *5* — известняк, верхний триас; *6* — доломит, верхний триас.

Такие залежи встречаются редко, исключительно в бокситовых районах, содержащих самые большие количества боксита. В Венгрии в бассейне Халимба находится самая крупная пластообразная залежь. Она имеет размеры в направлении север — юг 3,5 км, а в направлении восток — запад в среднем 2 км, ее площадь 7 км^2 (рис. 6). Сплошной бокситовый пласт местами прерывается пятнами пустой породы, соответствующими большим выступам подстилающей поверхности. Мощность залежи в основном 5—10 м, но в в углублениях подстилающей толщи доходит и до 35 м. Это видно на геологическом разрезе пласта (рис. 7). Пласт прорезан несколькими небольшими сбросами и надвигами. Независимо от этого хорошо выделяется почти совершенно плоская поверхность залежи, которая сглаживает все неровности подошвы.

Также в Венгрии, в Искасентдьёрде, залежи Кинчеш, Йожеф и Ракхедь, рассматриваемые как единый пласт сложного контура, имеют общую площадь в 2,6 км^2, залежь Бито — 1,5 км^2 (рис. 8). В Ганте площадь залежи Багойхедь 1,3 км^2, а залежи Харастош-Уйфелтараш 1,0 км^2. Средняя мощность боксита здесь была самая большая, 10—25 м, и достигает местами 40 м. В Халимбе и в Искасентдьёрде бокситовые пласты постепенно выклиниваются. В Ганте по отдельным направлениям пласты прерываются крутыми поднятиями доломитов по линиям разломов (рис. 9).

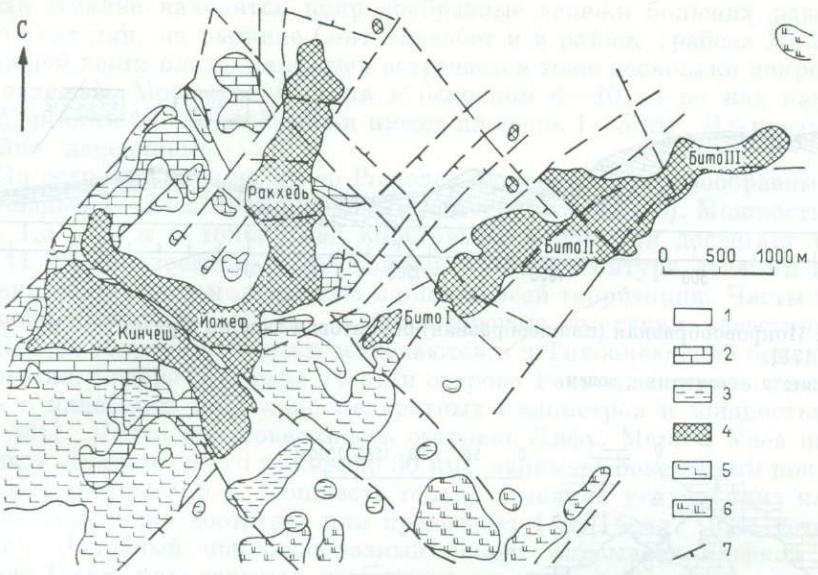


Рис. 8. Пластообразные бокситовые залежи, месторождение Искасентдьёрдь, Венгрия.
1 — образования моложе эоцена; *2* — известняк, эоцен; *3* — бокситовая глина и бокситоподобная глина; *4* — боксит и глинистый боксит; *5* — доломиты, карнийский и норийский ярусы; *6* — доломит, ладинский ярус; *7* — главнейшие линии разломов.

Во Франции к юго-западу от Монпелье бассейн Вильвейрак заполнен пластообразной залежью с площадью 5 км². Мощность боксита в основном 4—8 м. В южной части бассейна Бедарьё находится сплошной бокситовый пласт длиной 3 км и шириной 500—600 м, мощностью в среднем 5—10 м,

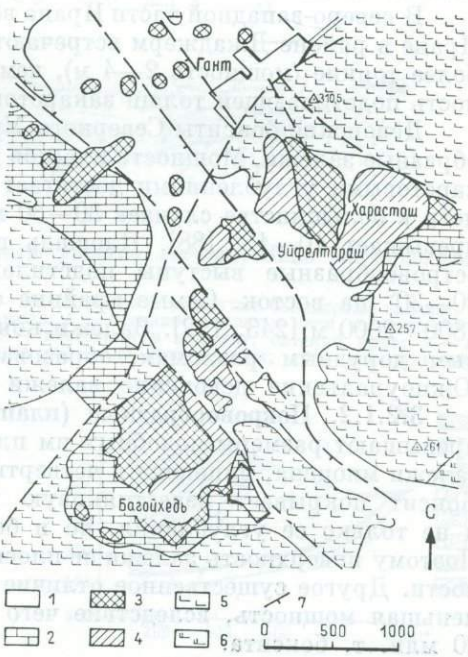


Рис. 9. Пластообразные бокситовые залежи, месторождение Гант, Венгрия.
1 — образования моложе эоцена; *2* — известняк, эоцен; *3* — боксит и бокситовая глина; *4* — отработанные участки; *5* — доломит, верхний триас; *6* — доломит, средний триас; *7* — главнейшие линии разломов.

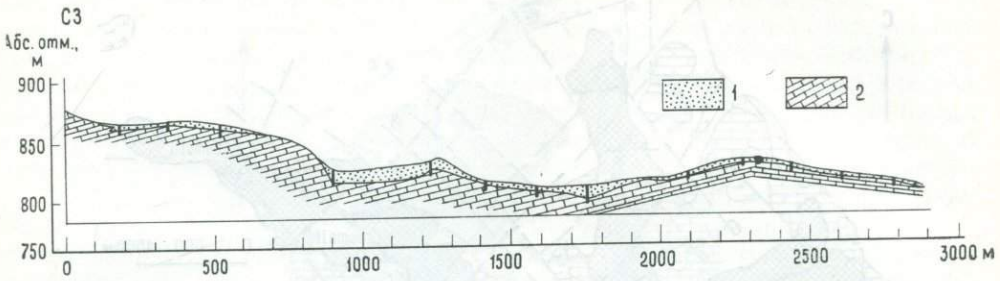


Рис. 10. Покровообразная (плащеобразная) бокситовая залежь в разрезе, плато Рошелоа, Гаити [175].

1 — боксит; *2* — известняк, эоцен.

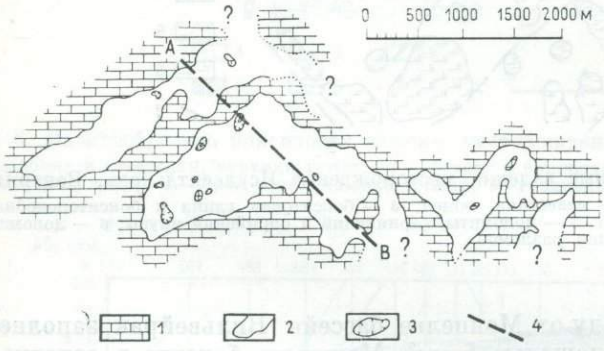


Рис. 11. Покровообразные (плащеобразные) бокситовые залежи, плато Рошелоа, Гаити [175].

1 — известняк подошвы, эоценовые отложения; *2* — боксит; *3* — воронкообразные углубления на поверхности известняка; *4* — линия геологического разреза на рис. 10

максимально 35 м [116]. В Югославии в районе Власеницы залежь Назда — Побрачан имеет площадь примерно 0,7 км², мощность в среднем 10 м, максимально 40 м.

В северо-западной части Ирана вблизи города Бокан, а также в северном Иране в районе Джаджерм встречаются пластообразные залежи значительно более тонкие (мощность 2—4 м), чем предыдущие. Характерно, что поверхность подстилающей толщи закарстована слабо.

Девонские бокситы Северного Урала местами тоже не образуют пластообразные залежи. Мощность пластов в среднем 1—5 м и только над местными карстовыми углублениями достигает 10—25 м. Эти углубления имеют диаметр в большинстве случаев 30—80 м, угол наклона их боковых стен редко превышает 10—15° [88]. Площадь пластов 1—5 км². Сравнительно часты островообразные выступы подстилающей толщи. Угол падения залежей 20—30° на восток. Самые крайние скважины вскрыли боксит и на глубине 1800—2000 м [243, 192]. Залежи кончаются по простиранию часто по крупным дорудным разломам, образовавшимся до бокситообразования [191]. Южноуральские девонские залежи частично тоже пластообразные [244].

3.2.1.2. Покровообразные (плащеобразные) залежи. Размеры залежей превышают размеры подобных им пластообразных залежей. Сюда относятся залежи миоцена, плиоцена и четвертичного периода без покрывающих толщ. Боксит покрывает известняковую подошву в виде сплошного покрова, и не только ее углубления, но и более плоские и холмистые выступы. Поэтому поверхность залежи не плоская и повторяет формы дневной поверхности. Другое существенное отличие от пластообразных залежей — намного меньшая мощность, вследствие чего отдельные залежи содержат лишь 5—20 млн. т. боксита.

На Ямайке находятся покровообразные залежи больших размеров на плато Сент-Энн, на равнине Сент-Элизабет и в районе грабена Майл-Галли. На южной части плато Манчестер встречается тоже несколько покровообразных залежей. Мощность боксита в основном 4—10 м, но над карстовыми углублениями 10—20 м. Залежи имеют площадь 1—5 км². Их контуры чрезвычайно изменчивые.

На острове Гаити на плато Рошелоа находятся покровообразные залежи с площадью 1—3 км² и со сложными контурами (рис. 10). Мощность боксита всего 1,5—2,0 м и только над карстовыми воронками достигает 10 м. На рис. 11 видна изрезанная неправильная линия контура залежей и то, что воронки составляют малую долю площади всей территории. Часты большие и мелкие безрудные пятна, соответствующие выступам известняка [175].

Покровообразные залежи встречаются и в Тихоокеанской бокситоносной провинции. Северо-западные участки острова Реннелл покрыты такими залежами с площадью несколько квадратных километров и мощностью 1—3 м [481, 431]. Почти всю поверхность островов Лифу, Маре и Увеа из группы островов Луайоте, всего примерно 30 км², занимает бокситовый покров мощностью в среднем 0,5 м. Мощность только в мелких углублениях плейстоценового известняка достигает или превышает 1 м (Гзелл, 1971, устное сообщение). Подобный покровообразный боксит описывает Шофилд [392] на острове Ниуэ, находящемся на востоке от острова Тонга, а также Керрол и Хатауэй [105] на северо-восточной части острова Гуам. На последнем мощность бокситового покрова не достигает даже 0,5 м и общее количество настолько ничтожно, что он не включен в сводную таблицу.

3.2.1.3. Лентообразные залежи. Длина залежей может достигать нескольких километров, но ширина не превышает 500—800 м. Их площадь не меньше площади пластообразных залежей. Мощность в среднем 5—10 м, но над местными углублениями подошвы может достигать 15—20 м. Поверх-

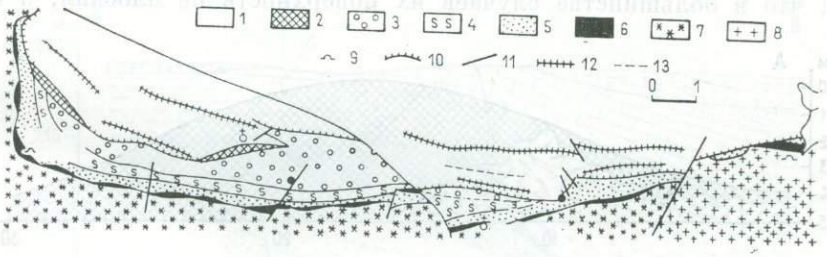


Рис. 12. Расположение бокситовых залежей участка Ле-Валь-Винс месторождения Бриньоль, Франция [513].

1 — толща подошвы в тектоническом надвиге; *2* — тектонически надвинутые бокситовые залежи; *3* — галька и песок, маастрихт; *4* — пески, верхний кампан; *5* — песчано-глинистые слои, нижний кампан; *6* — обнажения боксита; *7* — доломиты, мальм; *8* — известняк и доломит, батский ярус; *9* — вход рудника; *10* — линия надвига; *11* — линия разлома; *12* — ось антиклинали; *13* — ось синклинали.

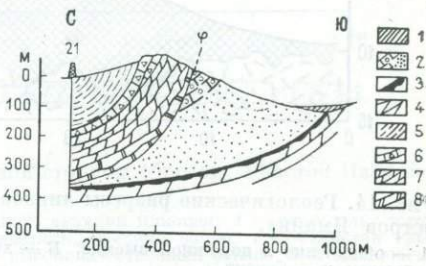


Рис. 13. Геологический разрез месторождения Бриньоль близ деревни Винс, Франция [514].

1 — аллювий; *2*— известняк и песчаник, верхний мел; *3* — боксит; *4* — доломит, верхняя юра; *5* — известняк и мергель, байос; *6* — известняк, верхний лейас; *7* —доломит и известняк, геттанг; *8* — известняк, рэт.

ность залежей в основном плоская. Общее количество боксита примерно такое же, как в пластообразных.

Лентообразные залежи сравнительно редки, они известны главным образом во Франции в районе месторождения Бриньоль. Залежь Мазог имеет общую длину 10 км, залежь Ле-Валь-Винс — Сен-Кристоф 12 км, залежь Комбекав — Пегро 11 км, залежь Ригуле — Па-де-Реку 6 км. На рис. 12 показан выход залежи Ле-Валь-Винс на поверхность, а на рис. 13 — разрез по направлению север — юг. В слоях, пересеченных скважинами, хорошо видно, что территория пересечена крупным надвигом, в результате чего подстилающая толща надвинута на покрывающую толщу. Мощность залежей в среднем 5—10 м, максимально 20 м. Поверхность подошвы слабо закарстована, поверхность кровли наклонена к середине залежей [324]. К краям залежь постепенно становится тоньше, потом выклинивается. Ленты не заполняются сплошь бокситом, боксит в них образует линзы в окружающей бокситовой глине. Общее количество боксита в пределах лент 20—50 млн. т.

Залежи Никшичка-Жупа в Черногории немного меньше, их длина 1—2 км, ширина 100—300 м. Мощность боксита в среднем 10—20 м, но местами превышает 50 м. Количество боксита 5—20 млн. т.

3.2.1.4. Линзообразные залежи. В большенстве своем залежи имеют площадь 1—40 га, контуры неправильные, реже круглые или овальные, диаметр 200—600 м. В средней части мощность самая большая, к краям постепенно выклиниваются. Мощность боксита 5—20, максимально 30 м. Общее количество боксита в них от 100 тыс. т до 3 млн. т. Это самая распространенная форма залежей средиземноморского типа.

На Ямайке на плато Манчестер близко друг к другу расположено несколько сотен бокситовых линз. Часто они отделяются лишь выступами известняка шириной 20—50 м. Их контуры чрезвычайно неправильные. К югу они постепенно переходят в покровообразные залежи. За исключением месторождения Кокпит-Кантри, на остальных месторождениях Ямайки также часто встречаются линзообразные залежи. Их характерная особенность в том, что в большинстве случаев их поверхность не плоская, а следует

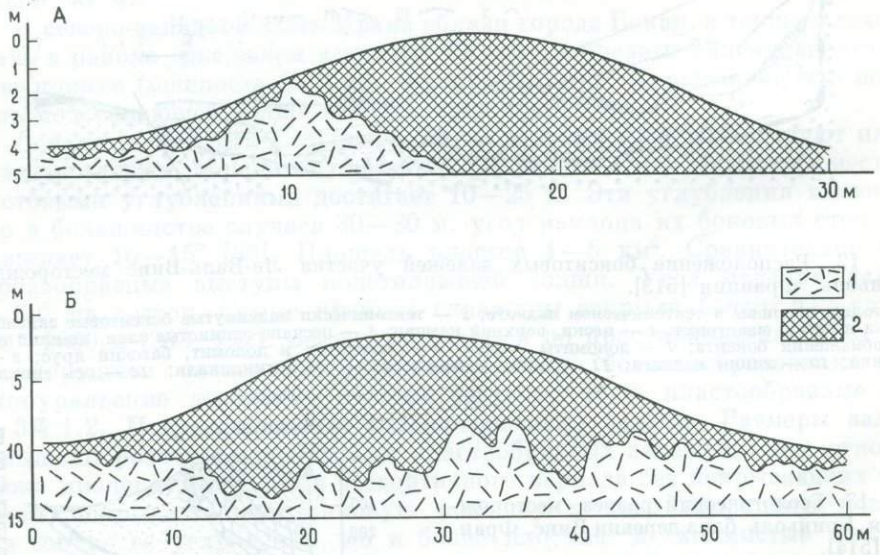


Рис. 14. Геологические разрезы линзообразных бокситовых залежей на плато Манчестер, остров Ямайка.

А — обнажение в дорожной выемке; *Б* — холм, разведанный буровыми скважинами. *1* — известняк подошвы; *2* — боксит.

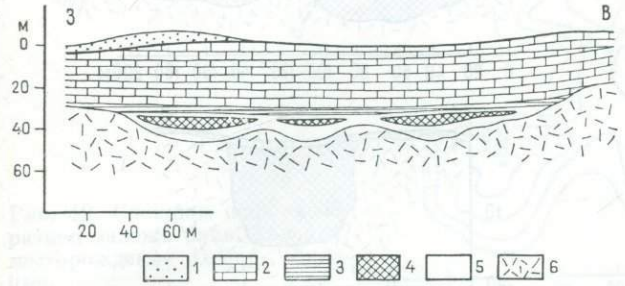


Рис. 15. Геологический разрез линзообразной бокситовой залежи, бассейн Сёц, Венгрия.

1 — песчанистый лёсс, плейстоцен; *2* — известняк, средний эоцен; *3* — пестрые и углистые глины, средний эоцен; *4* — боксит; *5* — глинистый боксит и бокситовая глина; *6* — доломит, верхний триас.

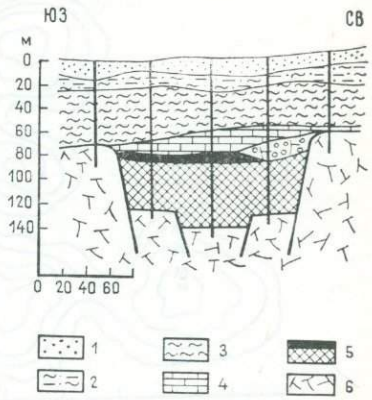


Рис. 16. Сбросово-грабенная бокситовая залежь, месторождение Феньёфё, Венгрия [418].

1 — песок, плейстоцен; *2* — мергель, глинистый песок, верхний плиоцен; *3* — мергель, миоцен; *4*—известняк, местами обломочный, средний эоцен; *5* — боксит, в самой верхней части залежи переотложенная смесь боксита с песком; *6* — доломит, верхний триас.

рельефу поверхности подстилающей породы, так же как в покровообразных залежах. На плато Манчестер, однако, по материалам разработки карьеров, строительства дорог и большого числа скважин, поверхность линз выпуклая независимо от рельефа подошвы (рис. 14). Эти бокситовые холмы со сравни-

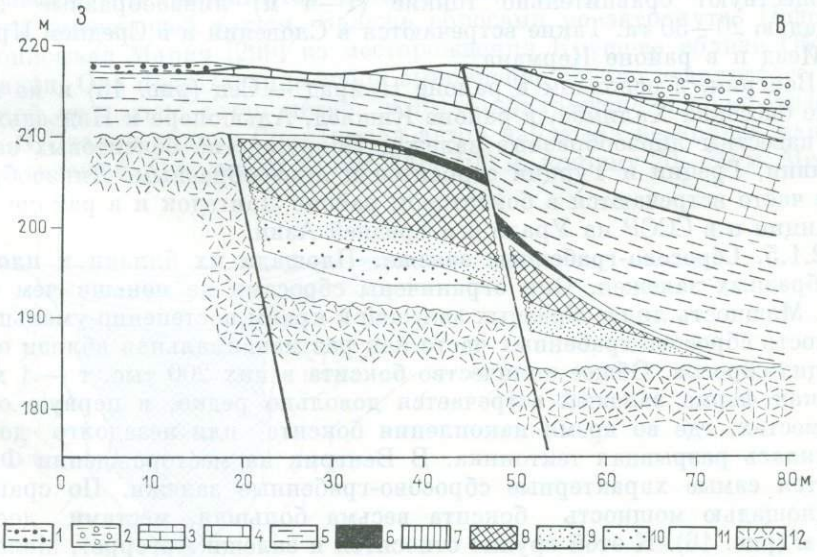


Рис. 17. Бокситовая залежь, ограниченная с одной стороны сбросом. Участок Изамайор, месторождение Ньирад, Венгрия.

1 — песок, глина, верхний плиоцен; *2* — гальки с глиной, верхний плиоцен; *3* — известняк, тортон; *4* — известняк, средний эоцен; *5* — милиолиновый известняк, средний эоцен; *6* — углистая глина, нижний эоцен; *7* — пестрая глина, нижний эоцен; *8* — высококачественный боксит; *9* — низкокачественный боксит; *10* — глинистый боксит; *11* — бокситовая глина; *12* — доломит, верхний триас.

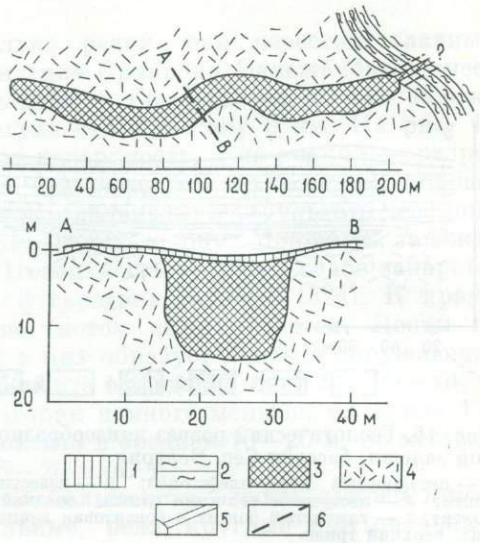


Рис. 18. Каньонообразная бокситовая залежь, Близанци, месторождение Мостар, Югославия.

1 — почва; *2* — мергель, мергелистый песчаник, верхний эоцен; *3* — боксит; *4* — альвеолиновый известняк, нижний и средний эоцен; *5* — наклонная шахта; *6* — линия геологического разреза.

тельно ровной, округленной и гладкой поверхностью резко отличаются от известняковых холмов подобного размера, но с более крутой и расчлененной поверхностью.

Такая поверхность вряд ли могла возникнуть в результате выщелачивания известняков. Со времени накопления боксита речные долины на территории не образовывались, значит, холмы не могут быть эррозионного происхождения. Самым вероятным кажется происхождение их из вулканического туфа, принесенного ветром, более подробно об этом сказано в разд. 8.2.8.

Существуют сравнительно тонкие (1—4 м) линзообразные залежи с площадью 20—30 га. Такие встречаются в Словении и в Среднем Иране на плато Йезд и в районе Кермана.

В Венгрии, в основном в районе Ньирад — Сёц (рис. 15) и на южной окраине бассейна Халимба, в районе Кишлёд, Альшопере и Надьедьхаза — Мань, известны линзообразные залежи. Большинство бокситовых залежей Югославии, Греции и Турции относится к линзообразным. Линзообразные залежи часто встречаются в бокситовом районе Лангедок и в районе Ревест во Франции и в СССР на Урале и в Средней Азии.

3.2.1.5. Сбросово-грабенные залежи. Площади их близки к площадям линзообразных залежей. Они ограничены сбросами не меньше чем с двух сторон. Мощность линзообразных залежей к краям постепенно уменьшается, а мощность сбросово-грабенных часто как раз максимальная вблизи ограничивающих сбросов. Общее количество боксита в них 200 тыс. т — 1 млн. т.

Такая форма залежей встречается довольно редко, в первую очередь в тех местах, где во время накопления боксита или незадолго до него проявлялась разрывная тектоника. В Венгрии на месторождении Феньёфё находятся самые характерные сбросово-грабенные залежи. По сравнению с их площадью мощность боксита весьма большая, местами достигает 50—60 м (рис. 16). К этой группе относятся и залежи Ангеррет, Мелегеш I, Мелегеш II в Ганте и некоторые залежи месторождения Ихаркут.

В районе Ньирад часто встречаются залежи, которые только с двух сторон ограничиваются сбросами, а по остальным направлениям выклиниваются постепенно (рис. 17). Они представляют переходную форму между линзообразными и сбросово-грабенными. Такие залежи встречаются и в бокситоносном районе Черногории [79].

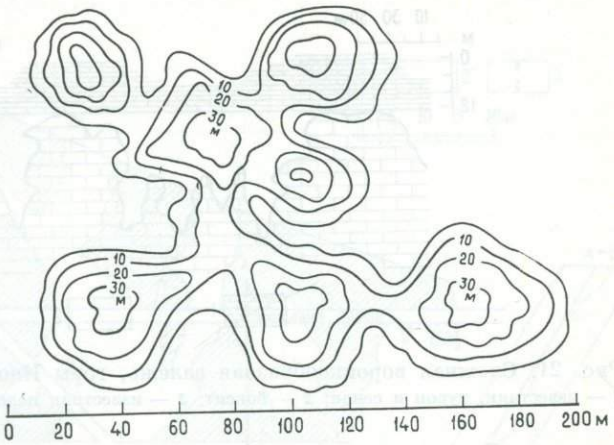


Рис. 19. Сложная воронкообразная залежь близ Таверна, месторождение О-Вар, Франция.
Изолинии показывают относительную глубину воронок.

В районе Североуральска на Северном Урале последние работы по разведке на глубине 1200 м обнаружили протяженную залежь, которая заполняет пологий тектонический грабен [192]. Мощность боксита местами несколько десятков метров.

3.2.1.6. Каньонообразные залежи. Такие залежи имеют длину несколько сотен метров, а ширину только 10—50 м, они заполняют каньонообразные углубления с крутыми стенами. Их форма местами прямолинейная, местами извилистая. Мощность в большинстве случаев 10—20 м, общее количество бокситов 100—800 тыс. т.

Это довольно редкая форма залежей. У автора была возможность наблюдать одну почти полностью отработанную каньонообразную залежь вблизи деревни Близанци в бокситоносном районе Далмации в Югославии (рис. 18). Хорошо наблюдалась извилистая линия залежи и почти вертикальные стены известняка вмещающей толщи. Залежь сбросами не затронута. Подобную залежь описывал Марич [299] из месторождения Крушево вблизи Обровац в Югославии. Она представляла собой выполнение сильно извилистого каньона длиной несколько сотен метров и была обнаружена в ходе отработки боксита. В Италии вблизи Спинаццола автор наблюдал несколько каньонообразных залежей. Они имели длину 200—400 м, ширину 20—30 м. Местные

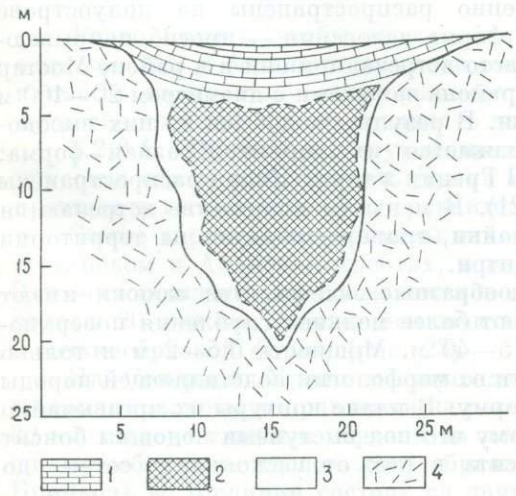


Рис. 20. Воронкообразная залежь с изгибающимися слоями кровли. Вблизи Вишняна, полуостров Истрия.
1 — известняк, нижний эоцен; *2* — боксит; *3* — глинистый боксит и бокситовая глина; *4* — рудистовый известняк, сенон.

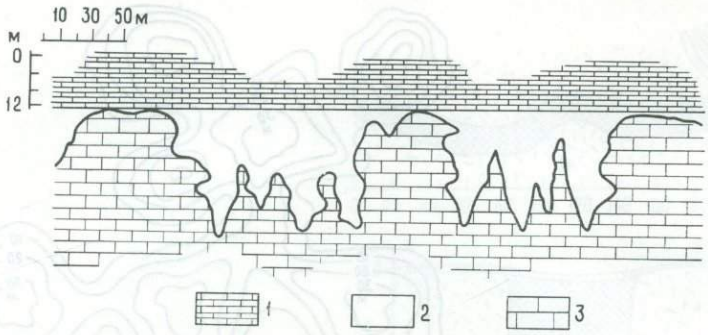


Рис. 21. Сложная воронкообразная залежь, горы Киона, Греция [322].
1 — известняк, турон и сенон; *2* — боксит; *3* — известняк подошвы, сеноман.

воронкообразные расширения и углубления делают их разнообразными. Мощность боксита 10—20 м, а в местных углублениях доходит до 40 м. Они менее извилистые, чем вышеупомянутые югославские залежи. По их расположению в направлении север — юг можно предположить, что они образовались по линиям разломов.

3.2.1.7. Воронкообразные залежи. Площадь их в большинстве случаев меньше площади предыдущих (0,1—1 га). Контуры круглые или овальные, реже неправильные. Диаметр 50—200 м. Стенки воронки очень крутые, иногда вертикальные, в середине сходятся в виде воронки. Местами несколько крутых воронок, расположенные рядом друг с другом, составляют одну сложную воронку. Мощность боксита в середине воронки достигает 40—50 м, но к краям весьма быстро уменьшается. Количество боксита в них 50 тыс. — 1 млн. т.

Это самая распространенная форма после линзообразных залежей. В Венгрии в районе Черсегтомай встречаются особо глубокие воронкообразные залежи, представленные огнеупорными бокситовыми глинами мощностью 20—50 м. В районе Ньирад и Ихаркут они также часто встречаются, но здесь мощность их в основном от 10 до 40 м. В виде исключения встречаются воронки с мощностью боксита 60—80 м. Простые воронкообразные залежи имеют диаметр 20—60 м и глубину 20—40 м. Реже встречаются воронки со сложным контуром, которые образовались, вероятно, в результате слияния простых воронок (рис. 19).

Воронкообразные залежи особенно распространены на полуострове Истрия в Югославии. Характерная форма залегания — прогиб покрывающих слоев над воронкой (рис. 20). Часто встречаются они и в районе Мостар и Имотски. Наряду с обычными для района залежами с диаметром 20—100 м встречаются и весьма мелкие воронки. В результате добычи из них высококачественного боксита хорошо обнажается их воронкообразная форма: диаметр 2—10 м и глубина 5—10 м. В Греции в горах Киона распространены в основном сложные воронки (рис. 21). В меньшем количестве встречаются они и в бокситоносных районах Ямайки, главным образом на территории сильно закарстованного Кокпит-Кантри.

3.2.1.8. Гнездообразные и мешкообразные залежи. Эти залежи имеют самые мелкие размеры. Они заполняют более мелкие углубления поверхности подстилающей толщи. Диаметр 5—40 м. Мощность 0,5—2 м и только в виде исключения 5 м. В зависимости от морфологии подстилающей породы имеют гнездо- или мешкообразную форму. В плане контуры их чрезвычайно неправильные, зигзагообразные, потому что под выступами подошвы боксит сразу прерывается. Количество боксита в них от нескольких сотен до 100 тыс. т.

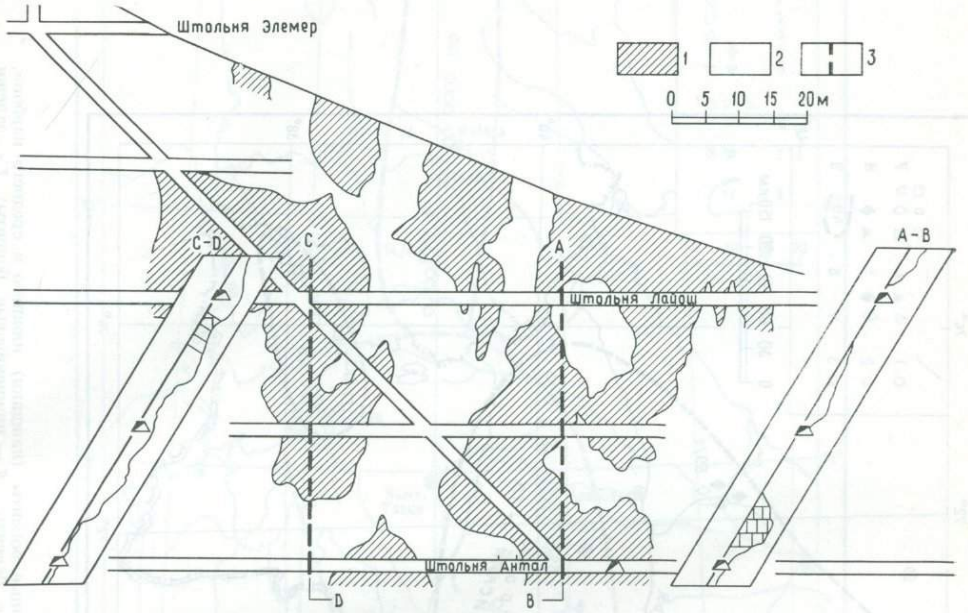


Рис. 22. Гнездообразные и мешкообразные залежи, месторождение Надьхаршань, Венгрия.
По рукописному эскизу Вадаса. *1* — боксит; *2* — безрудный участок; *3* — линия разреза.

Эта форма залежей также довольно распространена, в Венгрии они встречаются в месторождении Надьхаршань. Их причудливые формы хорошо обнажены горными работами. Часто наблюдается, что отдельные гнезда связаны между собой тонкими перемычками (рис. 22). Такие залежи часто встречаются в Югославии, Греции, Италии, Испании, в палеозойских бокситоносных горизонтах Туркестанского и Алайского хребтов [1].

Описанные выше восемь групп залежей дают представление лишь о самых характерных формах. Кроме них существует целый ряд переходных форм залежей.

3.2.2. Расположение залежей

Редко бывает, чтобы на какой-то территории была проявлена только одна залежь. В большинстве своем они располагаются группами, и их совокупность называется бокситовым месторождением. По их пространственному расположению можно различать два типа месторождений.

3.2.2.1. Линейно вытянутые месторождения. Залежи следуют друг за другом в одном направлении. Длина месторождения может в несколько раз превышать его ширину. Это сравнительно редкий тип месторождений.

Самые характерные примеры находятся в СССР в Средней Азии, в Туркестанском и Алайском хребтах, в горах Букантау, Тамдытау и Нуратау. Эти месторождения протягиваются в длину более чем на 1000 км, ширина полосы 20—50 км, залежи исключительно линзообразной, гнездообразной и мешкообразной формы (рис. 23).

На Северном Урале месторождение девонских бокситов, вытянутое в меридиональном направлении на расстояние более 300 км при ширине 10—30 км, состоит главным образом из пластообразных залежей, сопровождающихся небольшим числом линзообразных залежей (рис. 24). Месторождение Бриньоль во Франции состоит из двух близко параллельных групп ленто-

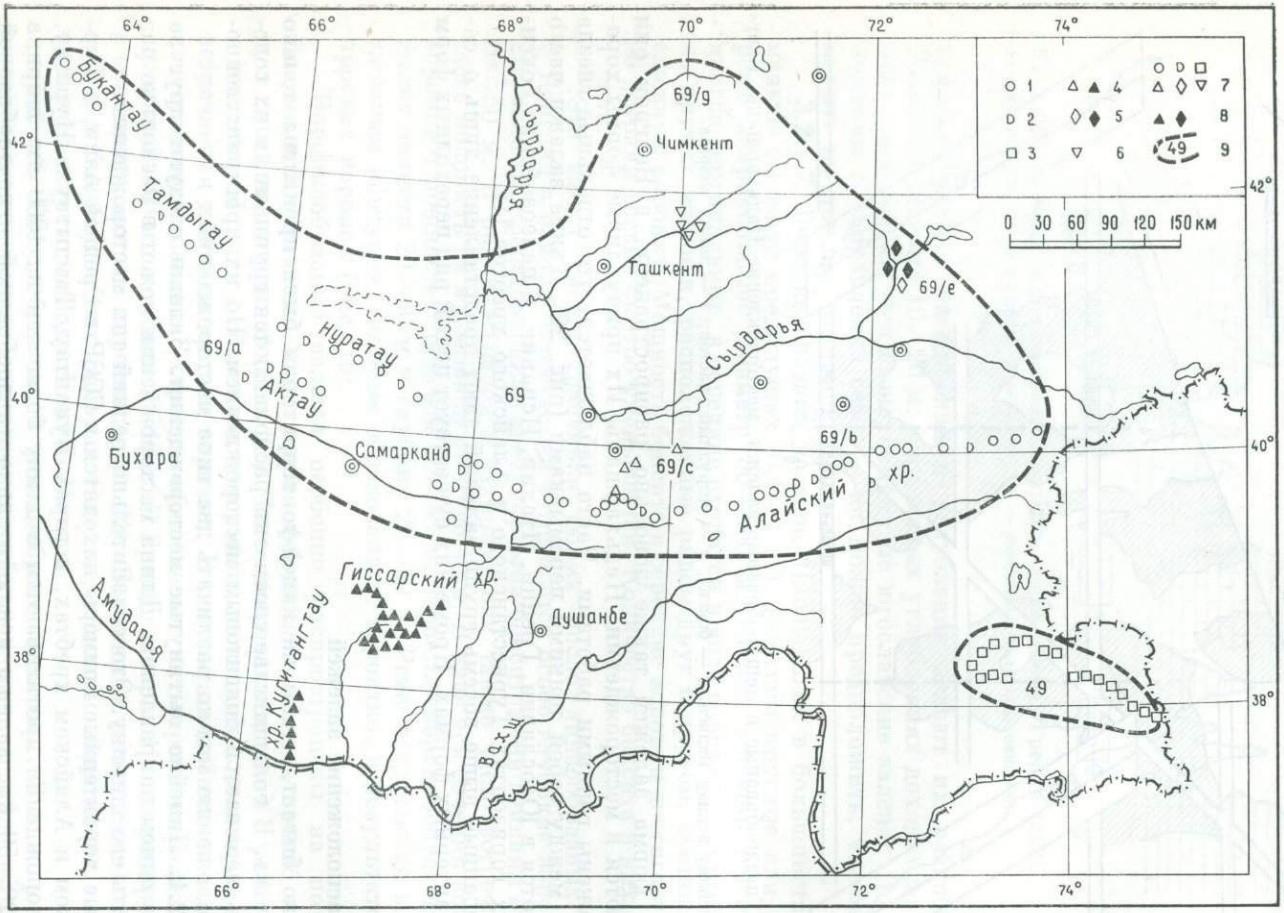


Рис. 23. Бокситоносные районы Средней Азии и Памира, СССР.

1 — бокситовые месторождения нижнего и среднего карбона; *2* — метаморфизованные бокситы (наждаки) нижнего и среднего карбона; *3* —нижнетриасовые бокситы; *4* —верхнетриасовые бокситы; *5* — нижнелейасовые бокситы; *6* — нижнемеловые бокситы; *7* — залежи карстовых бокситов; *8* — бокситовые залежи латеритного и тихвинского типов; *9* — номер и контуры бокситоносного района.

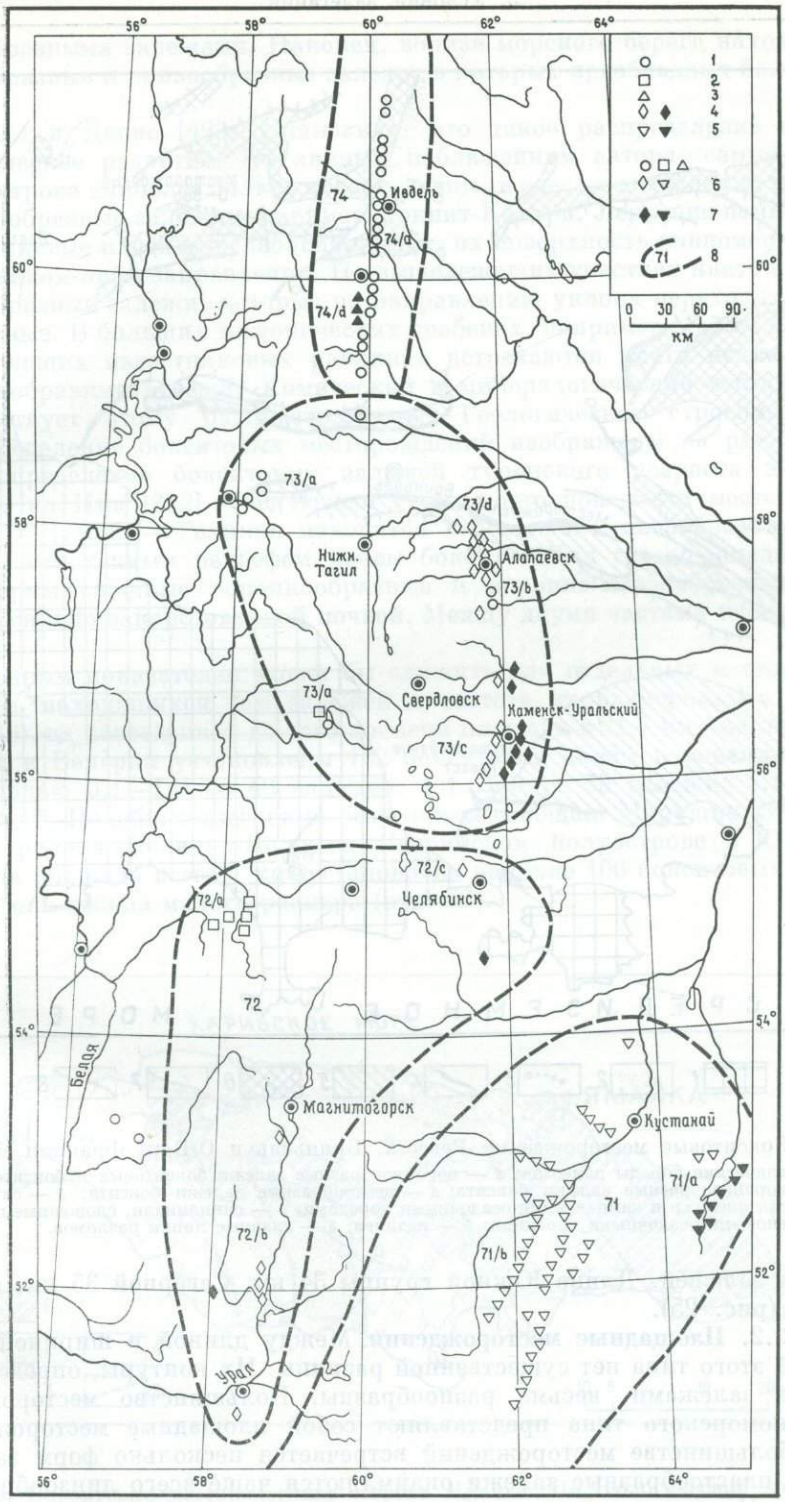


Рис. 24. Бокситоносные районы Урала.

1 — среднедевонские бокситы; *2* — верхнедевонские бокситы; *3* — верхнетриасовые бокситы; *4* — аптальбские бокситы; *5* — сеноман-туронские бокситы; *6* — залежи карстовых бокситов; *7* — залежи бокситов тихвинского типа *8* — номер и контуры бокситоносного района.

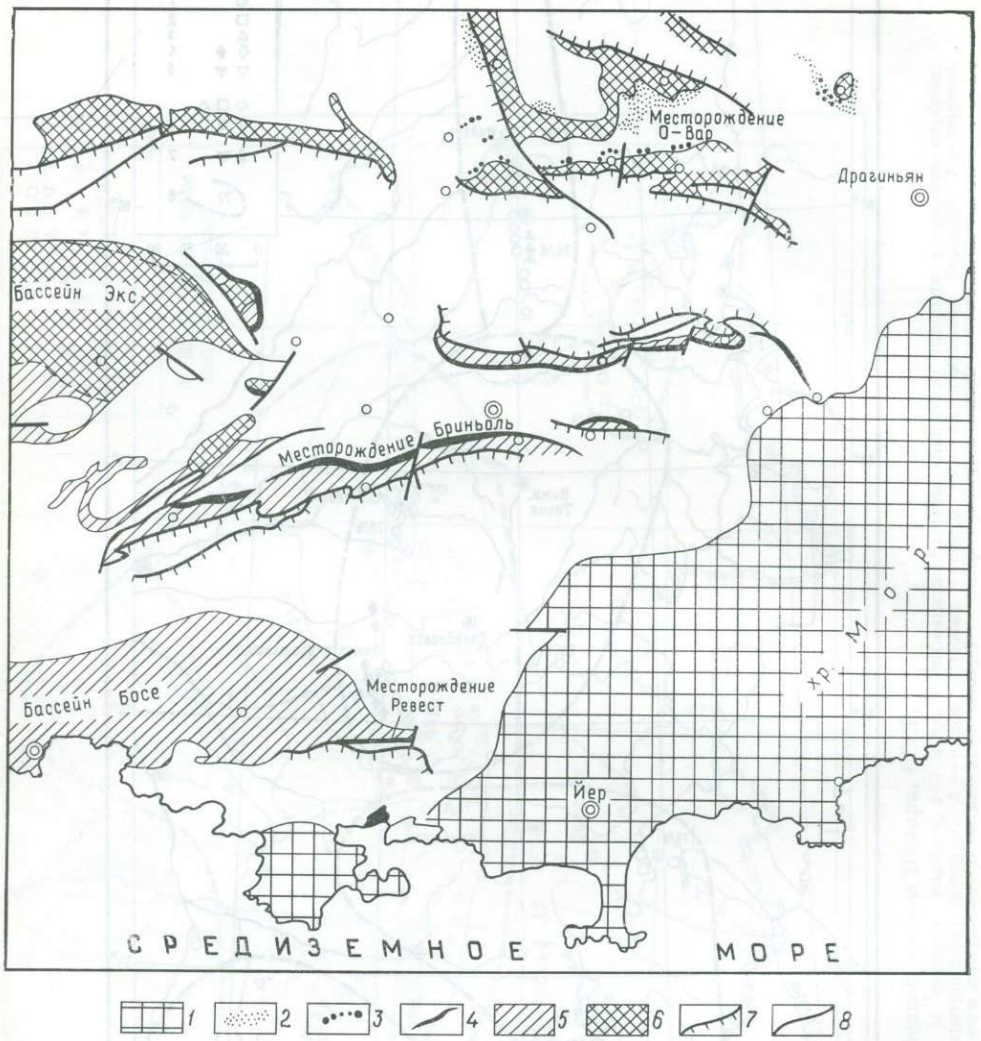


Рис. 25. Бокситовые месторождения Ревеста, Бриньоль и О-Вар, Франция [324].

1 — кристаллические породы палеозоя; *2* — воронкообразные залежи бокситовых и бокситоподобных глин; *3* — воронкообразные залежи боксита; *4* — лентообразные залежи боксита; *5* — синклинали, сложенные сантонскими и кампанскими осадочными породами; *6* — синклинали, сложенные полеоценовыми и эоценовыми осадочными породами; *7* — надвиги; *8* — главные линии разломов.

образных залежей. Длина Южной группы 34 км, Северной 35 км, ширина 1—3 км (рис. 25).

3.2.2..2. Площадные месторождения. Между длиной и шириной месторождений этого типа нет существенной разницы. Их контуры, определенные крайними залежами, весьма разнообразны. Большинство месторождений средиземноморского типа представляют собой площадные месторождения.

На большинстве месторождений встречается несколько форм залежей. Большие пластообразные залежи окаймляются чаще всего линзообразными залежами. По направлению к границам месторождений размеры линз уменьшаются. Это видно, например, на месторождении Гант (рис. 9). По Андерсону [9], во внутренних районах Ямайки находятся воронкообразные залежи, по направлению к морскому побережью появляются линзообразные залежи. За ними следуют сравнительно малорасчлененные известняковые плато с по-

кровообразными залежами. Наконец, вблизи морского берега находятся покровообразные и линзообразные залежи, в которых преобладают бокситистые глины.

Хилл и Девис [493] установили, что такое распределение отражает тектоническое развитие. По личным наблюдениям автора, самые высокие плато острова наиболее сильно закарстованы, и здесь в основном встречаются воронкообразные залежи, например Кокпит-Кантри. Лежащие немного ниже известняковые плато все слабонаклонные, их поверхность равномерно наклонена в каком-либо направлении. На вышележащих участках плато находятся линзообразные залежи, которые по направлению уклона переходят в покровообразные. В больших тектонических грабенах, например Майл-Галли, и на нижележащих известняковых равнинах встречаются почти исключительно покровообразные залежи. Химический и минералогический состав боксита соответствует этому распространению. Геологическое строение острова и распределение бокситовых месторождений изображены на рис. 26.

Распределение бокситовых залежей туронского возраста в Средней Греции, по Ниа [322], следующее: в юго-восточной части месторождения Парнас — Киона — Геликон находятся в основном линзообразные залежи с малорасчлененным рельефом почвы боксита. Для северо-западной части характерны сложные воронкообразные и воронко-линзообразные залежи с более сильно закарстованной почвой. Между двумя частями переход постепенный.

Важным показателем могли бы служить для отдельных месторождений кучность находящихся там залежей и частота их размеров. По Барнабашу (1968), на разведанной до того времени площади в 21,7 км^2 месторождения Ньирад в Венгрии установлены 102 бокситовые линзы и воронки. Из них с площадью 0,1—1,0 га 40 залежей; 1,1—5,0 га 53 залежи; 5,1—10,0 га 9 залежей. Подобные цифровые результаты сообщает Марушич [301]относительно района Беличко-Поле на Истрийском полуострове в Югославии. Здесь на площади всего 1 км^2 установлено наличие 106 бокситовых воронок, правда они весьма малого размера (рис. 27).

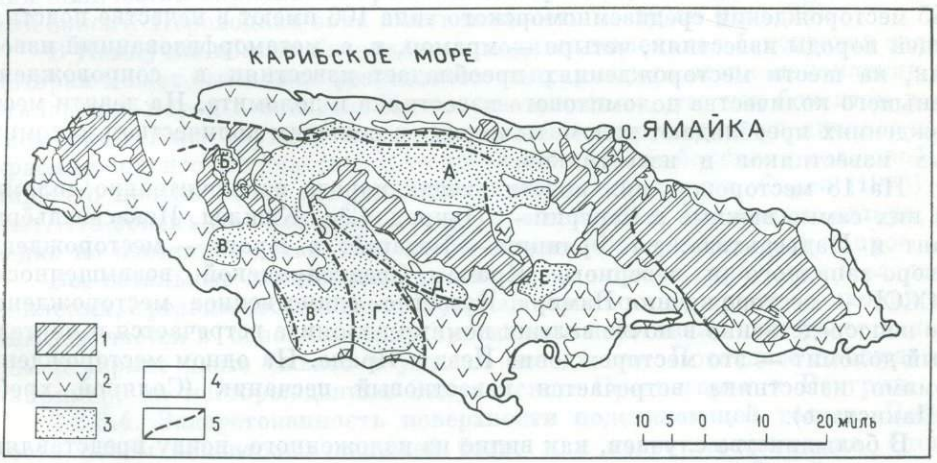


Рис. 26. Бокситовые месторождения острова Ямайка. По геологической карте Робинсона [494].

А — плато Сент-Энн; *Б* — Кокпит-Кантри; *В* — Эссекс-Валли; *Г* — плато Манчестер; *Д* — плато Кларендон; *Е* — Сент-Кетрин-Перриш. *1* — палеогеновые и меловые магматические, метаморфические и осадочные породы; *2* — эоценовые, олигоценовые и миоценовые известняки; *3* — бокситовые месторождения; *4* — плиоценовые и четвертичные осадки; *5* — разломы.

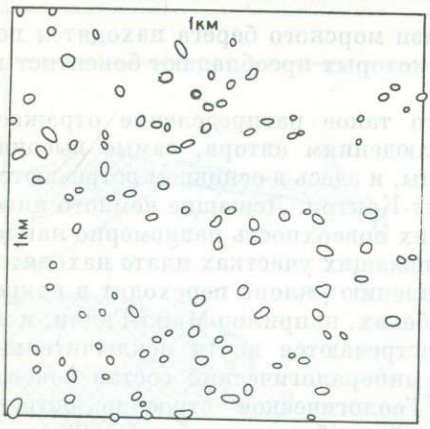


Рис. 27. Распределение воронкообразных бокситовых залежей на полуострове Истрия вблизи Беличко-Поле, Югославия [301].

Для количественной оценки частоты следовало бы вычислить соотношение площадей боксита и пустой породы на 1 км^2 для каждого месторождения. Изменение этого отношения в различных направлениях могло бы направлять разведку бокситов. К сожалению, таких данных пока нет в нашем распоряжении.

Среди североуральских бокситовых залежей девонского возраста Гуткин [192] различает три группы. Первая группа включает в себя пластообразные залежи, в которых доля продуктивной площади составляет 80%. Ко второй группе относятся пласто- и линзообразные залежи, в них доля продуктивной площади 50—70%. Третья группа состоит из линзообразных залежей, с долей продуктивной площади меньше 40%.

3.2.3. Связь боксита с подстилающей породой

3.2.3.1. Материал подстилающей породы. Залежи в большинстве своем залегают на карбонатной толще мощностью несколько сотен метров. В приложении 1 для отдельных месторождений описаны подстилающие породы. Из 145 месторождений средиземноморского типа 106 имеют в качестве подстилающей породы известняк, четыре — мрамор, т. е. метаморфизованный известняк, на шести месторождениях преобладает известняк в сопровождении меньшего количества доломитового известняка и доломита. На девяти месторождениях преобладают доломиты наряду с меньшим количеством доломитовых известняков и известняков.

На 18 месторождениях подстилающая порода исключительно доломит, из них самые важные в Венгрии — Ньирад, Сёц, Кишлёд, Искасентдьёрдь, Гант и Надьедьхаза; во Франции — Бедарьё; в Иране — месторождения северо-западного и северного Ирана, Среднеиранской возвышенности; в СССР — месторождения Памира. Известно единственное месторождение, где непосредственно в почве залежи помимо доломита встречается и мергелистый доломит — это месторождение Йезд в Иране. На одном месторождении помимо известняка встречается известковый песчаник (Соляной хребет в Пакистане).

В большинстве случаев, как видно из изложенного, почву представляют очень чистые карбонатные породы, в которых общее количество некарбонатных минералов редко превышает 1%. Количество органического вещества также мало́, поэтому порода в основном имеет светло-серый или желтоватый цвет.

Обращает на себя внимание, что боксит не найден на мергелях даже в тех случаях, когда мергели развиты в непосредственной близости от место-

рождения. Например, в Венгрии на месторождении Феньёфё боксит залегает на доломитах норийского яруса верхнего триаса или на известняках дахштейна. По направлению на северо-запад они сменяются карнийским мергелем, и там боксит отсутствует. Месторождение Искасентдьёрдь на юго-востоке ограничено линией, где ладинский доломит сменяется анизийским и далее нижнетриасовым мергелем и песчанистым мергелем.

На Ямайке бокситовые залежи кончаются там, где в почве чистый известняк сменяется известняком с мергелистыми, кремнистыми и бентонитовыми прослойками. Это разграничение особенно очевидно на плато Сент-Энн (Робинсон [494]).

3.2.3.2. Фации подстилающей породы. Бокситовые залежи в большинстве случаев подстилаются мелководно-морскими осадками, однако это не обязательно прибрежные фации. Во многих случаях это отложения мелких участков моря, весьма удаленных от суши. На Задунайском Среднегорье, например, подстилающие боксит породы относятся к фации «карбонатного плато». В этом случае море имело глубину немного больше, чем ту, на которой образуются рифы, т. е. отложение доломита происходило в очень мелком бассейне; дахштейновый известняк отлагался, однако на больших глубинах. Фация «карбонатного плато» возникает скорее всего в крупных островных морях, а не в прибрежных областях (Вегне, 1974, устное сообщение).

Карбонатные породы, отложенные в полупресноводных и лагунных условиях в почве, находили до сих пор только в нескольких местах. Например, в горах Геликон в Греции [341] и на месторождении Мактеш-Рамон в Израиле [486]. Не известно ни одного месторождения, где боксит залегал бы непосредственно на пресноводных формациях.

3.2.3.3. Непрерывность или перерывы в осадконакоплении. Известна лишь одна залежь, для которой несомненно установлено, что она образовалась в процессе непрерывного осадконакопления после отложения известняка, составляющего подошву лагунной фации. Эта залежь Кефанедес в горах Геликон в Греции [341]. В известняке сначала спорадически появляются бокситовые ооиды и пизолиты. По направлению вверх их число все возрастает, а основного карбонатного материала становится меньше. По мере снижения количества карбоната породы постепенно переходят в оолито-пизолитовый боксит. Переходная зона имеет мощность 5—10 см (рис. 28).

В Кампучии вблизи Сисопхона находится маленькая бокситовая залежь, которая может быть тоже результатом непрерывного осадконакопления подстилающих пород и боксита. На это указывает то, что под бокситом в морском известняке верхней перми появляются постепенно увеличивающиеся красные бокситовые участки. В то же время контакт боксита с подошвой резкий, что противоречит непрерывности осадконакопления. Сорен (1963) считает, что боксит был накоплен в море, без поднятия. По мнению автора, разведка не настолько детальная, чтобы можно было решить этот вопрос.

Все остальные залежи залегают на своей почве с перерывом в осадконакоплении, с резким несогласием. В случае короткого перерыва осадконакопления замечается в основном лишь эрозионное несогласие, при более длительном перерыве часто бывает и угловое несогласие. Последнее наблюдалось, например, на месторождениях Задунайского Среднегорья в Венгрии.

3.2.3.4. Закарстованность поверхности подстилающей толщи. Поверхность почвы бокситовых залежей более или менее закарстована. Степень закарстованности выражается, с одной стороны, глубиной карстовых форм, с другой — расчлененностью карстовой поверхности. Чем ближе друг к другу размещены выступающие и углубленные карстовые формы, тем они круче и тем больше расчлененность карстовой поверхности. Все это, к сожалению, нельзя выразить цифрами, поэтому автором по качественным признакам различаются четыре степени закарстованности поверхности. Они

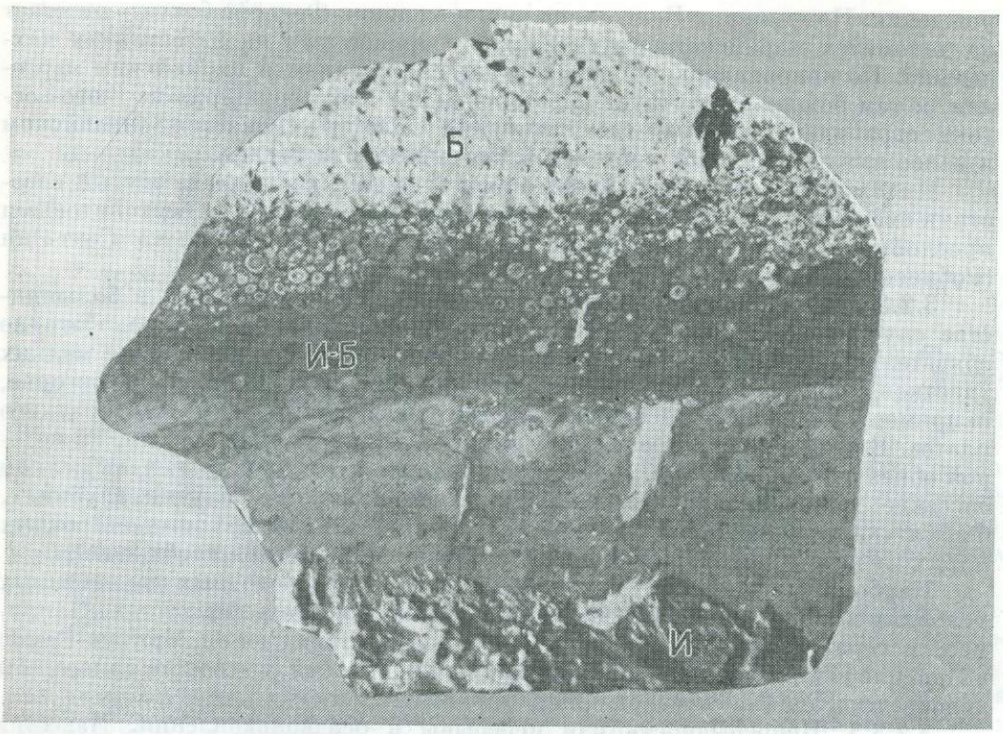


Рис. 28. Переход известняка лагунной фации в боксит при непрерывном осадконакоплении, Кефанедес, горы Геликон, Греция [341].
И — известняк подошвы; *И-Б* — переходная боксит-известняковая зона; *Б* — боксит.

описаны по месторождениям в приложении 1. Из 145 месторождений средиземноморского типа восемь месторождений не охарактеризованы из-за отсутствия данных.

Нет ни одного месторождения, где поверхность подстилающей толщи была бы совершенно ровная, где не было бы никаких следов карстования. Даже на вышеописанном месторождении Кампучии на поверхности почвы есть неровности, и из описания следует, что незначительное карстование происходило и здесь.

Весьма слабо закарстована поверхность почвы на четырех иранских месторождениях (Бокан, нижний и верхний бокситовые горизонты Джаджерм, Бехбехан). Почва слабо волнистая, выступы сглаженные, редко превышают 1 м.

Известны два таких месторождения, где поверхность почвы на отдельных участках весьма слабо, а на других слабо закарстована. Одно из них — месторождение Подлипа — Боровница в Словении, а другое — Боксонское в Восточном Саяне. На последнем месторождении в непосредственной почве выявлены карстовые ходы шириной 1,0—1,5 м, которые книзу постепенно сужаются и исчезают. Ходы были выявлены бурением даже на глубине 50 м под бокситовым горизонтом [217].

Слабо закарстована поверхность почвы на 19 месторождениях. Относительные превышения выступов и углублений здесь уже достигают 3 м, и перегибы крутые. В Венгрии к этому типу относится месторождение Надьхаршань.

На 17 месторождениях поверхность почвы местами слабо, в других местах умеренно закарстована. Например, месторождения триасового возра-

ста на плато Лика, сенонского — в горах Грмеч, сеноманского — в Биела-Поляна в Югославии и нижнемальмского возраста в Средней Греции.

Умеренно закарстована поверхность почвы 54 месторождений. Относительное превышение карстовых форм может достигать 10 м. Местами встречаются небольшие воронки и выступы с крутыми склонами. В непосредственной почве часто встречаются карстовые ходы и полости, заполненные бокситом. Большинство месторождений Венгрии относится к этой категории.

На 26 месторождениях поверхность почвы залежей местами умеренно, а местами сильно закарстована. В почве этих линзообразных и реже пластообразных залежей имеются крупные пологие углубления и воронки с крутыми боковыми стенками. Карстовый рельеф у выходов на дневную поверхность часто сильно расчленен. Из месторождений Венгрии сюда можно отнести месторождения Гант и Ньирад.

Сильно закарстована поверхность почвы залежей на 12 месторождениях. Относительное превышение карстовых форм может достигать 10—50 м. Часто встречаются карстовые формы с крутыми стенами, местами наблюдаются даже нависающие стены и грибообразные выступы. Самые большие мощности отмечаются в воронкообразных залежах, где вся залежь в сущности одна карстовая воронка. Самые характерные примеры: месторождения Истрии, Обровац, Мостар в Югославии, Спинаццола в Италии, О-Вар во Франции, Ихаркут и Черсегтомай в Венгрии.

Весьма сильно закарстована поверхность почвы месторождения Кокпит-Кантри на Ямайке. Вся площадь является совокупностью тесно друг за другом следующих карстовых выступов и воронок. Боксит заполняет воронки.

Наконец, известно одно месторождение, на разных участках которого можно наблюдать слабо-, средне- и сильно закарстованную поверхность подошвы. Это месторождение Бриньоль во Франции. Залежи здесь крупные, лентообразные, расчлененность карстовой поверхности самая сильная на выходах на дневную поверхность. Особенно хорошо это видно на отработанных карьерах (рис. 29).

Итак, на подавляющем большинстве месторождений средиземноморского типа поверхность почвы залежей умеренно или сильно закарстованная, число месторождений со слабо развитым карстом невелико, а с весьма слабым карстом ничтожно. Месторождения последней группы мелкие, суммарное количество боксита в них 43 млн. т. Значительные бокситонакопления приурочены к средне- и сильно закарстованным поверхностям.

На степень развития карста и характер карстовых форм влияет несколько факторов. На многих месторождениях поверхность основания залежей, находящихся на большей абсолютной высоте, сильнее закарстована, чем у лежащих ниже. Это явление, по Андерсону [9], наблюдается в бокситоносном районе на Ямайке.

Многие авторы приписывают главную роль составу вмещающих пород. Так, де Вейсс [479] считает, что известняки в большинстве случаев более сильно закарстованы, чем доломиты, потому что, по его мнению, последние труднее растворяются, чем известняки. Известняк действительно лучше карстуется, чем доломит, однако есть и другие факторы, которые влияют на степень развития карста, и возможны случаи, когда доломит будет закарстован сильнее, чем известняк в соседних районах. Хороший пример тому — соседние месторождения Халимба и Ньирад в Венгрии. В Халимбе на дахштейновом известняке карст развит значительно слабее, чем на доломите в Ньираде. Причина этого в том, что доломитовая толща сильнее раздроблена локальными тектоническими силами, чем известняки, и поэтому более благоприятна для развития карста.

Тектоническая нарушенность вмещающих пород, следовательно, может быть существенным фактором бокситонакопления. На многочисленных

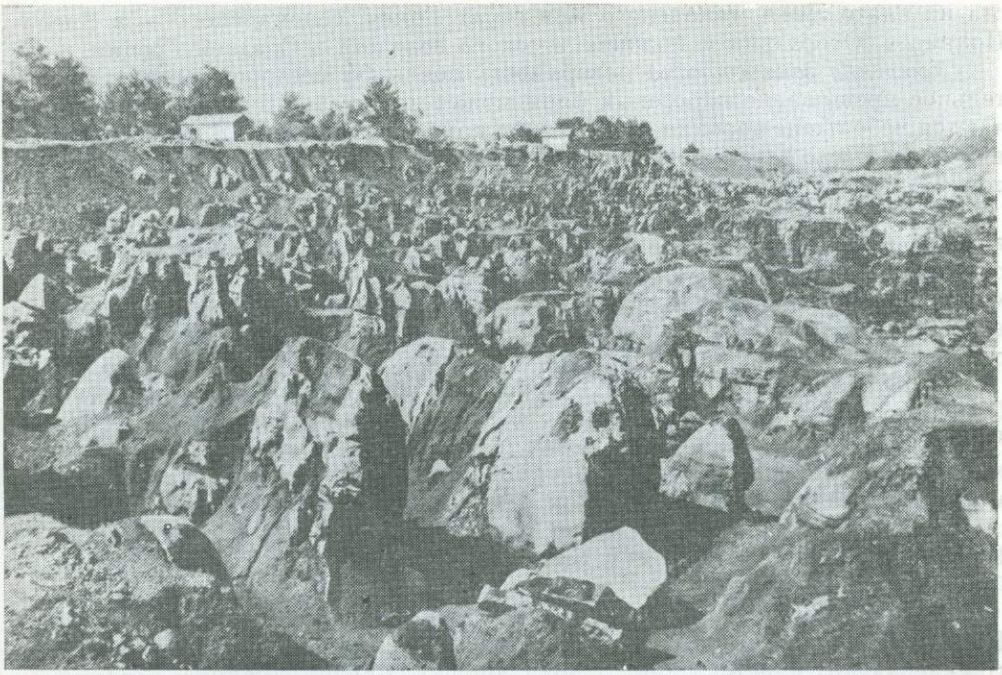


Рис. 29. Закарстованная поверхность известняка подошвы, отработанная бокситовая залежь Комбекав-Пен-Батар, месторождение Бриньоль, Франция (по Лаппарану, 1956).

месторождениях залежи образовались по линиям разрывов, где тектоническая нарушенность была самая сильная. Самые глубокие воронки располагаются на скрещениях тектонических разрывных нарушений. Это наблюдается, например, на истрийских, далматских и среднегреческих месторождениях. Каньонообразные залежи Спинаццолы в Италии также приурочены к тектоническим линиям. Роль тектоники однозначно устанавливается и на месторождении Бедарьё во Франции [166]. Доломит почвы залежей на северном участке месторождения сильно разрушен, и здесь находятся карстовые воронки глубиной 20—40 м. На южном участке месторождения доломит значительно менее нарушен, и глубина карстовых углублений здесь редко превышает 10 м.

Важным фактором интенсивности карстообразования является содержание глины в почве и связанная с этим меньшая проницаемость породы. По наблюдениям Мелещенко [305], на Южном Урале, там, где боксит залегает на слоистом известняке, карст весьма небольшой и поверхность почвы слабо волнистая (рис. 30, *А*). Там же, где почву составляет мощный чистый известняк, карстообразование весьма сильное и сформировалась чрезвычайно неровная поверхность почвы (рис. 30, *Б*).

В предыдущие десятилетия было общепринятым мнение, что карстовая поверхность почвы формируется до накопления боксита. Вадас [453] первым указал, что карстование продолжается и во время накопления боксита. К подобному выводу пришел и Бонт [70], по мнению которого основная стадия карстообразования имеет место во время накопления боксита, как бы следуя его развитию. Наконец, в последние годы были опубликованы результаты наблюдений, согласно которым местами карстообразование продолжалось и после накопления бокситов. Под крутопадающими бокситовыми залежами Югославии и Греции во многих местах можно наблюдать верти-

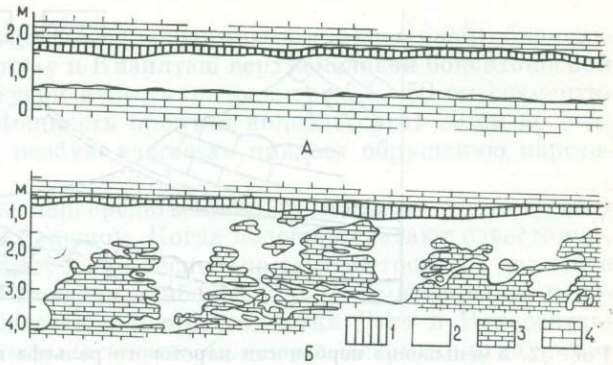


Рис. 30. Степень закарстованности бокситовых залежей в зависимости от состава известняков подошвы [305].

А — на темных слоистых известняках; *Б* — на светлых массивных известняках. *1* — боксит серый пестрый; *2* — боксит темно-красный; *3* — светлый массивный известняк подошвы без примесей; *4* — темно-серый слоистый глинистый известняк подошвы.

кальные карстовые формы. Такие крутостенные выступы и воронки перпендикулярны не к поверхности залежи, а к дневной поверхности. Таким образом, они могли образоваться только после тектонического смещения залежей (рис. 31).

Решающим доказательством последующего (вторичного) карстования служат данные Сакача [378], касающиеся залежи Радинович близ города Босанска-Крупа в Югославии, которая залегает в опрокинутой складке. Таким образом в кровле залежи оказались более старые туронские слои, а в подошве — более молодые кампанские — маастрихтские.

Более расчлененной и сильнее карстованной оказалась кровля залежей; это объясняется, по-видимому, тем, что карстование происходило после образования складок. Поэтому Сакач считает необходимым различать палеорельеф и так называемый псевдопалеорельеф подошвы. Палеорельеф является первоначальной морфологией карстовой поверхности подошвы, которая образовалась до накопления бокситов; псевдопалеорельеф образовался под залежью после тектонических нарушений под влиянием просачивающихся поверхностных вод.

По Бонту [72], под залежами, выходящими на поверхность или лежащими вблизи от поверхности, начинается субсовременное карстообразование, которое может привести к образованию чрезвычайно расчлененных карстовых форм. На карьере Комбекав-Пен-Батар вблизи Бриньоля во Франции установлено, что карстовые формы вблизи дневной поверхности являются самыми расчлененными. Параллельно с утолщением покрывающих слоев уменьшается неровность карстового рельефа (рис. 32). Это явление Бонт объясняет действием просачивающихся поверхностных вод.

Субсовременное карстообразование, более молодое, чем бокситонакопление, зачастую наблюдается и на Ямайке. На плато Манчестер автор во

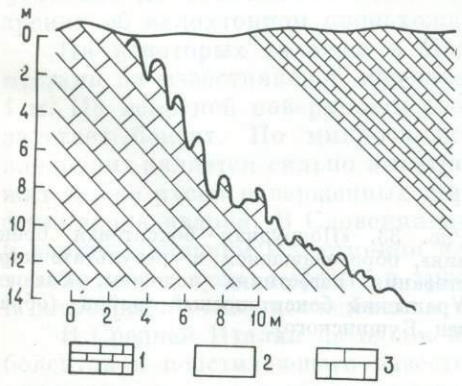


Рис. 31. Вертикально стоящие карстовые формы известняка подошвы под крутопадающей бокситовой залежью, открытая разработка боксита близ Антимос, Средняя Греция.

1 — известняк кровли, титон; *2* — боксит; *3* — известняк подошвы, нижний мальм.

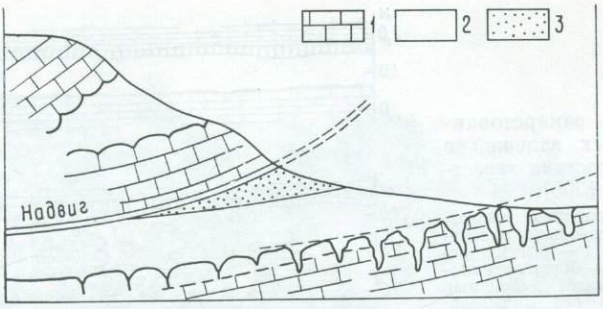


Рис. 32. Уменьшение неровности карстового рельефа в зависимости от увеличения мощности кровли бокситовой залежи, открытая разработка Комбекав-Пен-Батар близ Бриньоля, Франция [72].
1 — известняк подошвы, бат; *2* — боксит; *3* — песчаник, сенон.

многих местах обнаружил в непосредственной близости от бокситовых линз открытые карстовые котловины с понорами на дне. В них бокситов нет. Горными работами обнаружены открытые карстовые ходы и пустоты и под залежами бокситов. Такие пустоты автор наблюдал на плато Сент-Энн близ Уолкерс-Вуд и на низменности Сент-Элизабет в районе фермы Пеппер.

Последующее вторичное карстообразование, по мнению автора, играет существенную роль прежде всего там, где залежи залегают на поверхности или близко к ней. При мощности перекрывающих пород более 50 м воздействие этого процесса постепенно прекращается.

Продуктом карстообразования, одновременного с накоплением бокситов или следующего за ним, является так называемая подрудная бокситовая брекчия, которая описана советскими геологами под залежами палеозойского возраста на Урале и в Средней Азии. Она состоит из остроугольных кусков известняка, включенных в бокситовую основную массу (рис. 33). Сверху вниз размеры кусков известняка увеличиваются, а количество бокситовой основной массы убывает. Толща переходит без резкой границы в подстилающий известняк, в котором наблюдаются карстовые ходы с бокситовым выполнением. Бушинский [88] считал это явление ложной брекчией, которая образовалась за счет особенно сильного проявления карста в подстилающих известняках. Это подтверждается также и наблюдениями Князевой [255], согласно которым под залежами Ивдельского месторождения на Северном Урале подрудную бокситовую брекчию можно обнаружить только там, где подошва представляет собой хорошо карстующийся, чистый, рифогенный известняк, а там, где подошва представлена кремнистыми или мергелистыми известняками, брекчия отсутствует.

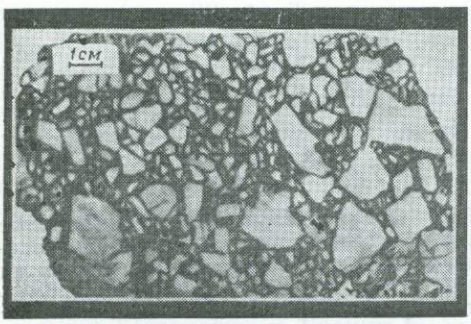


Рис. 33. «Подрудная бокситовая брекчия», образовавшаяся в результате карстования известняка подошвы, Северо-Уральский бокситоносный район (образец Бушинского).

Эзлю [335] наблюдал подобную (названную им остаточной) брекчию под залежами Морташ, Доганкузу и Кизилташ верхнемеловой бокситоносной толщи гор Тавр в Турции. Куски известняка размером 1—50 см сцементированы бокситовой глиной. Мощность брекчии колеблется от 20 см до 5 м. Эзлю в образовании брекчии особую важность придает обрушению карстовых пустот.

Материал пород подошвы непосредственно под бокситом часто бывает выветрелым, размельченным в порошок. Когда подошву слагают известняки, то эта рыхлая зона имеет толщину всего несколько сантиметров, а в доломите она может достигать 2—3 м. В Венгрии наиболее сильное выветривание непосредственной подошвы наблюдается в месторождениях Гант и Искасентдьёрдь. Во Франции автор наблюдал особенно сильное выветривание доломита на месторождении Бедарьё.

По наблюдениям автора, выветривание бывает наиболее сильным под залежами. Там, где залежь выклинивается, постепенно исчезает выветривание подошвы. Оно проявляется прежде всего под залежами, близкими к поверхности. Например, на южном крыле бассейна Халимба под линзами Маломвёльдь доломит до глубины 10—100 см сильно выветрелый, рыхлый, порошкообразный. Мощность покрывающих пород на этом участке 1—20 м. Но посредине бассейна, где горные работы ныне ведутся на глубине 150—300 м, дахштейновый известняк почвы совсем свежий и даже на доломитовой почве толщина выветрелой порошковатой зоны всего 1—2 см.

На Ямайке непосредственно под бокситом известняк рыхлый и порошкообразный, хотя в обнажениях эти же известняки, окаймляющие залежи, сильно ноздреватые, но относительно твердые.

Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что выветривание вызывается просачивающимися поверхностными водами, которые, вероятно, проходя через боксит, становятся «агрессивными», способными размельчать в порошок карбонатные породы.

3.2.3.5. Посторонние прослои на границе боксита с подошвой. На большинстве месторождений непосредственно на подошве залегает боксит или бокситовая глина. Однако в некоторых местах выявлены прослои посторонних материалов. Из-за геологической и генетической важности последних стоит их рассмотреть несколько подробнее.

Во Франции на одной из залежей боксита месторождения Ольер на известняке портландского возраста залегает известняковая брекчия верхнебарремского возраста. В известковом цементирующем материале брекчии нашли множество разновидностей харовых и известковых водорослей, в том числе и *Munieria baconica*. По Никола и Эстерле [325], эта брекчия отлагалась на поверхности подошвы портландского известняка в лагунных условиях до накопления боксита, что подтверждает правильность точки зрения об аллохтонном происхождении здешнего боксита.

На некоторых залежах в Ивдельском районе на Северном Урале местами на известняковой подошве залегает алевролит мощностью в 0,5—1 м. На неровной поверхности слоя алевролита с эрозионным несогласием залегает боксит. По микроскопическим исследованиям Князевой [255], алевролит является сильно выветрелой туфогенной породой, которая содержит также куски изверженных пород, выветрелые плагиоклазы и идиоморфные зерна кварца. В Словении между триасовыми бокситовыми залежами и верхнеладинским известняком или доломитом подошвы местами залегают тонкие линзы туфа, туффита и аргиллита [81]; более детальные фациальные и петрографические исследования не проводились.

В Средней Италии на одном из карьеров в Кампо-Феличе на контакте бокситов и подстилающего известняка в форме линз толщиной 1—4 см и площадью в несколько квадратных метров автор нашел зеленую глину

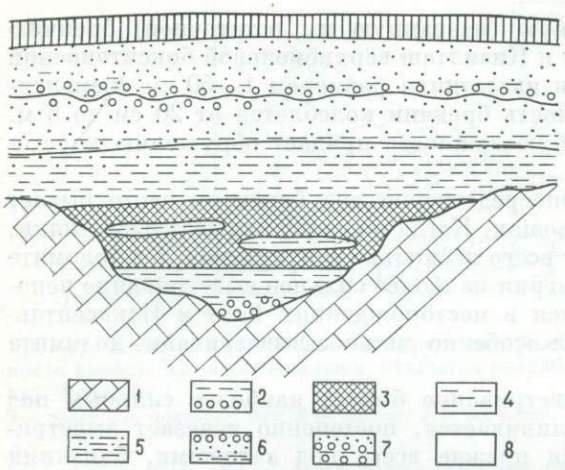


Рис. 34. Разрез залежи бокситового месторождения Хацег, Румыния [347].

1 — известняк, нижний мел; *2* — глины подошвы; *3* — боксит; *4* — глины с прослоями известняка; глинистый песчаник; *6* — песчаник и конгломерат; *7* — сеноманская трансгрессия; *8* — четвертичные отложения.

и глинистый мергель. По минералогическим и петрографическим исследованиям, это тоже сильно выветрелый глинистый туффит. Из того факта, что он вверху постепенно переходит в боксит, можно сделать вывод, что по ходу отложения бокситов он также бокситизовался.

На Ямайке в залежах Шутерс-Хилл близ Мандевилла, на границе бокситов с известняковой почвой, найден прерывистый фосфатный слой толщиной 2—30 см [148]. Слой содержит много рыбьих зубов (главным образом акулы, Chaetodontes и Sparida) размером меньше 10 мм. Этот слой, радиоактивность которого намного больше, чем у вышезалегающего боксита, Айлс [148] считал остатком более ранних морских фосфатов. Но это нельзя считать вполне доказанным. Заслуживает внимания и то, что в этих местах сам боксит имеет повышенное содержание фосфатов. По Андерсону [9], более вероятно, что фосфатный слой является остатком растворения известняка под бокситом. Его мнение подтверждается тем, что в подстилающем известняке он нашел те же рыбьи зубы, что в фосфатном прослое.

На некоторых месторождениях между бокситом и его подошвой найден еще более мощный и непрерывный обломочный слой. Эти месторождения уже нельзя отнести к чисто средиземноморскому типу, они являются переходом к казахстанскому типу залежей. В приложении 1 они получили обозначение ср > каз. Поскольку все остальные характеристики отложений совпа-

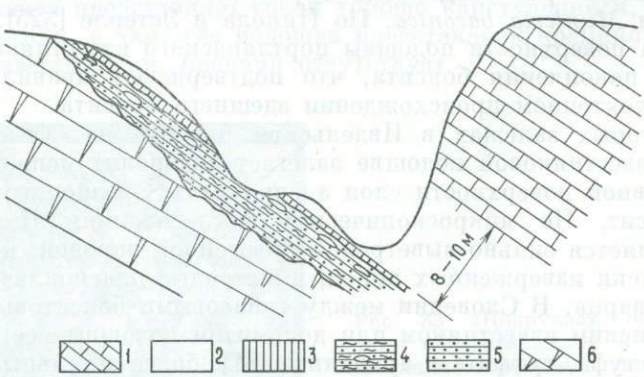


Рис. 35. Геологический разрез бокситовой залежи Мандра II, месторождение Элеусис — Мандра, Греция [342].

1 — глинистый известняк, сеноман; *2* — красный боксит; *3* — красная глина; *4* — глинистый песчаник с прослоями глины; *5* — зеленый песчаник; *6* — известняк, верхний триас.

дают со средиземноморским типом, в наших статистических подсчетах они отнесены в эту группу.

Примером таких залежей служат месторождения Соходол-Цимпени и Хацег в Румынии. Строение последних изображено на рис. 34 [347]. Здесь кроме глинисто-песчаного слоя на границе почвы и в самом боксите встречаются глинисто-песчаные прослойки, хотя в некоторых линзах они совсем отсутствуют. Сюда можно отнести также некоторые залежи месторождения Элеусис — Мандра (рис. 35) в Греции. Наконец, к этой группе относятся месторождения северной и южной Ферганы [270].

Общее количество боксита таких залежей переходного характера всего 25—30 млн. т, т. е. не составляет даже 1% полного количества бокситов залежей средиземноморского типа. Значит, они, по существу, не противоречат правильности изложения геологии залежей этого типа. Однако нельзя оставлять их вне поля зрения, поскольку они как раз подтверждают, что между основными типами залежей нет резкой границы и существуют переходные формы.

3.2.4. Связь между бокситами и кровлей

На бокситовых месторождениях Ямайки, Доминиканской Республики, Гаити и более мелких месторождениях Карибского моря и островов Тихого океана над бокситами не отложились никакие более молодые осадки (исключая местные наносы и делювий). Это обусловило рыхлость, высокую пористость и некоторые другие литолого-минералогические особенности данных бокситов.

На Ямайке заслуживает внимания район фермы Пеппер, где дождевые потоки со склонов близлежащего плато нанесли на бокситы слой глины толщиной 1—2 м и известняковую и андезитовую гальку. Они местами врезали в поверхность бокситов длинные овраги и даже котлованы глубиной 1—2 м, которые также заполнились глиной и галькой [499].

По Андерсону [9], близ города Порус скважинами установлено, что бокситы покрыты 1—10-метровым слоем известняковой гальки. На залежи, расположенные на дне долины, гальку могли нанести дождевые потоки с известняковых возвышенностей. В Гармонс-Валли на бокситах отложились пресноводные мергели мощностью 1—6 м, что вызвано, по Андерсону, повторными сезонными затоплениями и повышением уровня грунтовых вод. Несмотря на упомянутые местные покровы наносов, залежи бокситов на Ямайке повсюду находятся на поверхности.

На бокситы всех остальных месторождений отлагались покрывающие толщи, а там, где бокситы частично выходят на дневную поверхность, породы кровли удалены последующей эрозией. На большинстве месторождений покрывающие породы отложены на боксит с более или менее длительным перерывом в осадконакоплении. На некоторых месторождениях можно предполагать непрерывное осадконакопление.

В случае осадконакопления с перерывом рельеф залежей плоский или слабоволнистый, но граница с кровлей резко выражена. В некоторых котловинных и линзообразных залежах с сильно закарстованной подошвой поверхность их чашеобразно изогнута. Изгиб глубже всего над центральной частью залежи, разница уровней по сравнению с краями может достигать 2—3 м (рис. 20). Такой прогиб мог быть результатом уплотнения бокситов, а частично следствием карстообразования, продолжающегося и после бокситонакопления.

На поверхности некоторых залежей наблюдаются углубления овражного типа, например на залежах Ле-Канонетт во Франции. Здесь при вскрытии карьера полностью удалили породы кровли. При этом обнаружили овраг

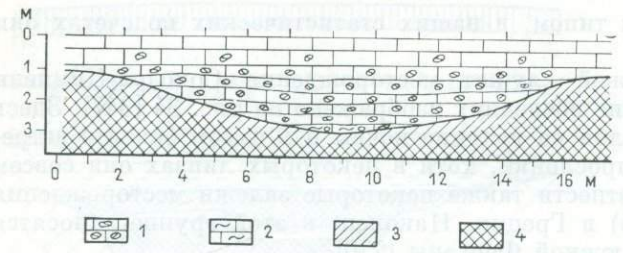


Рис. 36. Контакт боксита с непосредственной кровлей, открытая разработка Ле-Канонетт, месторождение Альпий, Франция.

1 — известняк с бокситовыми гальками; *2* — глинистый известняк, сенон; *3* — желтый и пестрый боксит; *4* — красный боксит.

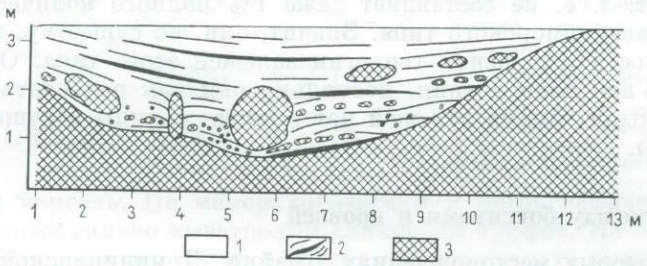


Рис. 37. Контакт боксита с непосредственной кровлей, рудник Пегро, месторождение Бриньоль, Франция.

1— серая углистая глина, сенон; *2* — пласты угля, сенон; *3* — темно-коричневый и темно-красный боксит, турон.

1,5—2 м глубиной и 15—20 м шириной, который тянулся через карьер на расстояние 100 м, потом скрылся под породами кровли. По устным сообщениям Лампериера [514], известняковые слои, наполнившие овраг, с двух сторон перекрывались, указывая на постепенное затопление оврага (рис. 36). Автору приходилось наблюдать еще более характерный овраг на шахте Пегро вблизи Бриньоля в 1973 г. На стенке выработки виднелся разрез оврага глубиной 2—3 м и шириной 13—16 м с перекрывающими друг друга слоями кровли и крупными бокситовыми валунами и гравием на дне бывшего русла (рис. 37).

Бывают также случаи, когда первоначальные породы кровли снесены, а непосредственно на бокситах лежат более молодые слои. В этих случаях обычно образуется неровная эрозионная поверхность, как, например, на некоторых залежах месторождения Ньирад в Венгрии, где после эрозии

Породы	Количество месторождений
Пестрая, коричневая, желтая глина и аргиллит	22
Серая и углистая глина	22
Чередующиеся слои песчаника и аргиллита	5
Песчаник и алевролит	16
Глинистый гравий	1
Песчанистый мергель	1
Глинистый конгломерат	1
Известковый и доломитовый конгломерат, брекчия	14
Мергель, известковый мергель	16
Известняк, глинистый известняк	67
Доломит	2
Чередующиеся углистые аргиллиты и доломиты	1
Выветрелые доломитовые обломки и доломитовая мука	2

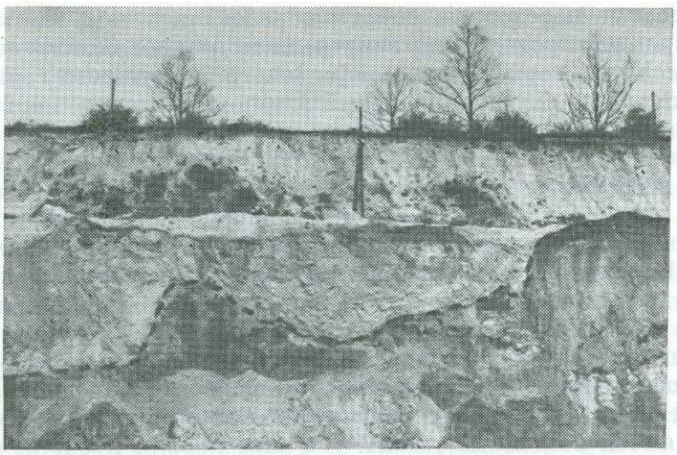


Рис. 38. Поверхность бокситовой залежи со следами эрозии эоценовой кровли, открытый карьер Дарваштo VI, месторождение Ньирад, Венгрия.
Внизу красный боксит, вверху песок с гальками, миоцен.

эоценовых покрывающих пород на боксит отложились миоценовые глинисто-песчано-гравийные слои (рис. 38).

На тех месторождениях, где кровля отлагается на боксит без перерыва в осадконакоплении, между ними нет резкой границы, а наблюдается переходная зона, в которой состав пород по направлению вверх постепенно изменяется. Мощность зоны перехода меняется от 10 см до 15 м.

Как правило, независимо от наличия перерыва в осадконакоплении большинство залежей являются согласными с покрывающей толщей; слабое угловое несогласие наблюдается всего в нескольких случаях.

3.2.4.1. Состав пород непосредственной кровли. Кровля бокситовых залежей литологически значительно многообразнее подошвы, и даже на одном и том же месторождении проявляется большое разнообразие. В приложении 1 показаны по месторождениям наиболее часто встречаемые породы кровли. На основе этого подсчитано суммарно, во скольких случаях отдельные породы встречаются в кровле (см. табл. на стр. 56).

Поскольку на одном месторождении могут встречаться разные породы в непосредственной кровле, не имеет смысла подсчитывать сумму или проценты частоты.

Наиболее часто встречаемой породой кровли является известняк менее чистый, чем известняк непосредственной подошвы. В большинстве месторождений он содержит много органических веществ и глинистых минералов. Часто находятся в них бокситовые обломки и гравий размером в несколько сантиметров, попавшие сюда за счет эрозии окружающих бокситовых залежей. Известняк иногда окрашен тонкой бокситовой глиной, размывшейся до ила, в розоватый или светло-красный цвет. В залежах Кампучии на бокситах залегает кремнистый известняк [383].

Доломит в кровле играет значительно меньшую роль, чем в подошве. Зато весьма часто встречаются пестрая, желтая, коричневая, серая и углистая глины и аргиллиты. Среди толщи углистой глины часто залегают тонкие прослои угля или лигнита. В отличие от слоистости в бокситах слоистость в покрывающих глинах хорошо выражена. Глинистая кровля чаще всего имеет мощность всего 10—50 см, максимально несколько метров, и кверху переходит в мергели, потом в известняк. Часто в кровле встречаются песчаники и алевролиты, а также конгломерат и брекчия.

Своеобразные переходные породы образовались там, где между бокситом и его кровлей происходило непрерывное осадконакопление. Например, на Северном Урале серый боксит эйфельского бокситового горизонта постепенно переходит кверху в темно-серый глинистый сланец, мергель и известняк. Мощность переходных бокситовых мергелей и известняка обычно 10—30 см, но местами достигает 1—2 м [88]. В переходной зоне ивдельских залежей можно встретить и черный битуминозный бокситовый мергель и черный бокситовый известняк [255]. На месторождениях Салаирской группы боксит эйфельского возраста тоже плавно переходит в покрывающий морской известняк. Переходная зона состоит из бокситового известняка со средней мощностью 11 м и местами содержит тонкие прослойки боксита [315, 203].

Никола [323, 324] на отдельных залежах в районе Бриньоля исследовал непрерывный литологический переход от бокситов к покрывающим глинам, лигнитам, песчаникам и известнякам. Мощность переходной зоны обычно 10—50 см. На месторождениях Венгрии наиболее распространенной породой кровли являются эоценовые глины. В Ганте кровля представлена главным образом пестрой глиной, в Ньираде и Сёце, на залежах Череш, Маломвёльдь, Кишлёд, Феньёфё, Баконьослоп и Искасентдьёрдь — серой глиной и темно-серой, углисто-пиритовой глиной. Над залежами Ньирад и Маломвёльдь углистая глина содержит мелкие зерна боксита. Кверху они постепенно исчезают и в 2—3 м выше боксита уже не встречаются. В районе Альшопере и Теш бокситы покрываются коричневыми, коричнево-серыми глинами и глинистыми мергелями нижнеаптского возраста.

Реже кровля бывает карбонатной. Нижнебарремский глинисто-комковатый известняк покрывает залежи Надьхаршань в южной Венгрии. Кверху уже через несколько метров он переходит в чистый известняк. В Неже над слоем желтой глины мощностью 5—20 см лежит среднеэоценовый известняк. Изредка и на месторождениях Сёц и Ньирад можно встретить явление, когда на боксит непосредственно отлагался милиолин-альвеолиновый известняк. Бокситы в бассейне Надьедьхаза — Чордакут — Мань местами отлагались на доломитовые брекчии. Непосредственную кровлю также слагают переотложенные доломитовые брекчии мощностью 30—84 м [405]. Полагают, что они представляют собой пролювиальный фангломерат [Тот (Tót), устное сообщение, 1975 г.].

Покрывающая толща сантонского возраста средней и северной частей Халимбайского бассейна отложена на бокситы без перерыва в осадконакоплении. Здесь в самой залежи бокситов встречаются прослойки доломита, известнякового гравия, а также беспорядочно рассеянные доломитовые и известняковые гальки. Верхняя часть залежи обогащается ими, и в основной массе появляются тонкодисперсные аутигенные зерна доломита. Следовательно, эта 1—5-метровая переходная зона состоит из доломитового боксита и бокситового доломита. Над ней, без резкой границы, располагается пресноводная озерная толща мощностью 10—30 м из доломитового глинистого мергеля и мергеля с редкими прослойками доломитового и известкового конгломерата. Переход кровли подобного характера ни на одном из других месторождений карстовых бокситов нам неизвестен.

Новые покрывающие толщи, отложенные на боксите после эрозии первичной кровли, называются *вторичной кровлей*. Например, с отдельных участков месторождения Ньирад снесена первичная эоценовая толща и здесь на бокситы непосредственно отложены баденские гальки, глинистые гальки и песок. С месторождения Феньёфё — Баконьсентласло частично тоже удалены эрозией эоценовые породы, и залежи покрыты глинисто-песчанисто-мергелистой толщей верхнего олигоцена.

3.2.4.2. Фации непосредственной кровли. В большинстве месторождений на бокситах залегает трансгрессивная свита. Ее первый слой

непосредственная кровля, обычно континентального, болотного или пресноводного происхождения. На нем отлагаются лагунные, а потом мелководно-морские слои. Реже непосредственная кровля представлена полупресноводными отложениями, а на некоторых месторождениях на боксите залегают даже морские слои.

Известно несколько таких бокситовых районов, которые никогда не заливались морем, где, таким образом, и нельзя говорить о покрывающей толще трансгрессивного характера. Это часто наблюдается на месторождениях во Франции. Так, например, в месторождениях в Альпах кровлю слагают озерные известняки, а в О-Варе — речные пески и песчаники. В районе Бриньоля на бокситах залегают пресноводные глинистые конгломераты, а над ними — озерные известняки.

В отдельных случаях фации кровли носят регрессивный характер. В районах Сень-Шиньян и Казуль во Франции на бокситах залегают полупресноводные глинисто-песчано-мергелистые толщи, которые потом постепенно переходят в пресноводные и речные фации. В районе Вильвейрак и Лупиан на полупресноводном глинистом песке непосредственной кровли залегают озерные известняки.

3.3. Залежи тиманского типа

Этот тип залежей выделяется по строению бокситоносной толщи и по форме самих залежей. Здесь бокситоносная толща представлена не только бокситами и бокситовой глиной, она в значительном количестве содержит также глинистые и обломочные породы. Чаще всего это аргиллиты, алевролиты, песчаники, реже конгломераты, брекчии, железистые аргиллиты, осадочные железные руды и лигниты. Содержание бокситов во всей бокситоносной толще меняется от 10 до 70%.

Наиболее часто встречаемая форма — пластообразные залежи, реже — большие плоские линзы. Рельеф подошвы слабо или едва закарстован, на нем находятся плоские возвышенности и ложбины. В самой залежи бокситы слагают сравнительно тонкие слои или небольшие линзы, обычно в одном горизонте, реже — в нескольких горизонтах. Залежи тиманского типа отличаются от казахстанских значительно меньшей степенью закарстованности подстилающих пород.

К тиманскому типу относятся всего лишь 14 месторождений, однако по количеству они дают 16% всех карстовых бокситов. Из них шесть находятся в Восточно-Азиатской, семь в Уральско-Сибирско-Среднеазиатской и одно в Северо-Американской бокситоносных провинциях. В остальных провинциях этот тип залежей неизвестен (табл. 6). Поскольку автор располагал наиболее полными данными из специальной литературы и наиболее подробным геологическим описанием именно залежей Тимана, тип залежей и был назван по этому району. Отдельные залежи тиманского типа с более сильно закарстованной подошвой представляют собой переход к казахстанскому типу залежей. Они встречаются редко. Гораздо чаще встречаются переходы к залежам тихвинского типа. Их самыми характерными представителями являются Наурзумское месторождение в Центральном Казахстане [244] и юго-восточный окраинный район Прибрежной Равнины в США. Кроме них еще во многих местах можно встретить залежи тихвинского типа вблизи залежей тиманского типа. Бокситовые залежи девонского возраста в районе Среднего Тимана [196, 244] представляют собой переход к арьежскому типу (см. разд. 3.5).

3.3.1. Форма залегания

Говоря о залежах сложного строения, необходимо отдельно рассматривать залежь, всю вмещающую бокситоносную толщу и отдельные бокситовые тела.

На Южно-Тиманском месторождении можно различать две формы залежей: а) пластообразные залежи длиной 3—5 км, б) плоские линзообразные залежи диаметром несколько сотен метров [190]. Залежи расположены вблизи (в 2—5 км) плоских возвышенностей, сложенных породами подстилающей толщи. Пластообразные залежи находятся в непосредственной близости от возвышенности, линзообразные дальше, в сторону более глубоких уровней бывшей поверхности. Между двумя формами возможны постепенные переходы.

Мощность бокситовой толщи над плоскими возвышенностями 5—30 м, над углублениями более 100 м. Она разделяется на два горизонта: нижний подрудный и верхний бокситоносный. Подрудная зона в самом низу обычно состоит из мелкогалечных конгломератов, основной массой которых являются песок и глина. Над ней залегают аркозовый песчаник, алевролит и песчаный аргиллит. Редко и в верхней части подрудной зоны встречаются тонкие линзообразные прослойки боксита. Эта зона как бы заполняет углубления подстилающего рельефа; в этих местах ее мощность достигает 75 м и в таком случае слагает большую часть залежи [243].

Бокситоносная зона состоит из единственного пластообразного бокситового тела, которое кроме бокситов содержит и глинистые бокситы и бокситовые глины. Ее мощность 1—12 м, чаще 4—6 м. На краевых участках залежей она постепенно выклинивается или сменяется аргиллитами. Над возвышенностями рельефа подошвы она залегает непосредственно на подстилающем известняке, а над углублениями — на подрудном горизонте. Это хорошо видно на геологическом разрезе Деминой и Крылова (1971), см. рис. 39.

В китайских бокситоносных районах встречаются пластообразные залежи огромных размеров площадью 10—100 км^2. Полная мощность залежей 5—20 м, а бокситов от 1 до 8 м. На подошве залегают глинистые сланцы, песчаные и железистые глинистые сланцы или ооидные железняки. Они кверху постепенно переходят в бокситовые глинистые сланцы, а затем в бокситы. Бокситовое тело, подобно тиманским телам, внутри залежи слагает сплошной пласт. В верхней части местами встречаются углистые прослойки толщиной 10—40 см и длиной 300—400 м [60]. Самая верхняя часть залежей состоит из бокситистых глинистых сланцев.

В китайских бокситовых залежах песчано-глинистых сопровождающих пород меньше, чем в тиманских. Однако по данным микроскопического анализа сам боксит содержит поразительно много обломочных зерен кварца, слюды и хлорита [393]. И это обстоятельство существенно отличает их от бокситов средиземноморского типа.

В США, на юго-восточном краю Прибрежной Равнины, вблизи городов Юфола и Спрингвейл, известны большие пластообразные залежи. Подавляющая часть бокситоносной толщи состоит из слюдистого глинистого песчаника и песчанистой глины. Общая мощность толщи 20—25 м. В толще располагаются переходящие одна в другую линзы каолиновой глины длиной 100—200 м и мощностью 10—20 м. В их средней части встречается боксит, который к краям постепенно переходит через глинистый боксит и бокситовую глину в окружающую каолиновую глину. Бокситовые тела внутри глинистых линз имеют мощность всего лишь 2—8 м и длину не более 50 м. Они круглые или удлиненные. Это заметно на разрезах месторождений близ Андерсонвилла и Спрингвейла (рис. 40 и 41). Одна такая линза содержит 5—10 тыс. т бокситов и несколько больше бокситовых глин [108, 109].

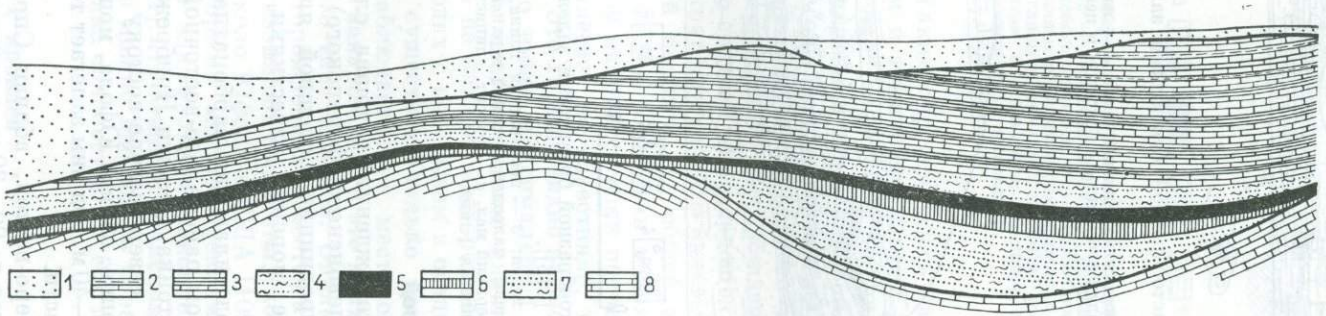


Рис. 39. Геологический разрез бокситовой залежи, Южно-Тиманское месторождение (по Деминой и Крылову, 1971).

1 — четвертичные отложения; *2* — глинисто-карбонатные отложения среднего карбона; *3* — известняки и глины верхнеалексинского — стешевского горизонтов; *4* — пестроцветная пачка нижнеалексинского — тульского горизонтов; *5* — угленосная пачка тульского горизонта; *6* — бокситоносная пачка тульского горизонта; *7* — подбокситоносная пачка тульского горизонта; *8* — известняки с прослоями глин фаменского яруса.

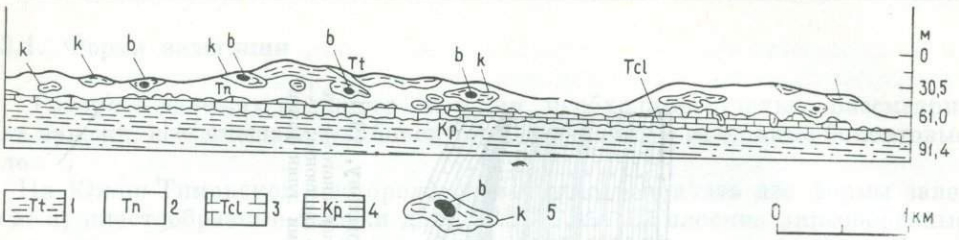


Рис. 40. Геологический разрез пластообразной бокситовой залежи близ Спрингвейла, штат Джорджия, США [108].

1 — глина и песок, эоцен; *2* — бокситоносная свита, нижний эоцен; *3* — известняк подошвы, палеоцен; *4* — песок и глина, верхний мел; *5* — каолиновые линзы с бокситом в центре: *b* — боксит и бокситовая глина; *k* — каолиновая глина.

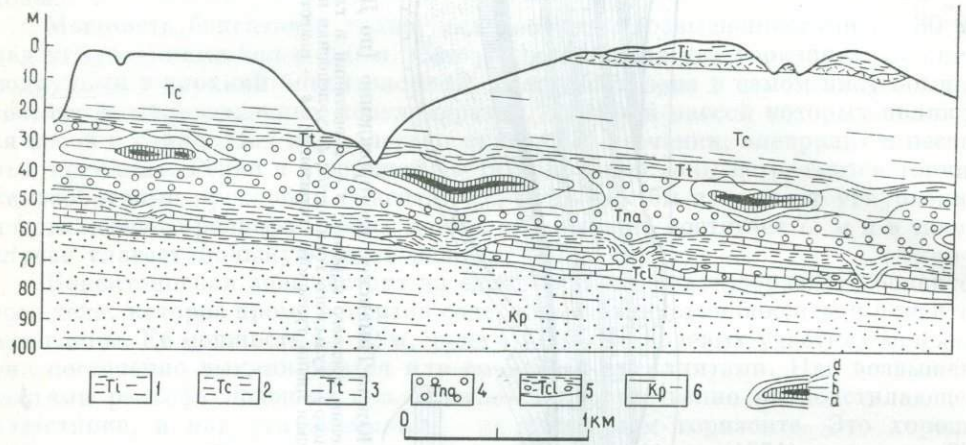


Рис. 41. Геологический разрез пластообразной бокситовой залежи близ Андерсонвилла, штат Джорджия, США (по Заппу [515]).

1 — глина, эоцен; *2* — глинистый песок, эоцен; *3* — песчанистая глина, эоцен; *4* — бокситоносная свита, нижний эоцен; *5* — известняк подошвы, палеоцен, в самой верхней части с корой выветривания; *6* — слюдистый и глинистый песок, верхний мел. *a* — боксит, глинистый боксит; *b* — бокситовая глина; *c* — каолиновая глина; *d* — песчанистая глина.

3.3.2. Связь бокситов с подошвой

На Южно-Тиманском месторождении подошва сложена мелководным глинистым известняком верхнедевонского (фаменского) возраста. В Восточно-Азиатской бокситоносной провинции подошвой являются известняки, реже доломиты и доломитовые морские известняки кембрия, ордовика и девона.

На этих двух площадях подстилающая карбонатная толща имеет мощность выше 100 м, а в бокситовом районе юго-восточной окраины Прибрежной Равнины она чрезвычайно тонка. Залежи Прибрежной Равнины растягиваются с юго-юго-запада к северо-северо-востоку на участке длиной 270 км. На юго-юго-западном конце, вблизи Юфола, мощность подстилающего палеоценового известняка 25—40 м, под ним залегает толща верхнемеловых песков и глины большой мощности.

Примерно в 50 км на северо-восток, вблизи Спрингвейла, мощность известняковой подошвы снижается до 20—30 м, а дальше, в 100 км на северо-восток, в районе Андерсонвилла, она составляет всего несколько метров. Это хорошо видно на рис. 40 и 41. На территории месторождения Ирвинтон подстилающего известняка нет совсем, бокситовая толща залегает непосредственно на песчаной глине верхнего мела. Последние залежи относятся

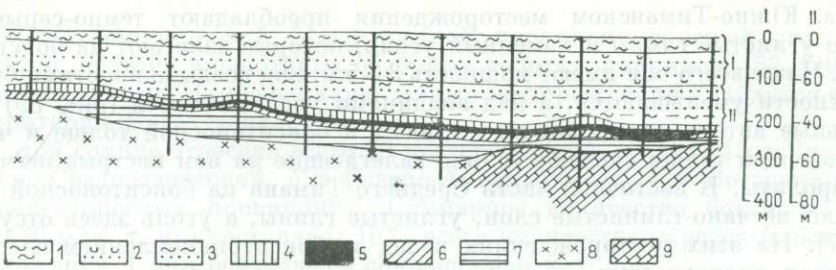


Рис. 42. Геологический разрез по линии XXI Наурзумского месторождения [242].

1 — супеси, суглинки, пески; *2* — переслаивание опок, песчаников и песков, татарская свита; бокситоносные осадки альб-сеноманского возраста; *3* — переслаивание лигнитовых и каолинитовых глин с кварцевыми песками; *4* — аллиты и каолинитовые глины; *5* — бокситы каменистые, рыхлые и глинистые; *6* — бокситоподобные глины и песчаники кирпично-красного цвета; *7* — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; *8* — базальты, нижний и средний триас; *9* — известняки, нижнее визе. *I* — покровные; II — бокситоносные отложения.

к тихвинскому типу. Таким образом, здесь наблюдается постепенный переход между тихвинским и тиманским типами залежей. При этом мощность и геологическое строение бокситовой толщи остаются неизменными. Но при постепенном выклинивании известняковой подошвы бокситовые тела становятся все меньше и все более глинистыми по составу [108, 109, 276].

Другую форму перехода от тиманского типа залежей до тихвинского представляет собой Наурзумское месторождение в Центрально-Тургайском районе [241, 244]. В его средней части подошва представлена нижневизейскими известняками, а вокруг них развиты базальты нижнего и среднего триаса, долериты и кварцевый порфир. На общей эрозионной поверхности этих образований залегает альб-сеноманская пластообразная бокситовая толща, в средней части которой находится один непрерывный слой бокситов. Большая часть залежей залегает на известняке, но по периферии распространяется и на базальты. Это хорошо видно на геологическом разрезе на рис. 42 [241]. Бокситовое тело имеет максимальную мощность над известняками, что свидетельствует о благоприятном влиянии известняковой подошвы.

Бокситовая толща на каждом месторождении тиманского типа залегает на подстилающих породах с перерывом в осадконакоплении. В большинстве случаев между ними существует только эрозионное несогласие, реже — угловое, последнее наблюдается на месторождениях Тиманского кряжа. Рельеф подошвы слабо закарстован, и это является одной из главных характерных черт тиманского типа залежей. Однако о закарстованности авторы упоминают во всех месторождениях. Имеется пример и последующего карстообразования. На это указывают подвижки, скольжения и обрушения, наблюдаемые на карьерах около Юфола в США [109].

В связи с некоторыми месторождениями (например, Андерсонвилл) авторы упоминают об элювиальном накоплении продуктов выветривания пород подошвы (рис. 41). На Южно-Тиманском месторождении [196] в углублениях подошвы часто можно наблюдать образующиеся на месте продукты выветривания известняка мощностью от 0,1 до 2,5 м.

3.3.3. Связь бокситов с кровлей

На всех месторождениях тиманского типа вслед за накоплением бокситоносной толщи происходило отложение покрывающих пород. В большинстве случаев кровля залегает на бокситах согласно с весьма небольшим перерывом в осадконакоплении.

На Южно-Тиманском месторождении преобладают темно-серые или черные углистые глины и каменный уголь, которые залегают на бокситовой толще. Чаще всего они имеют мощность 3—5 м, над возвышенностями бывшей поверхности уменьшаются, а над впадинами увеличиваются (рис. 39) [196]. Отдельные авторы этот слой еще относят к бокситоносной толще и членом покрывающей толщи считают только залегающие на нем пестрые песчаники и алевролиты. В восточной части Среднего Тимана на бокситоносной толще залегают песчано-глинистые слои, углистые глины, а уголь здесь отсутствует [197]. На этих месторождениях вслед за бокситонакоплением следовала медленная трансгрессия.

В китайских бокситоносных районах непосредственную кровлю чаще всего также слагают уголь и углистые сланцы; бокситоносную толщу можно считать начальным членом угленосной формации. Гораздо реже на бокситах лежат песчано-глинистые отложения или известняки. На Гунсяньском месторождении качество бокситов лучше всего там, где непосредственной кровлей является известняк, хуже под каменными углями и углистыми глинами и самое худшее там, где непосредственная кровля представлена песчано-глинистыми сланцами [60].

Угленосная толща вначале имеет характер болотных отложений и содержит прослои озерных известняков, а кверху, в результате медленной трансгрессии, переходит в морские известняки. В провинциях Шаньдун и Ляонин толща с угольными пластами распространена и в верхнем карбоне, и даже в перми, и в нескольких горизонтах содержит бокситовые слои. Они преимущественно залегают на углистых глинистых сланцах и покрываются песчаниками [60]. Эти залежи, обозначаемые в специальной литературе через A — G, имеют мощность всего лишь 1—3 м, тем не менее они представляют собой непрерывный пласт, прослеживаемый на расстоянии 5—30 км. По форме залегания они, безусловно, относятся к тихвинскому типу залежей. Значит, в этих бокситоносных районах мы имеем дело со своеобразной ассоциацией во времени тиманского и тихвинского типов залежей: в самом низу находятся залежи тиманского типа, а над ними, в каменноугольной толще, в семи горизонтах, залежи тихвинского типа.

Эта свита пластов развита на краях больших бассейнов осадконакопления. К центру этих бассейнов угленосная толща сменяется морскими известняками, одновременно бокситовые залежи постепенно исчезают [178, 469]. На юго-восточном краю Прибрежной Равнины в США, вблизи города Юфола, на поверхности бокситоносной толщи местами найдены русла небольших речных потоков, которые заполнены песком с косой слоистостью. Есть места, где непосредственная кровля представлена лигнитами [109]. В районе Спрингвейла на бокситоносной толще с эрозионным несогласием залегают морские глауконитовые пески [108]. Трансгрессия здесь произошла быстрее, чем в районе Юфола.

3.4. Залежи казахстанского типа

Карбонатная подошва в этом типе залежей перекрыта бокситоносной толщей, которая имеет литологически различное, но генетически единое строение. Бокситоносная толща состоит главным образом из песка, песчано-алевритистой глины, углистой глины, лигнита, глинистого песка, реже из песка, песчаника, конгломерата и ооидного железняка. Бокситы и бокситистая глина в ней слагают линзы или гнездообразные тела на одном или нескольких горизонтах, обычно в верхней части толщи. Поверхность подошвы, чаще, чем в залежах тиманского типа, сильно закарстована.

В Средиземноморской бокситоносной провинции залежей этого типа неизвестно, поэтому в некоторых обзорных работах, например [453, 479, 457], этот тип не описан. Наиболее характерные месторождения находятся в СССР на территории Казахстана.

К этой группе отнесено всего 20 месторождений, из них: 15 в Уральско-Сибирско-Среднеазиатской, 4 в Северо-Американской, 1 в Восточно-Азиатской бокситоносных провинциях. Суммарное количество бокситов в них равно 636 млн. т, что составляет 10% всего количества карстовых бокситов. В приложении 1 они обозначены сокращением каз.

Бокситовые залежи в штате Миссури, США, являются переходными к Средиземноморскому типу, но по своему характеру они ближе к этой группе. В приложении 1 они получили обозначение ср < каз.

3.4.1. Форма залегания

Основой группировки и здесь служит форма залегания всей бокситоносной толщи, внутри которой формы бокситовых тел могут быть разные. На территории Казахстана различают [241] четыре морфогенетические формы залежей. Такое деление с некоторыми дополнениями применимо ко всем залежам казахстанского типа. Естественно, эти четыре типа залежей служат только для определения основных типов, а между ними существуют самые различные переходные формы.

3.4.1.1. Котловинные залежи. Они заполняют чаще всего круглые или овальные, реже неправильно-округлые в плане карстовые впадины котловинной или конусообразной формы. Их стены местами крутые, отвесные, иногда даже нависающие. Они называются *воронками* или *колодцами*. Известны котловины с более пологими стенками, дно которых не заостренное воронкообразное, а котлообразно выполаживающееся. Их диаметр вверху 30—300 м, глубина 30—200 м, т. е. гораздо больше, чем у воронок средиземноморского типа. Как исключения найдены воронки глубиной 250—260 м, например на Татарском месторождении на Енисейском кряже [270]. Это наиболее часто встречающаяся форма залежей. Она распространена в Чадобецком и Татарском бокситоносных районах, на Целиноградском, Западно-Тургайском и Каменск-Уральском месторождениях. В США она известна в месторождениях Миссури, а также в Провинции Долин и Хребтов.

Строение бокситовой толщи следующее: на дне котловин обычно лежат глины с песком и алевритом, реже пески с обломками магматических и метаморфических пород, местами с обломками твердых железистых бокситов и бокситового железняка. Над ними залегают пестрые или серые каолинит-гидрослюдистые глины, в которых местами включены линзы глины и глинистых бокситов мощностью 1—2 м. В верхней части котловины находятся в одном или нескольких горизонтах собственно бокситовые тела, включенные в каолинитовые глины. Часто встречаются прослойки углистых глин и лигнита, которые обычно залегают непосредственно на бокситовых телах или располагаются на краях котловины. Такое строение проявляется на геологическом разрезе залежи Рок-Ран в штате Алабама, США (рис. 43). Здесь же в некоторых котловинах бокситовая толща по периферии переходит в углистые глины (рис. 44).

Бокситовые тела обычно имеют неправильную форму и к краям воронки пальцеобразно разветвляются. Их нижняя поверхность следует за рельефом подошвы, верхняя сторона часто слабо вогнута, поэтому мощность их максимальна в середине, над центральной частью воронки. Это хорошо видно на геологическом разрезе одной из залежей Среднетатарского месторождения (рис. 45). Мощность отдельных бокситовых тел обычно 5—10 м, но на одной из залежей Ивановского месторождения достигает 60 м [357].

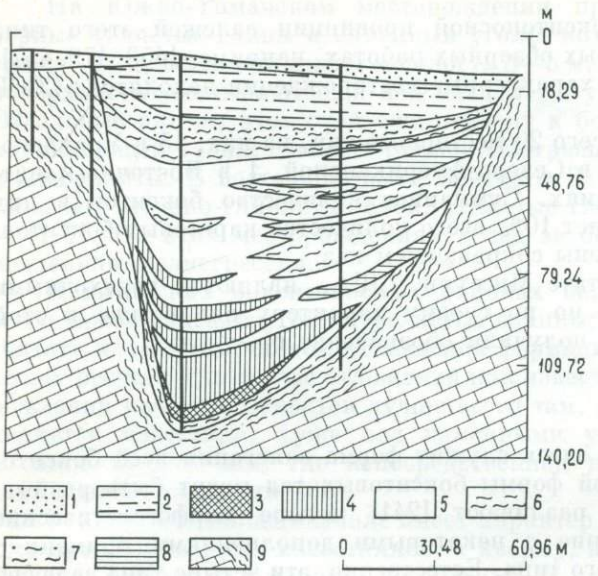


Рис. 43. Котловинная бокситовая залежь близ Рок-Ран, штат Алабама, США [110].

1 — песчаные и глинистые поверхностные слои; *2* — песчанистая глина; *3* — боксит; *4* — глинистый боксит; *5* — бокситовая глина; *6* — каолиновая глина; *7* — песчанистая каолиновая глина; *8* — углистая глина с прослоями лигнита; *9* — известняк верхнего ордовика с корой выветривания.

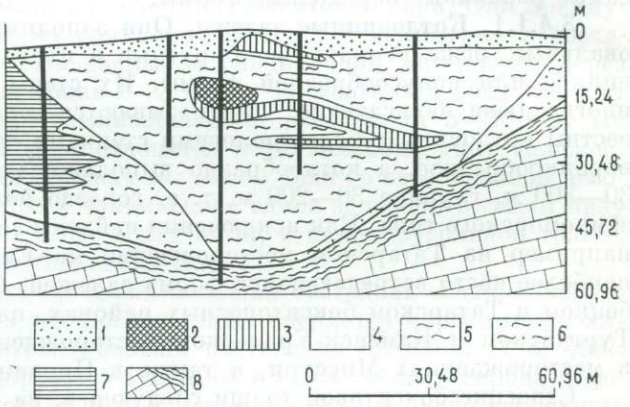


Рис. 44. Котловинная бокситовая залежь близ Рок-Ран, штат Алабама, США [110].

1 — песчаные и глинистые поверхностные слои; *2* — боксит; *3* — глинистый боксит; *4* — бокситовая глина; *5* — каолиновая глина; *6* — алевритистая каолиновая глина; *7* — углистая глина с прослоями лигнита; *8* — известняк верхнего ордовика с корой выветривания.

На территории Провинции Долин и Хребтов в США бокситовые тела, включенные в песчаные глины, имеют форму правильной воронки, т. е. их верхняя поверхность имеет сильно вогнутый, V-образный профиль в разрезе [141].

В бокситоносном районе Миссури глубокие трубообразные воронки сменяются более пологими котлообразными или линзообразными залежами (рис. 46). Бокситовые тела составляют относительно большую часть бокситовой толщи; глины, песчаники и конгломераты приурочены к нижней части и краям залежи, поэтому эти залежи можно считать переходными к средиземноморскому типу.

3.4.1.2. Залежи овражной или каньонообразной формы. Длина залежей 100—600 м, ширина 20—100 м, боковые стены крутые, местами почти отвесные. Мощность полной бокситовой толщи 50—200 м. Они развиты обычно вдоль линий тектонических нарушений. У многих залежей контакт карбонатных и магматических (или метаморфических) пород подошвы проходит по оси залежи, т. е. одна стена оврага состоит из карбонатных, а другая из магматических или метаморфических пород. По Кирпалю [241], их называют *контактово-карстовыми залежами*. Такие залежи часто встречаются главным

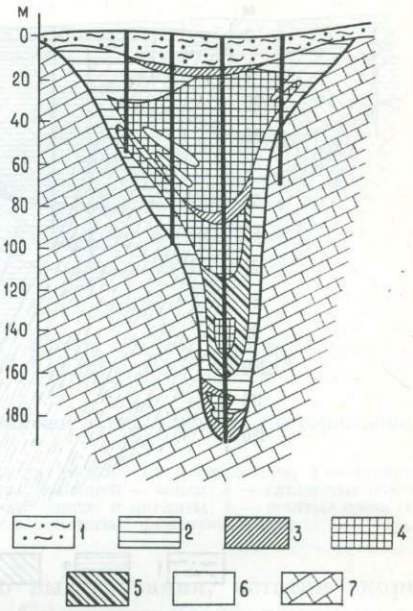


Рис. 45. Воронкообразная бокситовая залежь Среднетатарского месторождения [270].
1 — четвертичные суглинки и супеси; *2* — желтые и красно-бурые глины, палеоген; *3* — серые каолиновые глины, палеоген; *4* — бокситы; *5* — бокситовые углистые породы; *6* — алюможелезистые руды; *7* — известняки и доломиты верхнего протерозоя.

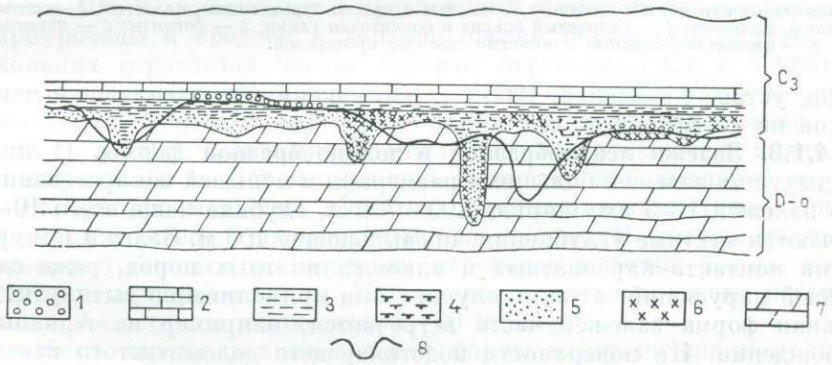


Рис. 46. Сводный геологический разрез бокситовых залежей Миссури, США [233b].
1 — гальки; *2* — известняк, верхний карбон; *3* — аргиллит; *4* — боксит и бокситовая глина; *5* — песчаник; *6* — глинистый песчаник; *7* — доломит, ордовик и девон; *8* — современная поверхность денудации.

образом в Татарском, а также Западно-Тургайском бокситоносных районах (рис. 47). Заслуживает внимания неправильная разветвляющая форма бокситового тела. На месторождении Сохатиное, вследствие особенно сильной закарстованности подстилающего известняка, образовался своеобразный наклонный овраг, который, следуя за линией контакта, изгибается под соседний амфиболит (рис. 48). Однако такая форма залежи редко встречается. О подобных залежах упоминают Кирпаль и Теняков [243] на Порожнинском месторождении в Приангарской группе месторождений.

Строение бокситовой толщи в основном совпадает со строением котловинных залежей. Форма бокситовых тел крайне неправильная, но они вытянуты параллельно оси ложбины, а мощность больше всего вдоль продольной оси ложбины. Мощность отдельных бокситовых тел равна 10—60 м и в латеральном направлении быстро уменьшается. На одной из залежей Западно-Тургайского района обнаружен пласт боксита мощностью 80 м

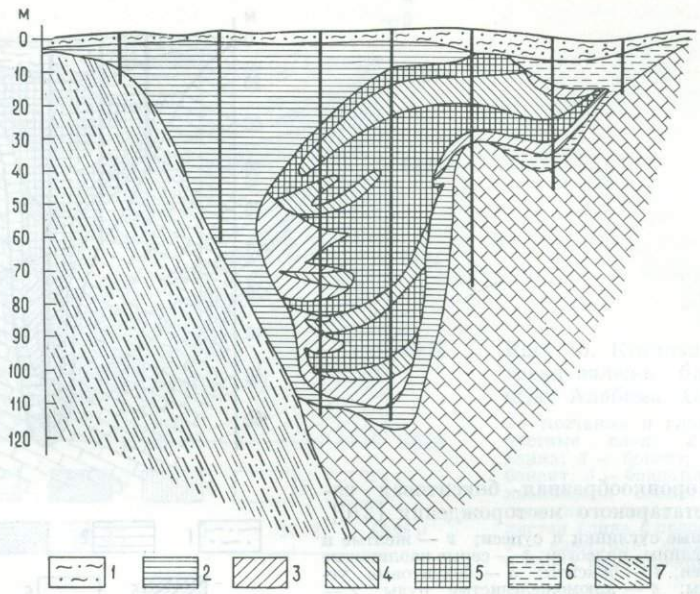


Рис. 47. Геологический разрез контактово-карстовой залежи Киргитейского месторождения, Приангарская группа [270].

1 — четвертичные суглинки и супеси; *2* — желтые и красно-бурые глины, палеоген; *3* — серые каолиновые глины, палеоген; *4* — глинистый боксит и бокситовая глина; *5* — бокситы; *6* — известняк, протерозой; *7* — филлитизированные глинистые сланцы, протерозой.

(Венков, устное сообщение, 1968 г.). Это максимальная сплошная мощность бокситов из известных до сих пор.

3.4.1.3. Залежи лентообразной и долинообразной формы. Отличаются от предыдущих залежей большими размерами и меньшей закарстованностью. Длина залежей 1—5 км, ширина 100—700 м, глубина чаще всего 10—50 м. Встречаются местные углубления, превышающие 100 м. Залежи приурочены к линии контакта карбонатных и алюмосиликатных пород, реже следуют за линией нарушений, в таких случаях они прямолинейно вытянуты.

Такая форма залежей часто встречается, например на Аркалыкском месторождении. На поверхности подстилающего доломитистого известняка

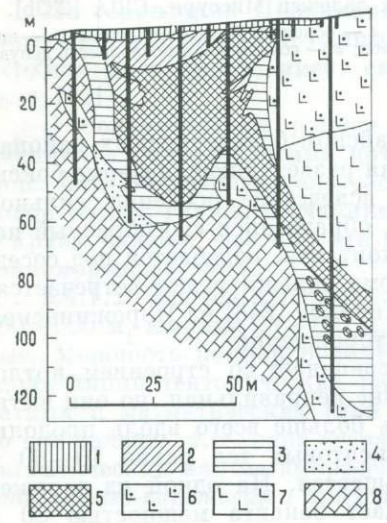


Рис. 48. Геологический разрез контактово-карстовой залежи месторождения Сохатиное на Енисейском кряже (по Боброву, 1968).

1 — четвертичные пески, глины и суглинки; *2* — красные бокситовые глины; *3* — красные глины смешанного состава; *4* — кварцевые пески; *5* — бокситы; *6* — глинистая кора выветривания; *7* — амфиболит, протерозой; *8* — известняк, протерозой.

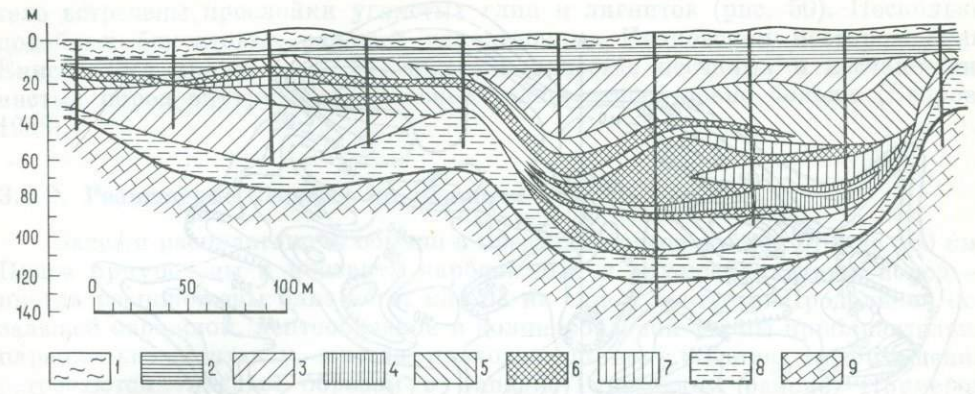


Рис. 49. Геологический разрез долинообразной залежи Аркалыкского месторождения [270].

1 — серо-зеленые глины, неоген; *2* — пестроцветные глины чеганской свиты палеогена; *3* — пестрые каолиновые глины, палеоцен — эоцен; *4* — бокситовые глины, палеоцен — эоцен; *5* — глинистые бокситы, палеоцен — эоцен; *6* — бокситы; *7* — углистый глинистый боксит и лигниты; *8* — желтые слоистые глины подрудной толщи, верхний мел(?); *9* — известняки и доломиты, фаменский ярус.

местами наблюдаются следы элювиального выветривания, остатки «коры выветривания», мощностью 1—12 м. В них обнаружены каолинизированные брахиоподы. Над ними залегают слоистые, желтые и серые, слюдистые глины мощностью 10—30 м, местами с прослойками углистой глины. Бокситовые тела приурочены к средней и верхней частям бокситовой толщи. В них в нескольких горизонтах чистые бокситы переслаиваются с бокситовыми глинами; иногда встречаются углисто-глинистые бокситы и лигниты (рис. 49).

Мощность бокситовых тел обычно от 3 до 20 м, но максимально может достигать 65 м [270]. Самое крупное сплошное бокситовое тело имеет длину 2 км и ширину 500 м. Бокситовые тела достигают максимальной мощности над контактом доломитистых известняков и алюмосиликатных пород, их поверхность наклонена к доломитистым известнякам. На отдельных участках месторождений бокситы по латерали переходят в белые бедные железом бокситовые огнеупорные глины. Над рудными телами залегают пестроцветные каолиновые глины мощностью 1—20 м [244].

Подобные залежи долинообразной формы в ограниченном количестве встречаются на некоторых месторождениях Енисейского кряжа и также на Мугайском месторождении Среднего Урала. На последнем к контакту девонских известняков с порфиритами приурочена залежь длиной 3 км, шириной 150—400 м и глубиной 100—150 м. В бокситоносной толще находится несколько линзообразных бокситовых тел [441].

3.4.1.4. Залежи сложных карстовых бассейнов. Это залежи больших размеров, неправильной, овальной или удлиненной формы. Их глубина обычно от 10 до 60 м, но в пределах залежи имеются многочисленные мелкие котлообразные и овражные депрессии, глубина которых достигает даже 100—150 м.

Они встречаются главным образом на Краснооктябрьском месторождении Западно-Тургайского района. Длина изображенной на рис. 50 залежи 1900 м, а ширина 1000 м. На плане, изображающем изогипсы подошвы, хорошо видны местные воронки, а на левой стороне рисунка — растянутая депрессия [238].

Строение залежи бокситов похоже на строение предыдущих залежей. Линзообразные бокситовые тела приурочены к верхней части бокситоносной толщи. Над углублениями подошвы они обычно самые мощные; зачастую на них залегают углистые глины и лигниты. Местами и в самом бокситовом

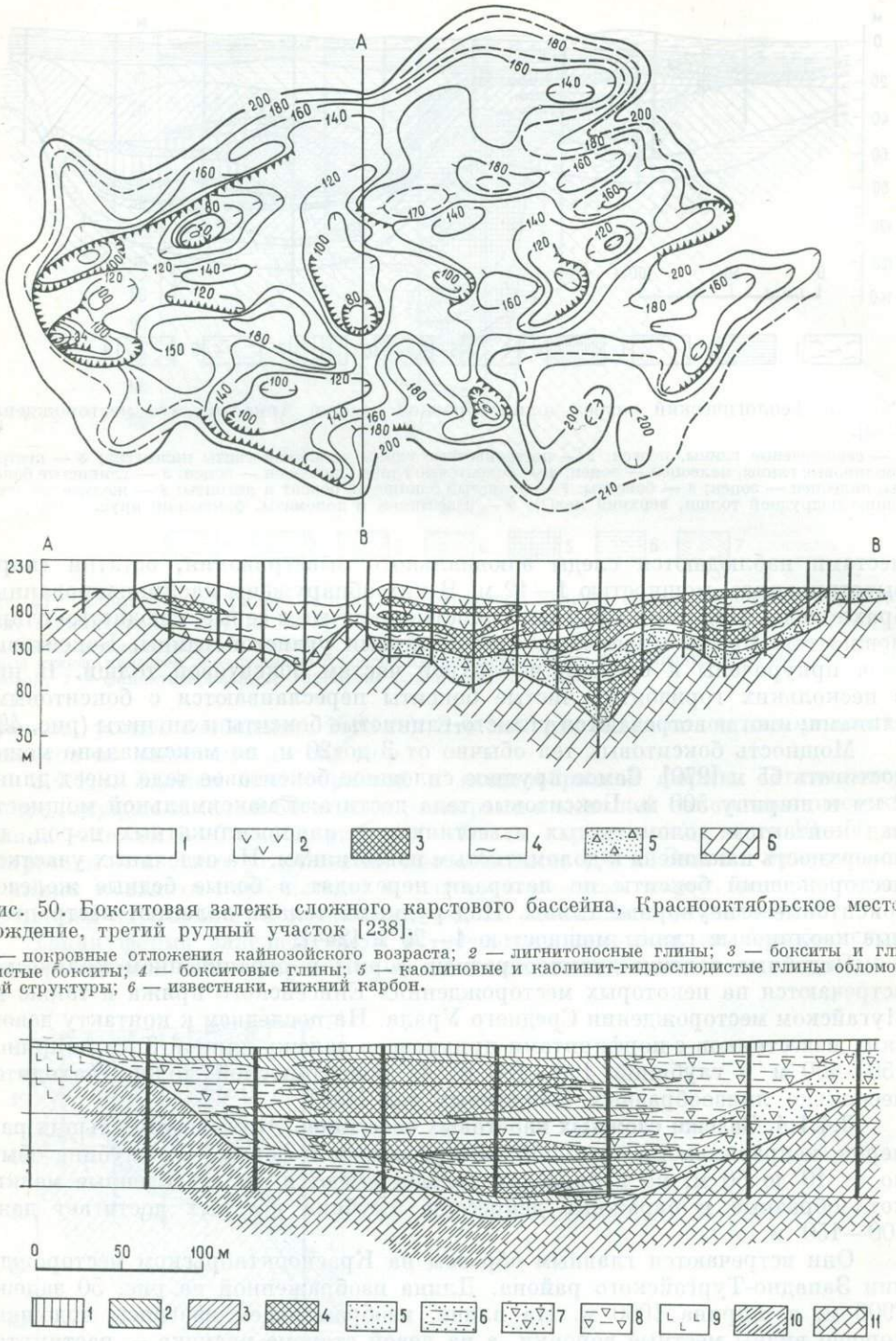


Рис. 50. Бокситовая залежь сложного карстового бассейна, Краснооктябрьское месторождение, третий рудный участок [238].

1 — покровные отложения кайнозойского возраста; *2* — лигнитоносные глины; *3* — бокситы и глинистые бокситы; *4* — бокситовые глины; *5* — каолиновые и каолинит-гидрослюдистые глины обломочной структуры; *6* — известняки, нижний карбон.

Рис. 51. Геологический разрез одной бокситовой залежи Ивановского месторождения, Енисейский кряж (по Боброву [522]).

1 — аловиальные и делювиальные отложения четвертичного периода; *2* — пестроцветная слоистая глина; *3* — бокситовые глины и глинистые бокситы; *4* — бокситы; *5* — пески разнозернистые; *6* — пески с гальками; *7* — глинистые пески; *8* — глина алевритистая, неслоистая; *9* — амфиболиты, протерозой; *10* — кварц-слюдистые сланцы, протерозой; *11* — известняки протерозоя.

теле встречены прослойки углистых глин и лигнитов (рис. 50). Несколько подобных бокситовых залежей находится на Ивановском месторождении Енисейского кряжа (рис. 51). Здесь количество песчаных и песчано-глинистых пород внутри бокситоносной толщи относительно больше (Бобров, 1968).

3.4.2. Размещение залежей по площади

Залежи располагаются обычно в пределах поясов длиной от 5 до 100 км. Пояса приурочены к контакту карбонатных и алюмосиликатных пород — иногда расположены близ него, иногда на самом контакте. Продольная ось залежей овражной, лентообразной и долинообразной формы приблизительно параллельна контакту, иногда проходит по нему. Такие месторождения встречаются главным образом в Западно-Тургайском районе. Примером является приведенный план Темирского месторождения (рис. 52), где большинство залежей следует по линии контакта. Почти все Аркалыкское месторождение является поясом лентообразных и долинообразных залежей, который вытянут по линии контакта. При удалении от контакта над подстилающими известняками нигде не встречаются бокситовые залежи (рис. 53).

Среди залежей казахстанского типа неизвестны изометричные месторождения, протяженность которых была бы во всех направлениях одинакова. Залежи Барзасского месторождения развиты на удлиненной площади, одна-

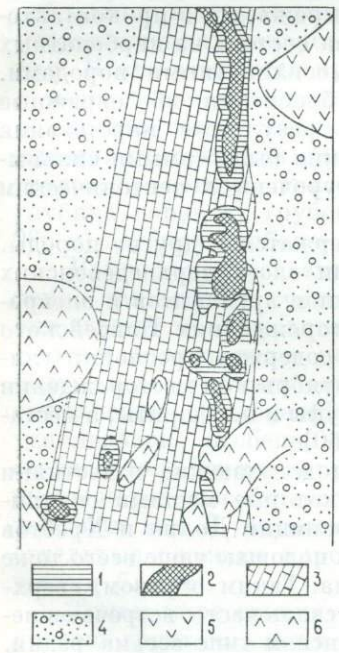


Рис. 52. План Темирского месторождения бокситов [270].

1 — каолиновые глины, преимущественно красные, нижний мел; *2* — бокситы; *3* — известняки, визе, намюр; *4* — туфопесчаники и туфоконгломераты, визе, намюр; *5* — порфириты, визе; *6* — диориты, верхний палеозой.

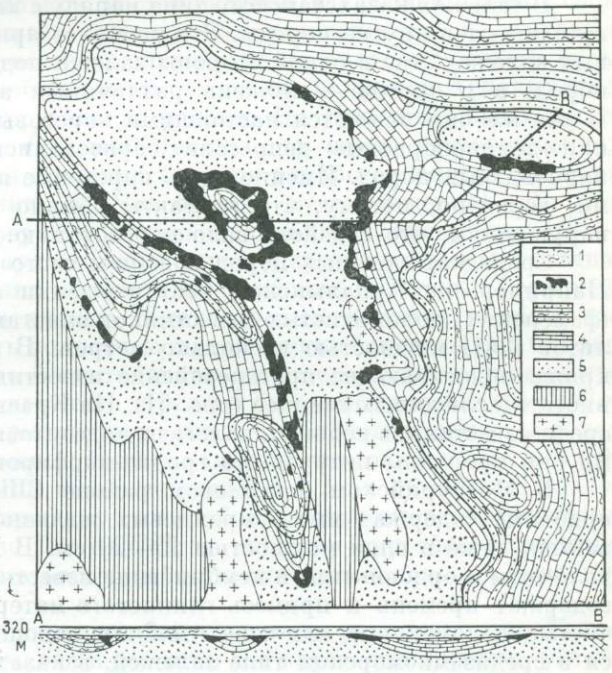


Рис. 53. План и разрез Аркалыкского бокситового месторождения [241].

1 — песчано-глинистые отложения, четвертичные — палеогеновые (только на разрезе); *2* — залежи бокситов; *3* — известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники, нижний карбон; *4* — известняки, доломитизированные известняки, верхний девон и нижний карбон; *5* — гидрослюдистые песчано-глинистые сланцы, франский ярус; *6* — кварциты, кварц-слюдистые и графитовые сланцы, гнейсы, гнейсо-граниты, докембрий; *7* — граниты.

ко говорить прямо о поясообразных залежах здесь нельзя. На Краснооктябрьском месторождении вся площадь распространения подстилающих известняков покрыта бокситовыми залежами. Это месторождение в направлении северо-восток — юго-запад имеет длину 25 км и в перпендикулярном направлении ширину 1—6 км. Таким образом, месторождение также вытянуто, но поясообразным его назвать нельзя. Густоту залежей показывают следующие данные: на участке установлены 24 залежи и в них 527 бокситовых тел; 127 тел содержат бокситы промышленного качества [241, 243].

Частота форм залежей по бокситоносным районам и месторождениям весьма различается. Например, на Аркалыкском месторождении встречаются почти исключительно лентообразные и долинообразные залежи и только изредка воронкообразные. Вопреки этому в Западно-Тургайском бокситовом районе большинство залежей воронкообразные, а контактовых и овражных залежей меньше. Наконец, к средней части области приурочены большие сложные карстовые бассейны Краснооктябрьского месторождения [241, 244].

В США приконтактовых, овражных, долинообразных и лентообразных залежей казахстанского типа не встречено. Большинство бокситовых залежей относится к воронкообразным, среди них часто бывают котловинообразные, т. е. более пологие проявления карста. Реже встречаются большие бассейны (поля).

3.4.3. Связь бокситоносной толщи с подошвой

В залежах казахстанского типа наряду с карбонатными породами подошву слагают и другие породы. Это наиболее ярко выражается в приконтактовых залежах, где с одной стороны залежи подошва состоит из карбонатных пород, а с другой — сложена различными алюмосиликатными породами. И все же они являются настоящими карстовыми бокситами, ибо овражные или долинообразные депрессии образовались в результате карстования карбонатных пород. Именно здесь карстовые явления были самыми сильными, вероятно, потому, что контакты обычно приурочены к тектоническим нарушениям, что содействовало карстованию.

Среди карбонатных пород подошвы часто содержатся и другие породы. Например, на Аркалыкском месторождении среди слоев верхнедевонских (фаменских) доломитистых известняков залегают слои аргиллитов и алевролитов [241] мощностью несколько метров. В месторождениях Енисейского кряжа подстилающие протерозойские известняки содержат прослойки глинистых и слюдяных сланцев (рис. 51). На Краснооктябрьском месторождении среди известняков подошвы залегают андезитовые туфы и порфириты, а местами они прорваны интрузиями гранит-порфиров [460].

В Миссурийском бокситовом районе США подстилающие известняки ордовика содержат много кремневых желваков, которые местами скапливаются даже в слои мощностью 10—20 см. В Провинции Долин и Хребтов доломиты и ордовикские и кембрийские известняки подошвы чаще всего тоже содержат кремень и примесь глинистого материала. Таким образом, сверхчистые доломитовые или известняковые подошвы, столь часто встречающиеся в средиземноморском типе залежей, в казахстанском типе весьма редки.

Бокситоносная толща и подошва обычно разделены весьма длительным перерывом в осадконакоплении. Например, на Аркалыкском месторождении возраст бокситоносной толщи палеоцен — нижний эоцен, подошвы — верхний девон и нижний карбон. В Западно-Тургайском районе бокситоносная толща сеноман-туронского возраста залегает на подошве нижнекарбонового возраста. Перерыв в осадконакоплении еще больше на Чадобецком месторождении, где подошву альб-сеноманской (по отдельным авторам, сенонской) бокситоносной толщи слагают нижнекембрийские образования.

В большинстве мест наблюдается резкое угловое несогласие между крутопадающими подстилающими слоями и почти горизонтальной бокситоносной толщей. С точки зрения карстообразования важно то обстоятельство, что упомянутые выше алюмосиликатные прослойки подошвы из-за резкого углового несогласия примыкают к бокситовой толще не поверхностью напластования, а торцом слоев.

Местами на поверхности подстилающих пород под бокситовой толщей можно обнаружить непереотложенные (элювиальные) остатки их выветривания. Они имеют глинистый и алевритовый состав. В районе Миссури и Провинции Долин и Хребтов в этой коре выветривания содержатся куски кремния из пород подошвы. Мощность коры 1—5, максимально 10 м. Книзу она переходит без резкой границы в коренные карбонатные породы (рис. 41, 43, 44). По Кривцову [270], на Приангарских и Чадобецком месторождениях на поверхности подошвы местами встречаются непереотложенные остатки коры выветривания мощностью несколько метров. На Аркалыкском месторождении мощность коры выветривания местами достигает 1—12 м. Автор имел возможность изучить разрез коры выветривания франских глинистых сланцев и глинистых песчаников, в которой обнаруживалась первоначальная слоистость. На этом месторождении, вероятно, материалом для коры выветривания служили глинистые и алевритовые прослойки в известняковой толще.

В залежах казахстанского типа карстообразование было относительно сильным. Из двадцати месторождений имеется всего лишь одно, на котором (по немногочисленным литературным данным) подошва была закарстована средне и слабо, это Чимкентское месторождение в Средней Азии. Одно небольшое месторождение имеет среднюю закарстованность, а на девяти месторождениях закарстованность подошвы отчасти средняя, отчасти сильная. К ним относятся крупнейшие месторождения, например Аркалыкское, и месторождения Западно-Тургайского района. На трех небольших месторождениях закарстованность сильная. Наконец, на шести месторождениях проявляется местами сильная и весьма сильная закарстованность (Целиноградское, четыре енисейских и Чадобецкое месторождения). У них глубина воронок, трубок, оврагов и каньонов намного превышает (100—260 м) глубину наиболее закарстованных залежей средиземноморского типа.

Вопросом образования этих чрезвычайно глубоких карстовых форм усиленно занимаются советские ученые. Единогласным кажется мнение, что они едва ли могли возникнуть полностью до отложения бокситоносных толщ. Более вероятно, что в начале бокситонакопления степень закарстованности подошвы была относительно невелика и рельеф был слабо волнистым. После выполнения углублений формирование карста в подстилающих породах усиливалось, особенно в зонах, подвергавшихся тектоническому воздействию, вдоль линии нарушений или в пересечениях этих линий, где разрушение пород способствовало лучшему стоку и более сильному растворяющему действию вод. В частности, по Киму [238], на площади Тургайского прогиба отдельные сложные карстовые бассейны соответствуют отдельным тектоническим блокам.

Темпы карстования и заполнения были не везде равномерными. Когда уровень грунтовых вод поднимался и достигал дна карстовых воронок, углубление последних прекращалось. При дальнейшем поднятии уровня грунтовых вод поверхность бокситовой толщи заболачивалась, таким образом отлагались ранее упомянутые слойки углистых глин и лигнитов. При новом поднятии уровень грунтовых вод снова понижался, накопление осадков и углубление воронок усиливалось. Так объясняет Пельтек [357] проявление двух или больше бокситоносных горизонтов и залегающих на них слоев углистых глин в залежах Енисейского кряжа. По его мнению, после всеобщего подъема района в неогене и четвертичном периоде карстование

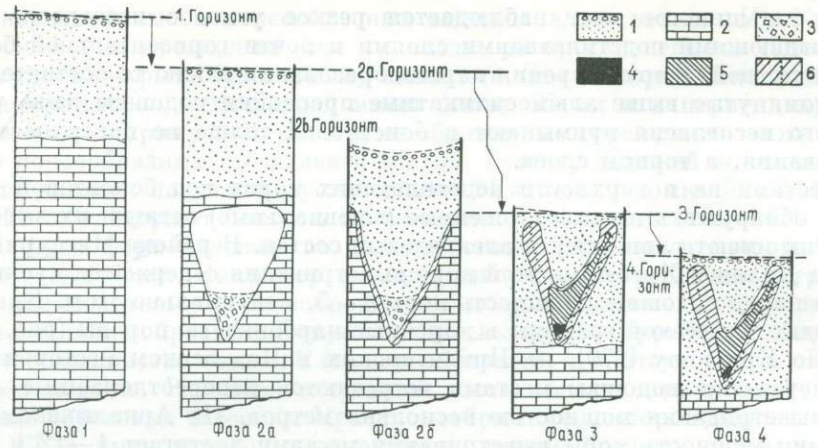


Рис. 54. Этапы формирования воронкообразной бокситовой залежи [254].

1 — нерастворимый остаток выветривания известняка (терра-росса); *2* — известняк и глинистый известняк; *3* — щебень и обломки породы; *4* — бокситы; *5* — глинистый боксит; *6* — бокситовая глина.

снова усиливалось, что подтверждается наличием часто встречающихся в бокситовой толще карстовых форм обрушений и скольжений. Считается особенно важным его замечание о том, что карстовые воронки и овраги района углублены в среднем до одинаковой абсолютной отметки (от +140 до +160 м) независимо от нынешних высот дневной поверхности. Эта отметка, видимо, соответствует базису грунтовых вод, ниже которого карстообразование не происходило.

Следы последующего карстования проявляются и в Провинции Долин и Хребтов. Так, на залежах вблизи Спотсвуда вследствие карстовых обрушений и скольжений в бокситовые глины и каолиниты попали большие глыбы боксита [470].

Формирование воронкообразных бокситовых тел, известных в Провинции Долин и Хребтов, Кнехтель [254] объясняет обрушением карстовых пустот и пещер, как показано на рис. 54. По его мнению, на поверхности известняка вначале (фаза 1) образовались непереотложенные продукты выветривания — терра-росса. Дальнейшим карстообразованием были созданы пещерные пустоты (фаза 2а), которые по ходу развития процесса обрушились и заполнились терра-росса. Выщелачивание было наиболее сильным вдоль стенок обрушенных пустот, здесь из терра-росса образовались глинистые бокситы (фаза 2б). Растворение подошвы продолжалось, поверхность опускалась дальше, и, таким образом, бывшая пещера была окружена со всех сторон терра-росса, что сохранило первоначальную воронкообразную форму (фаза 3). При дальнейшем растворении дневная поверхность и само бокситовое тело опускались все глубже (фаза 4). Объяснение образования воронкообразных бокситовых тел обрушением пустот кажется правильным, однако толкование вышеупомянутых четырех фаз можно считать слишком жестким. Остаточному образованию полного разреза противоречит транспортированный переотложенный материал бокситоносной толщи.

Выводы. В большинстве залежей казахстанского типа роль последующего карстообразования была больше, чем в залежах средиземноморского типа. Та поверхность подошвы, которую мы ныне видим, в большинстве случаев является псевдопалеорельефом, сформировавшимся после накопления бокситоносной толщи.

3.4.4. Связь бокситоносной толщи с кровлей

Большую часть залежей Провинции Долин и Хребтов, Енисейского кряжа и Чадобецкого бокситоносного района перекрывают четвертичные и голоценовые пески, глины и склоновые обломки мощностью всего несколько метров. Из сравнения геологической истории данных районов можно заключить, что эти залежи оставались на дневной поверхности или близко к ней со времени своего образования до наших дней.

В остальных районах залежи перекрываются толщей пород кровли. Они везде залегают на бокситоносной толще с перерывом в осадконакоплении, явно выраженная непрерывность осадконакопления нигде не установлена. Между залежами и толщей перекрывающих пород нигде не имеется углового несогласия; о перерыве в осадконакоплении обычно свидетельствует ярко выраженная поверхность контакта с кровлей, а на отдельных месторождениях — эрозионная неровная поверхность залежей. Об этом упоминает Кривцов [270] в связи с Краснооктябрьским месторождением Западно-Тургайского района.

В непосредственной кровле залежей преобладают образования песчано-глинистого состава, карбонатные породы встречаются лишь на месторождении Миссури, и то в незначительной мере. На шести месторождениях континентальные толщи залегают в кровле бокситов, и всего на четырех месторождениях выявлена над ними трансгрессивная серия пластов. Из месторождений с континентальной кровлей наиболее значительным считается Аркалыкское. Здесь в отдельных углублениях поверхности залежей на бокситоносной толще залегают крупнозернистые пески или рыхлые песчаники мощностью 0,4—10 м. За ними следуют пестроцветные глины, глинистые алевриты и песчаные глины пресноводного, местами солоноватоводного происхождения мощностью от 10 до 100 м. Там, где пестроцветные глины залегают непосредственно на бокситовой толще, в нижних слоях (1—5 м) они содержат бокситовые гальки и валуны диаметром 10—40 см [270, 244].

И на остальных месторождениях с континентальной кровлей (например, Целиноградском, Барзасском, Орском) непосредственно перекрывающие слои, как правило, представлены пестроцветными глинами, на которых залегают глинистые пески, алевриты и песчаники [243, 244].

В Западно Тургайском районе за бокситонакоплением последовала медленная трансгрессия. На начинающееся опускание указывают те слои углистых глин и лигнитов, которые приурочены к самым верхним частям бокситоносной толщи (рис. 50).

На них с резкой границей лежат морские образования, в самом низу — гальки, пески, местами бокситовые гальки [270], затем — морские глины с хорошо выраженной слоистостью. Более или менее подобна этому трансгрессивная свита пластов соседнего Мугоджарского месторождения [440].

На Алапаевском месторождении, расположенном на склоне Среднего Урала, непосредственную кровлю тоже слагают лигниты и углистые глины болотистых фаций, на которых залегают озерно-речные песчаные глины, затем рифовые глауконитовые пески [441].

На бокситовой толще бокситоносного района Миссури непосредственно залегают зелено-серые иллитовые глины морских фаций мощностью 1—3 м. Над ними лежат желваковые глинистые известняки, также морские, мощностью несколько метров. К северу отсюда можно встретить более молодые верхнекаменноугольные породы морского происхождения. По Келлеру, Уэсткотту и Бледсо [233b], они были развиты и на бокситоносной площади но во время последующего поднятия местности были снесены, и часть бокситовой толщи также была уничтожена этой эрозией (рис. 46).

3.5. Залежи арьежского типа

Характерно двучленное строение этих залежей. Их нижняя часть состоит из осадочных глин, реже глинистых мергелей, которые вверх без резкой границы переходят через бокситовые глины в бокситы. Залежи располагаются на более или менее закарстованной поверхности карбонатных пород. Этот тип наиболее характерен для северных склонов Пиренеев, в районе Арьежа, во Франции. Этот тип весьма детально изучен и затем описан Комбом [113]. Доказано, что бокситы возникли здесь вследствие элювиальной латеритизации глин и глинистых мергелей, но в процессе их образования играли роль и подстилающие карбонатные породы. Стало быть, этот тип залежей является переходным между латеритными и карстовыми бокситами.

К этому типу относятся всего четыре месторождения, и все они приурочены к Средиземноморскому району. Кроме собственно месторождения Арьеж и месторождения соседнего Сен-Поль-де-Фенуйе сюда можно отнести бокситовые залежи плато Лика триасового возраста в Югославии, хотя некоторые характерные черты их залегания указывают на переход к средиземноморскому типу залежей. Залежи Словении триасового возраста имеют явно средиземноморский облик, однако некоторые их особенности указывают на родство с арьежским типом. Несмотря на своеобразное строение, отнесена сюда и небольшая залежь на острове Скопелос в Греции.

Общее количество месторождений бокситов арьежского типа составляет всего 2% всех карстовых бокситов, но их необходимо выделять из-за своеобразных условий их залегания.

Своеобразным переходным типом между залежами арьежского и тиманского типов является Вежаю-Ворыквинское месторождение на Среднем Тимане. Так как это месторождение детально описано Деминой [196] и Кирпалем [244], здесь излишне было бы повторять их описания. По Кирпалю, 50—80% боксита этого месторождения является элювиальным. Эти бокситы имеют много общего с типичными залежами арьежского типа:

подошва залежей закарстована,

имеется тесная связь между морфологией рудных тел и характером дорудного карстового рельефа,

осадочное происхождение подбокситовых алевритистых и песчанистых глин весьма вероятно.

Остальные 20—50% боксита этого месторождения имеют пролювиально-делювиальное происхождение. Эти бокситы приурочены к депрессиям карбонатной подошвы и, по опубликованным данным, имеют сходное с общим тиманским типом залегание.

3.5.1. Форма залегания

В Арьеже преобладает линзообразная форма залежей. Отдельные линзы имеют длину 100—500 м, ширину 100—200 м и мощность 4—15 м. Их нижние две трети имеют глинисто-мергелистый состав, а верхняя треть — бокситовый. Линзы расположены полосой протяженностью 40 км на небольшом расстоянии друг от друга. Из-за отсутствия систематической буровой разведки ширина полосы неизвестна, но на основе наблюдений на дневной поверхности предполагается, что она не превышает 1—2 км.

Особенностью этого типа залежей является то, что линзы могут повторяться в разрезе непосредственно друг над другом или с разделяющим слоем известняка.

Местами к линзам около линии выхода на поверхность присоединяются воронкообразные залежи диаметром 10—50 м и глубиной 10—25 м. В них

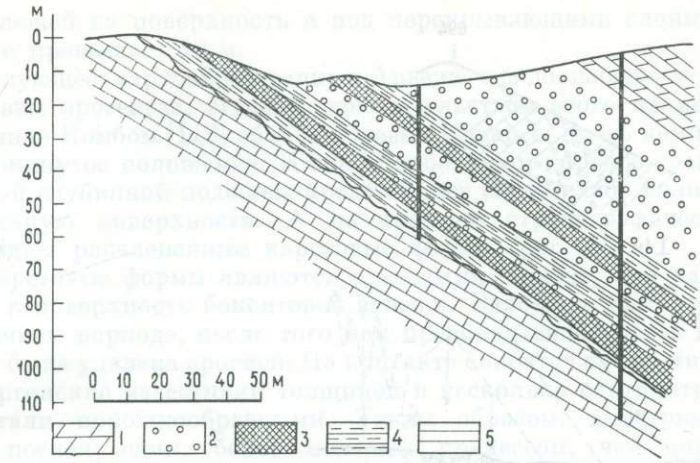


Рис. 55. Геологический разрез бокситовой залежи Враце, плато Лика, Югославия [399].
1 — доломит, норийский ярус; *2* — конгломерат известняка; *3* — боксит; *4* — бокситовая глина и глина; *5* — известняк, ладинский ярус.

не замечается упомянутое правильное строение, а твердые бокситовые глыбы размером несколько кубических метров находятся среди листоватых слоистых глин. Это, видимо, является следствием обрушений, связанных с последующим карстованием известняка подошвы.

Залежи на плато Лика более крупные, чем описанные. Рудопольская залежь имеет площадь, превышающую 1 км^2, форма залежи пластообразная. Площади залежей Скочай и Враце тоже превышают 0,5 км^2. Пластообразные залежи сопровождаются более мелкими линзообразными залежами.

Бокситоносный район Лика описан Шинковцом [399]. По данным бурения, залежи выполняют плоские чашеобразные углубления в подстилающих известняках. Это хорошо видно на геологическом разрезе залежи Враце (рис. 55). В самом низу залегает толща зелено-серых аргиллитов мощностью 5—7 м, которая вверх постепенно переходит в бокситовые глины и бокситы мощностью 3—5 м. О начале нового периода осадкообразования свидетельствует известняковый конгломерат мощностью 1—2 м, на котором залегает 4—5-метровый слой аргиллитов. Он кверху переходит в бокситы мощностью 1—2 м. Третий период начинается с известнякового конгломерата (2—8 м), а кончается бокситовыми глинами и затем бокситами. Вся толща имеет мощность 15—30 м и медленно и постепенно выклинивается к краям. Бокситы плато Лика образовались также вследствие остаточной латеритизации аргиллитов. Аргиллиты местами содержат обломки переотложенных бокситов, ооиды и пизолиты.

На бокситовых залежах острова Скопелос на поверхности лейасовых доломитов залегают слои базальных туфов и туфитов также лейасового возраста [339]. Они местами латеритизованы и содержат небольшие гнездообразные и линзообразные бокситовые тела. Крупнейшая линза вблизи Георгарейки имеет мощность 1,5 м и длину 270 м. Бокситизация наиболее развита там, где бокситы имеют непосредственный контакт с подстилающими доломитами и наблюдается постепенный переход от туфитов к бокситам. Следовательно, исходная порода отличается от пород Арьежа или Лики, но общей чертой является остаточная латеритизация и, с другой стороны, положительное влияние подстилающих карбонатных пород.

Размещение залежей в Арьеже грядообразное, а на острове Скопелос и плато Лика скорее площадное.

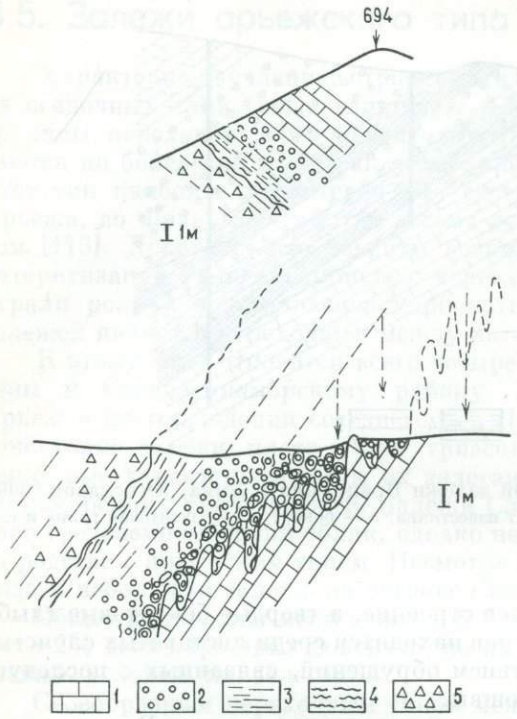


Рис. 56. Вторичное карстообразование под тектонически опрокинутой бокситовой залежью близ Кадарсе, Арьеж, Франция (по Комбу, 1965).
1 — известняк, мел; *2* — боксит; *3* — бокситовая глина; *4* — слоистая глина; *5* — доломит, верхняя юра.

3.5.2. Связь бокситов с подошвой

В залежах арьежского типа подстилающие глины, мергели или туфы не причисляются к бокситоносной толще потому, что они образовались в совершенно отличных условиях. Генетически эти породы считаются непосредственной подошвой, хотя они имеют постепенный переход в вышележащие бокситовые глины и бокситы. Мощность переходной зоны, как правило, не превышает 1 м. Карбонатную толщу, на которой это образование залегает с перерывом в осадконакоплении, но без углового несогласия, называют *глубинной подошвой*. В Арьеже и Сен-Поль-де-Фенуйе она сложена толщей весьма чистых прибрежных известняков и доломитов мощностью несколько сотен метров. На плато Лика глубинная подошва представлена известняками и доломитами анизийского — ладинского яруса также мощностью около 100 м. Анизийские образования содержат тонкие пропластки туфов, туффитов и глин, а между слоями ладинских известняков встречаются прослойки песков и песчаника. В Рудополе под ладинскими известняками залегают туффиты, кремнистые глины и мергели. В тех местах, где известняковая толща полностью разрушилась, комплекс залежи располагается непосредственно на последних.

Степень закарстованности весьма разнообразна. Под линзообразными и пластообразными залежами на всех четырех месторождениях закарстованность поверхности глубинной подошвы средняя или слабая. Наоборот, под мелкими воронкообразными залежами Арьежа развиты сильно расчлененные карстовые формы, возникшие в результате последующего (вторичного) карстообразования. Следовавшие за понижением карстового рельефа обрушения вызвали беспорядочное смешение более твердых кусков бокситов с более мягкими глинами, расположенными под бокситами. По собственным наблюдениям автора, это явление проявляется наиболее сильно около линии

выхода залежей на поверхность и под перекрывающими слоями, мощность которых не превышает 10 м.

Последующее картообразование в Арьеже продолжалось и после пиренейской фазы орогенеза. Лучшим доказательством этого является залежь, обнаруженная Комбом [113] вблизи деревни Кадарсе. Здесь комплекс залежи имеет опрокинутое положение. В одном небольшом карьере граница стратиграфической глубинной подошвы представляет собой слабо волнистую слабо закарстованную поверхность. А на границе стратиграфической кровли хорошо видны расчлененные карстовые формы (рис. 56).

Эти карстовые формы являются отвесными, значит, они располагаются под углом к поверхности бокситовой залежи. Вероятно, они формировались в четвертичном периоде, после того как преобладающая часть перекрывающих пород была удалена эрозией. На контакте бокситов со стратиграфической кровлей ургонские известняки толщиной в несколько сантиметров выветрились и стали порошкообразными. Таким образом, выветривание также является последующим, более молодым процессом, чем опрокидывание залежей.

3.5.3. Связь бокситов с кровлей

Породы кровли залегают на бокситах с перерывом в осадконакоплении. Это бесспорно, потому что остаточное бокситообразование иначе и не могло бы произойти. Вместе с тем стоит заметить, что перерыв относительно короток. Рельеф залежей повсюду представляет собой гладкую, близкую к плоской поверхность.

В Арьеже, как правило, на бокситах залегают желтые, коричневые или серые глины толщиной 20—80 см с редкими прослоями лигнита. Над ними лежат мелководно-прибрежные биогенные известняки. На юго-восточном крыле бокситоносной площади близ Перей непосредственная кровля утолщается до 2—3 м, а местами содержит лигнитовые пропластки мощностью 10—30 см. На болотную обстановку указывают густо рассеянные зерна пирита и марказита. Мелководным известнякам здесь предшествуют солоноватоводные мергели мощностью 10—30 см. Подобным образом сложена кровля месторождения Сен-Поль-де-Фенуйе.

На месторождении плато Лика кровля также имеет трансгрессивный характер, но отличается тем, что начинается, как правило, пресноводной известняковой брекчией и конгломератом мощностью 5—40 м (рис. 55.) В нижней части кровли цементирующим материалом кровли служит глина; куски известняка мелкие. Вверху основная масса становится более известковой и крупность кусков растет. На конгломератах залегают норийские доломиты мелководной фации.

На острове Скопелос бокситы перекрываются глинистыми сланцами, слоем в несколько метров, доломитовыми конгломератами, затем мелководными доломитами.

Выводы: на всех четырех месторождениях этого типа после относительно короткого перерыва в осадконакоплении залежи были затоплены мелким морем.

3.6. Залежи салентинского типа

В геологические эпохи, следующие за бокситообразованием, перекрывающие породы некоторых залежей были эродированы, бокситы вышли на поверхность и тоже частично были разрушены. Эти бокситы в процессе переноса, как правило, смешались с другими осадочными материалами,

минералогически преобразовались и потеряли свой бокситовый характер. Нам известно всего несколько случаев, когда размытые обломки бокситов в депрессиях известнякового рельефа снова накапливались и образовали самостоятельные вторичные залежи. В таких залежах бокситовые обломки всегда включены в глинистый материал.

Нам известно семь месторождений этого типа, общее количество боксита в которых составляет всего 2% всех карстовых бокситов. В приложении 1 количество боксита залежей салентинского типа отнесено к полной массе залежей, т. е. к сумме обломков бокситов и цементирующих глин. Соотношение этих двух компонентов резко может меняться по залежам.

Кроме них в специальной литературе упоминается еще несколько небольших бокситонакоплений этого типа. Их количество столь незначительно, что при сравнительной количественной оценке ими можно пренебречь. Из семи месторождений пять (полуостров Салентина, Обарок — Уйбарок, Надьважонь — Эч, Яйце-Барачи и Зонгулдак) находятся в Средиземноморской бокситоносной провинции, а два в Восточно-Азиатской провинции во Вьетнаме. Наименование типа предложено автором по названию полуострова Салентина, где распространены подобные залежи. Впрочем, по объему самыми значительными надо считать месторождения на территории Вьетнама.

На полуострове Салентина, в районе Терра-д'Отранто, на площади, превышающей 200 км², на поверхности туронских известняков встречаются бокситовые линзы различной величины, диаметром несколько сотен метров и мощностью, как правило, 5—8 м, максимально 14 м. Поверхность подошвы в одних местах закарстована слабо, в других средне, поверхность же залежей совершенно ровная.

В залежах рыхлые землистые бурые бокситоподобные глины включают в себя твердые бокситовые гальки диаметром 0,5—3,0 см. Боксит в гальках особенно хорошего качества, ооидно-пизолитовой структуры. Линзы наблюдаются на большой площади на дневной поверхности, но бурением их присутствие установлено также под толщами миоценового или эоценового и четвертичного возрастов. Непосредственная кровля обычно сложена глинами, углистыми глинами, лигнитами, реже известняками или песками. Перекрывающая толща имеет озерное или солоноватоводное происхождение.

По мнению Котеккья и Делл'Анна [119], бокситовые гальки произошли из таких размытых бокситовых залежей, которые могут быть одновозрастными с известными апулийскими залежами верхнего мела (Спинаццола и Сан-Джованни-Ротондо). Такие первичные залежи около месторождения еще не обнаружены. Небольшие размеры, твердость и окатанность бокситовых галек позволяют предполагать относительно далекую (5—10 км) транспортировку. Можно допустить, что бокситоподобная глина, включающая в себя бокситовые гальки, соответствует более мягким, глинистым частям первичной залежи, которые во время переноса теряли илистую составляющую и превращались в глину. Для окончательного решения этого вопроса требуются подробные минералогические и литологические анализы.

На описанные залежи весьма похожи переотложенные бокситовые линзы, расположенные возле Зонгулдака в Турции. Подошва сложена известняками нижнего карбона, а кровля — песчаниками сеномана. Основным материалом и здесь служат мягкие землистые красные глины, которые включают в себя твердые куски хорошего боксита. Первичные залежи до сих пор не найдены в районе месторождения, стало быть, происхождение бокситов пока не известно.

На территории Вьетнама в провинциях Лангшон, Хайзыонг и Каобанг недалеко от палеозойских залежей средиземноморского типа в углублениях известняков пермо-карбона и верхней перми накопились обломки размытых бокситов. Крупность кусков боксита меняется от нескольких миллиметров

до нескольких метров, форма угловатая или слабо окатанная, твердость весьма большая. Куски заключены в мягкие светло-красные глины, которые, вероятно, являются продуктами разрушения отложений палеозойского, триасового и юрского возрастов и к которым добавились частично размытые глинистые бокситы. Остатки растворенных известняков тоже попали в глинистые фракции. Рядом с бокситами местами встречаются и куски весьма твердых боксито-железных руд, реже вулканитов и кремней.

Содержания бокситовых обломков и глинистого цемента меняются в весьма широких пределах: от 10 до 80%. По данным более новых разведок, в группах залежей Донгданг и Мамео в провинции Лангшон они в среднем составляют 30—40% [259]. Чем дальше переносились бокситы в долины, тем больше они крошились, и одновременно доля бокситовых обломков постепенно уменьшалась. На дне долин залежи постепенно, без резкой границы, переходят в красные и желтоватые глины. Размеры залежей, по данным Чеботарева и Буй Фу Мия [122] и более новых исследований: длина 100—4000 м, ширина 50—300 м, средняя мощность 5—10 м. Поверхность подошвы весьма сильно закарстована, и в карстовых углублениях мощность залежей достигает 40—50 м.

По личным наблюдениям автора, во многих местах нельзя установить резкую границу между первичной рудой и вторичными рудами переотложенных залежей. Это вызвано тем, что здесь произошла быстрая эрозия; благодаря субтропическому климату с чрезвычайно обильными осадками, перекрывающая толща просто была смыта с залежи. После этого растворение продолжалось и в подошве, в силу чего залежь бокситов постепенно разламывалась, и в ее трещины была намыта тонкая красная глина. Вслед за этим на более крутых склонах началось сползание бокситовых обломков, куски которых смешивались с увеличивающейся массой глины. Следы этих скольжений на дне долины и в наши дни хорошо заметны. Вторично переотложенные залежи на дне долин четко вырисовываются своими лепешкообразными формами.

На склонах помимо оползней во время больших ливней происходило кратковременное сглаживание рельефа. Во всяком случае, расстояние переноса у большинства вторичных залежей не больше нескольких сотен метров и, очевидно, не превышает 1 км. Этот процесс происходил в неогене и местами мог продолжаться даже в четвертичный период. Большая часть залежей приурочена к дневной поверхности и на дне долин перекрывается только тонким слоем глин мощностью всего в несколько метров. Под влиянием поверхностного выветривания первоначальный минеральный состав этих бокситов значительно изменился; их первичный восстановленный материал частично или полностью окислен.

В Югославии, вблизи Яйце, месторождение Барачи представляет собой переход от салентинского типа к средиземноморскому. Подошва сложена сенонскими известняками с рудистами, а кровля — миоценовыми пресноводными известняками, песчаниками и конгломератами. В бокситоносном районе Далмации и Боснии они являются самыми молодыми покрывающими образованиями бокситов, и это само по себе указывает на возможность переотложения. Материал залежей более однородный, чем на предыдущих месторождениях. На переотложение указывают только конгломератовая структура бокситов и присутствие обломочных зерен кварца. По данным Трубьелы и Василевича [445], эти залежи являются продуктом переотложения сенонских бокситов района Яйце — Бешпеля. По мнению автора, переотложение происходило в эоцене и только частично продолжалось в олигоцене и в начале миоцена, когда период бокситообразования уже кончился. Этим обстоятельством обусловлен переходный характер залежей.

Вторичное переотложение бокситов особенно наглядно на территории

Венгрии, ибо здесь можно наблюдать все его фазы от переотложенных залежей до рассеянных бокситовых галек и красных глин бокситового происхождения, а также степень эрозии и преобразования боксита в глину. Наиболее значительные вторично-переотложенные залежи встречаются к югу от города Татабанья, а также в районе Надьедьхаза, Важоньпуста, Обарок и Уйбарок. Линзообразные залежи 50—150-метровой длины и мощностью 2—10 м выполняют карстовые углубления верхнетриасовых доломитов. Они перекрываются глинами, песками и песчаниками олигоцена, а местами только четвертичными глинами. По исследованиям Яшко [221, 222], в линзах куски твердых высококачественных бокситов включены в более мягкие глинистые бокситы. В переотложенных бокситах он нашел окатанные нуммулиты, которые в результате переноса из эоценовых мергелей кровли попали в бокситы. Разрушение и переотложение, вероятно, происходили в нижнем олигоцене. По мнению автора, перенос здесь был недалеким, может быть несколько сотен метров, в крайнем случае 1 км, так как постороннего материала в бокситах немного, хотя среднее качество по сравнению с соседними первичными залежами ухудшилось.

Небольшие вторично-переотложенные залежи, претерпевшие короткую транспортировку, встречаются во всем бокситоносном районе Задунайского Среднегорья, главным образом в окрестностях Шюмега, Ньирада, Сёца, Халимбы, Искасентдьёрдя и Ганта, рядом с первичными залежами. К югу переотложенные залежи сменяются полосой, состоящей преимущественно из красных глин с изменчивым содержанием бокситовых галек. Эта полоса прослеживается от Залахалапа через Моношторапати и Тотважонь до Вёрёшберень.

Переотложенные бокситовые гальки достигли наибольшей концентрации у озера Визвёрёш возле Надьважоня. По исследованиям Яшко [221, 222], здесь углубления верхнетриасовых доломитов (длиной 200—300 м и глубиной 20—30 м) выполняются переотложенными бокситистыми глинами. Кровля сложена пресноводными известняками плиоцена мощностью несколько метров. Мягкие красные бокситоподобные и бокситистые глины в залежах включают округленные твердые бокситовые гальки величиной с орех и яблоко таким образом, что слои с гальками боксита чередуются со слоями без галек. Частота и размер бокситовых галек к краям залежи возрастают. Бокситовые гальки имеют хорошее качество, богаты железом и составляют всего 10, максимально 30—40% от всего материала. По Яшко, и глинистый цемент частично произошел в результате размыва первичных бокситов. Окатанность, меньший размер и сниженное процентное содержание галек указывают на увеличенное расстояние транспортировки по сравнению с первой группой, во время которой к основному материалу примешалось много посторонних глинистых частиц.

В окрестностях Вёрёшберень и Сенткирайсабадья встречаемые на поверхности среднетриасовых доломитов красные глины плиоцена тоже обогащены твердыми окатанными бокситовыми гальками размером от 1 до 30 см. По исследованиям Берталана [64], доля галек иногда составляет 60%. Даже плиоценовые известняки, залегающие в слое в несколько метров на глине, содержат бокситовые гальки размером 1—20 см. По собственным исследованиям автора, они состоят из высокосортного боксита, обычно богатого железом. Вероятно, что и красная глина имеет частично бокситовое происхождение, и даже известняк получает местами красную окраску от тонкодисперсного бокситового материала.

В карстовых впадинах района Гёмёр северо-восточной Венгрии можно встретить включенные в красные глины твердые бокситовые гальки. По исследованиям автора [56], они также состоят из боксита, богатого железом. Их происхождение можно свести к переотложению первичных бокситов одно-

возрастных бокситовых залежей верхнего мела, находящихся поблизости, в Словении.

Вероятно, что и красная глина частично происходит из бокситов, полностью превращенных в глину, с примесью кварцевого песка и кварцевых и известняковых галек. Очевидно, переотложение произошло в неогене, но могло продолжаться и в четвертичный период.

По мнению автора, залежи салентинского типа встречаются так редко потому, что бокситы в процессе размыва весьма быстро разлагаются, превращаясь в глины. Только в случае размыва очень твердых и плотных бокситов возможно образование более значительных вторичных залежей. Таковы были условия в бокситоносных районах Вьетнама, и поэтому именно здесь находятся самые значительные залежи салентинского типа.

3.7. Залежи тульского типа

Этот тип представлен единственным месторождением. Количество боксита составляет менее 1 млн. т, что соответствует 0,017% всех карстовых бокситов. И все же Бушинский [87] выделил этот самостоятельный тип карстовых бокситов из-за своеобразия их залегания, особенностей геохимии (например, полное отсутствие титана) и минералогического состава. По мнению автора также, они представляют отдельный тип залежей.

Залежи этого типа известны в районе Тулы и Рязани в Московском бассейне. Самыми значительными из них являются Шенуровские залежи. По Трубиной [446], здесь на закарстованной поверхности известняков нижнего карбона залегают рыхлые землистые бокситисто-глинистые породы мощностью 10—20, а реже 100 см. В карстовых углублениях они раздуваются до 3—8 м (рис. 57). Отдельные бокситовые тела имеют ширину всего лишь несколько метров и только в редких случаях 100—150 м. Важно отметить, что бокситовые тела расположены везде на небольшой (3—30 м) глубине; под более мощными перекрывающими породами их мощность становится все меньше. Кровля сложена светло-коричневыми глинами нижнего карбона

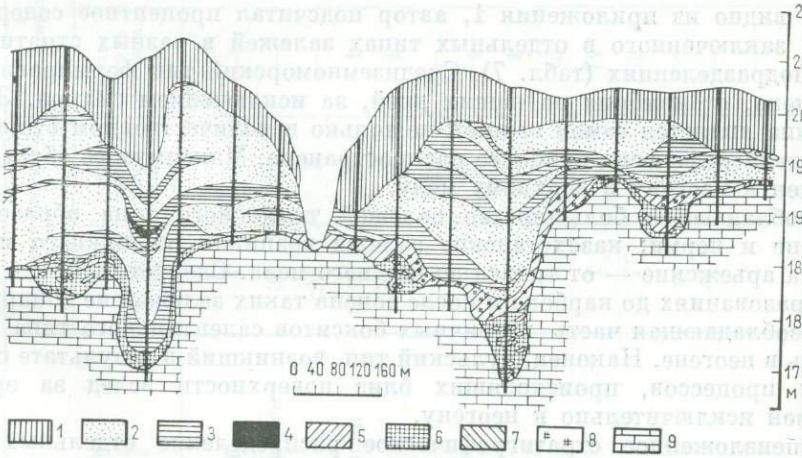


Рис. 57. Геологический разрез бокситовых залежей близ Шенуровска, Тульская область, СССР [446].

1 — почвенный слой и суглинки; *2* — песок, нижний карбон; *3* — серые глины, нижний карбон; *4* — сажистые пропластки, нижний карбон; *5* — охристые глины, нижний карбон; *6* — бокситы, бокситовая глина; *7* — зеленовато-серые глины бокситового горизонта; *8* — бокситовые включения в глине; *9* — известняк, нижний карбон.

с редкими гиббситовыми гнездами и включениями. Над ними залегают серые глины с пиритом и тонкими прослойками каменного угля, затем каменноугольная толща мощностью 10—60 м.

По мнению Турбиной [446] и Захаровой (1974), бокситы возникли в результате разложения пирита тогда, когда вследствие размыва нижнекаменноугольной толщи мощность перекрывающих пород резко снизилась. В кислотной среде разложения пирита образовались алюмосульфатные растворы, которые стали просачиваться вниз, а затем вблизи карбонатной подошвы оседали. По мнению автора, возраст бокситов едва ли может быть старше плиоцена.

Еще одно небольшое месторождение можно причислить к этому типу залежей, это Портилья-де-Луна в северо-западной части Испании. Возраст этих бокситов считается девонским [150]. В 1968 г. автор книги имел возможность в сопровождении проф. Фонботе провести подробные исследования в этой местности. На основании полевых наблюдений, а также химического и минералогического анализов собранных образцов оказалось, что речь идет о подобной тульской вторичной бокситизации, которая проходила не в девоне, а в плиоцене или, возможно, в четвертичном периоде [47].

Здесь на границе эйфельских глинистых сланцев и живетских известняков в сланцах встречаются гиббсит-галлуазитовые гнезда и жилы размером 10—20 см. Эти выделения приурочены к контакту толщи, которая подвергалась сильным тектоническим воздействиям и залегает почти вертикально. Так же как и в тульских залежах, в этих гнездах почти полностью отсутствует титан. О сплошной бокситовой залежи здесь говорить нельзя потому, что гнезда рассеяны в глинистых сланцах спорадически и даже на самых обогащенных участках коренная порода всегда присутствует. Стало быть, это не больше чем начальная форма проявления тульского типа залежей, поэтому это бокситопроявление не включено в сводную таблицу бокситовых месторождений (приложение 1).

3.8. Стратиграфическое распределение залежей

Как видно из приложения 1, автор подсчитал процентное содержание боксита, заключенного в отдельных типах залежей в разных стратиграфических подразделениях (табл. 7). Средиземноморский тип формировался во все времена, от кембрия до наших дней, за исключением силура. Значит, эта группа является самой важной не только в количественном отношении, она и стратиграфически наиболее распространена. Максимум ее образования приурочен к неогену и верхнему мелу.

Преобладающее большинство залежей тиманского типа образовалось в карбоне и перми; казахстанские залежи возникли от нижнего мела до эоцена, а арьежские — от триаса до нижнего мела. Следует отметить также, что в образованиях до карбона и после эоцена таких залежей не обнаружено. Зато преобладающая часть вторичных бокситов салентинского типа накапливалась в неогене. Наконец, тульский тип, возникший в результате окислительных процессов, происходящих близ поверхности вслед за эрозией, приурочен исключительно к неогену.

Вышеизложенное стратиграфическое распределение отдельных типов залежей в конечном счете обусловлено общим ходом развития осадкообразования и геотектоники. К ним мы еще вернемся в главе о генезисе.

Таблица 7

Стратиграфическое распределение бокситов по типам залежей

Возраст	Средиземноморский тип		Тиманский тип		Казахстанский тип		Арьежский тип		Салентинский тип		Тульский тип	
	количество бокситa, %	количество месторождений	количество бокситa, %	количество месторождений	количество бокситa, %	количество месторождений	количество бокситa, %	количество месторождений	количество бокситa, %	количество месторождений	количество бокситa, %	количество месторождений
Четвертичный	1	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Миоцен — плиоцен	32	11	—	—	—	—	—	—	85	3	100	1
Олигоцен	<1	3	—	—	—	—	—	—	11	3	—	—
Плиоцен — эоцен	12	24	1	1	52	8	—	—	—	—	—	—
Верхний мел	26	34	1	1	34	4	—	—	—	—	—	—
Нижний мел	5	15	—	—	11	7	8	2	4	1	—	—
Юра	7	17	<1	1	—	—	1	1	—	—	—	—
Триас	2	13	1	1	—	—	91	1	—	—	—	—
Пермь	5	9	15	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбон	1	2	71	8	3	1	—	—	—	—	—	—
Девон	7	7	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Силур	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ордовик	<1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кембрий	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого	100	145	100	14	100	20	100	4	100	7	100	1

3.9. Бокситоносные формации

Бокситовые залежи приурочены к характерным бокситоносным формациям. Они представляют собой толщи отложений, которые возникали в одинаковых климатических, геотектонических и литологических условиях и содержат в одном или нескольких горизонтах бокситовые залежи.

3.9.1. Карбонатные бокситоносные формации

Залежи средиземноморского типа приурочены к формациям мощностью от сотен до нескольких тысяч метров, сложенным преимущественно, а местами исключительно карбонатными породами. Чаще всего это мелководные, реже более глубоководные, еще реже лагунные и пресноводные фации. Кроме карбонатных пород в них встречаются мергели, глинистые мергели и глины, но гораздо меньшей мощности. Непосредственная кровля бокситовых залежей содержит также тонкие прослойки углистых глин, каменного угля и лигнитов. В этих формациях почти полностью отсутствуют силикатные обломочные породы. Поэтому их называют карбонатными формациями.

Бокситы, как правило, приурочены к нескольким горизонтам. Отдельные бокситоносные горизонты указывают на поднятие местности или на перерыв в осадконакоплении. Исходя из стратиграфических данных и пользуясь ныне принятой международной шкалой абсолютной геохронологии (Van Eysinga, 1978), автор подсчитал для каждого месторождения продолжительность (в миллионах лет) перерыва в осадконакоплении между непосредственной подошвой и кровлей бокситовых залежей. Геологические возрасты подошвы и кровли представлены в приложении 1. Действительный перерыв в осадконакоплении был, естественно, короче этого, поскольку после поднятия некоторая часть подстилающей толщи размывалась. Оценка размытой части весьма неточна, более надежно учитывать в дальнейшем данные полного (кажущегося) перерыва в осадконакоплении. Для 145 месторождений средиземноморского типа получены следующие значения:

Продолжительность перерыва в осадконакоплении, млн. лет	Количество месторождений
1—5	22
5—10	21
10—20	26
20—30	16
30—40	7
40—60	7
60—80	9
80—100	5
100—130	4
130—150	4
150—170	13
170—200	4
200—220	1
220—240	1
500—550	1
Не определена	4

Больше чем половина месторождений приурочена к перерывам в осадконакоплении с интервалом до 30 млн. лет. Именно эти месторождения приурочены к чистейшим карбонатным формациям, в которых роль некарбонатных литофаций весьма незначительна. Большинство их встречается на территории Динарид, Эллинид, Урала, Туркестанского хребта и на островах Карибского моря.

Сравнительно большая часть месторождений приурочена к перерыву в осадконакоплении в 100—200 млн. лет. В этих бокситоносных формациях мергелистые литофации играют более значительную роль, чем в предыдущей группе. Характерным примером являются 11 месторождений среднеземноморского типа на территории Задунайского Среднегорья.

Приуроченное к особо длинному (500—550 млн. лет) перерыву Соходол-Цимпенское месторождение в Румынии нельзя отнести к чисто средиземноморскому типу, ибо оно имеет переходный характер к казахстанскому типу, месторождения которого приурочены к перерывам такой продолжительности.

Все месторождения арьежского типа приурочены к карбонатным формациям с весьма коротким перерывом в осадконакоплении:

Месторождение	Продолжительность перерыва в осадконакоплении, млн. лет
Плато Лика, Хорватия	1—5
Арьеж, Франция	5—40
Сен-Поль-де-Фенуйе, Франция	5—10
Остров Скопелос, Греция	1—5

Все четыре месторождения арьежского типа находятся в Средиземноморской бокситоносной провинции, среди месторождений средиземноморского типа и в таких же карбонатных формациях. Поэтому ниже, при оценке карбонатных формаций, эти два типа описаны совместно.

Рассмотрим немного подробнее *чисто карбонатные бокситоносные формации* на примере бокситовых месторождений Динарских гор. Сюда относятся месторождения Словении, Хорватии, Боснии, Герцеговины, Черногории и Албании. Их географическое расположение и возраст показаны на рис. 58, стратиграфические колонки даются в приложениях 4 и 5.

На большинстве месторождений бокситоносная формация сложена известняками и доломитами, в отдельных местах отмечаются известняковые конгломераты и брекчии. Вулканические туфы и туффиты, образующие прослойки среди карбонатных пород, встречаются только на месторождениях триасового возраста. Характерной особенностью является залегание бокситов в нескольких горизонтах. Число бокситоносных горизонтов в Словении — семь, на Истрийском полуострове — два, в Далмации и Герцеговине — девять, в Черногории — пять, в Албании — два. Большинство месторождений приурочено к коротким перерывам в осадконакоплении:

Продолжительность перерыва в осадконакоплении, млн. лет	Количество месторождений
1—5	5
5—10	4
10—20	8
20—30	6
30—40	2
40—50	1
50—60	1
60—70	1
70—80	1
110—130	1
170—190	3
	33

Значит, 23 месторождения приурочены к перерывам в осадконакоплении менее чем 30 млн. лет. Наиболее короткими (1—5 млн. лет) перерывами характеризуются пять карнийских и ладинских месторождений. По продолжительности перерыва в осадконакоплении четыре месторождения сильно отличаются от остальных — весьма длинный перерыв на трех месторожде-

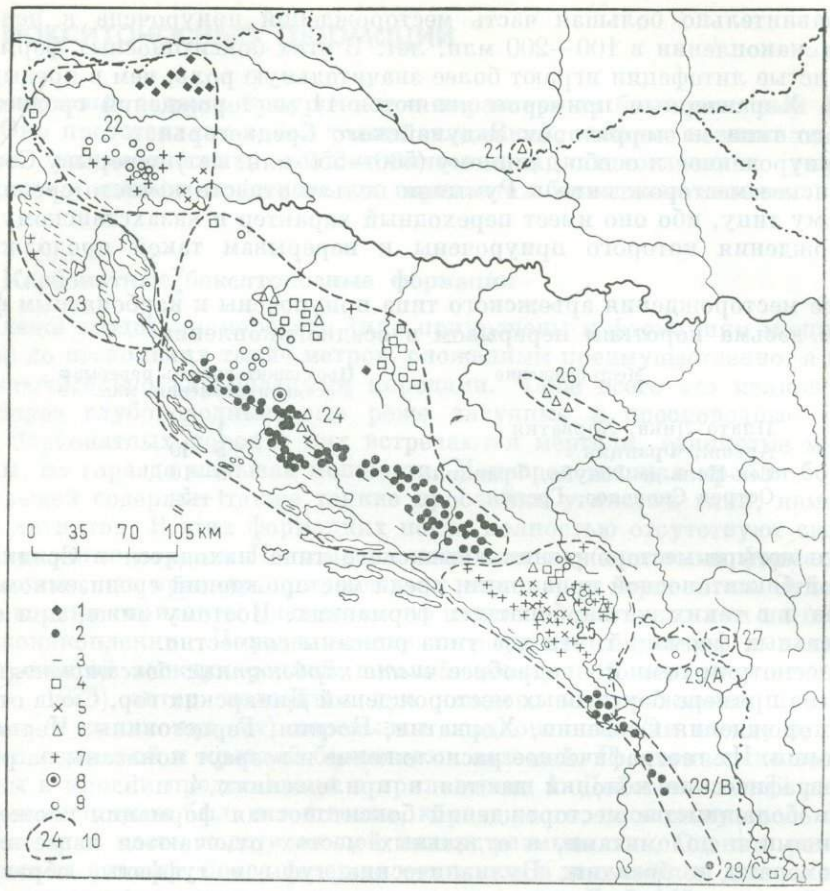


Рис. 58. Распределение и возраст бокситовых месторождений в Югославии и в Албании (по Грубичу, 1970, с дополнениями).

1 — олигоценовые залежи; *2* — среднеэоценовые залежи; *3* — нижнеэоценовые и палеоценовые залежи; *4* — сенонские и туронские залежи; *5* — сеноманские залежи; *6* — нижнемеловые залежи; *7* — юрские залежи; *8* — верхнетриасовые залежи; *9* — среднетриасовые залежи; *10* — номер и границы бокситоносных районов.

ниях Северной Словении (долина реки Савиня, Велика-Планина, Бохинь), где подошва приурочена к среднему и верхнему триасу, а возраст кровли среднеолигоценовый. Четвертое месторождение, Власеница, характеризуется перерывом в осадконакоплении 110—130 млн. лет. Эти четыре месторождения географически отделены от главной зоны бокситовых месторождений (см. рис. 58). По строению они несколько отличаются от чисто карбонатных бокситоносных формаций, поскольку в покрывающей толще бокситов залегают также мергели, известковые мергели и известковые песчаники.

В фациальном отношении строение бокситоносной формации довольно однородное. Господствуют мелководные морские фации, а именно наиболее часто так называемые фации карбонатного плато. По фациальным исследованиям [125], в стратиграфической колонке триаса и юры наиболее часто встречаются мелководные пелагические фации, так называемые фации краевых и тыловых рифов, настоящие рифовые фации встречаются нечасто. Довольно редко отмечаются глубоководные и батиальные фации, вернее, в зонах их развития нет бокситоносных горизонтов.

Породы непосредственной подошвы бокситоносных горизонтов везде мелководно-морские, чаще рифовые. Регрессивных разрезов нигде не уста-

новлено. Таким образом, поднятие, видимо, произошло быстро, и его следы были уничтожены последующим размывом. На большинстве месторождений за бокситонакоплением следовала весьма быстрая трансгрессия. В большинстве мест даже непосредственно перекрывающие бокситы образования включают в себя литоральные фации. Трансгрессия была более медленной только на месторождениях палеоценового и эоценового возрастов. Так, например, в палеоценовом бокситоносном горизонте месторождений Козины и Истрии залегают палеоценовые известняки типа «Козина» пресноводной и лагунной фаций мощностью 40—60 м, и только за ними в нижнем и среднем эоцене следуют мелководные морские известняки. Менее мощные слои «Козина» встречаются и в кровлях бокситовых залежей Обровaца, Новиграда и Дрниша в Далмации. В средней части Истрийского полуострова, в районе Каройбы и Пазина, непосредственную кровлю бокситовых залежей слагают болотные углистые глины мощностью 1—2 м. Над ними залегают солоноватоводные известняки с гастроподами мощностью 5—10 м, затем мелководно-морские неритовые известняки. Возраст этой трансгрессивной толщи нижне-среднеэоценовый [82].

Отложение карбонатной бокситоносной формации на этой территории окончилось в среднем и верхнем эоцене общим поднятием, с одной стороны, и отложением песчано-глинистых образований флишевого характера, с другой, но флиш уже ни в коем случае нельзя причислять к бокситоносной формации. В районе Имотски и Мостара в нескольких метрах над среднеэоценовым бокситоносным горизонтом уже появляется флишевая толща. В этом районе коренное изменение осадкообразования считается верхней границей карбонатной бокситоносной формации.

На территории Эллинид бокситы приурочены также к чисто карбонатным формациям. Продолжительность перерыва в осадконакоплении и число бокситоносных горизонтов в отдельных тектонических единицах различны. В так называемой *Парнасской зоне* бокситоносная формация, содержащая три бокситовых горизонта, накапливалась от среднего триаса до палеоцена и окончилась отложением флишевой толщи палеоцена. Все три бокситоносных горизонта приурочены к весьма короткому (1—10 млн. лет) перерыву в осадконакоплении, и за ними следовало чрезвычайно быстрое наступление моря. Этот район является одним из самых хороших примеров чисто карбонатной бокситоносной формации. Она почти полностью состоит из известняков и доломитов, ее полная мощность 1500—1700 м.

В соседнем *Субпелагонийском* тектоническом поясе карбонатная бокситоносная формация формировалась от триаса до середины мальма и имеет единственный нижнемальмский бокситоносный горизонт. В триасе образовались доломиты, в лейасе — доломитовые известняки, в доггере и мальме — чистые известняки. Формирование бокситоносного горизонта происходило в какой-то отрезок времени в конце незначительного перерыва (5—10 млн. лет) в отложении осадков. За отложением бокситов следовало быстрое наступление моря. Непосредственная кровля бокситов сложена мелководными известняками. Начиная от верхнего мальма характер осадкообразования полностью изменился: в верхнем мальме и нижнем мелу образовались глинистые сланцы, радиоляриты и офиолиты. На них отложилась в верхнем мелу флишоидная толща, затем в палеоцене и эоцене — типичная флишевая толща. Два верхних бокситоносных горизонта соседней парнасской зоны из-за смены характера осадкообразования здесь не формировались.

Лучшим примером другого типа карбонатных бокситоносных формаций служит бокситоносный район Задунайского Среднегорья в Венгрии. Бокситоносная формация развита здесь от среднего триаса до верхнего эоцена. Здесь 12 месторождений приурочены к перерывам в осадконакоплении, длительность которых значительно превосходит предыдущие и соответственно состав-

ляет на месторождении Альшопере — Теш 70—90 млн. лет, в Халимбайском бассейне 130—140 млн. лет, а на остальных месторождениях 140—170 млн. лет. Их стратиграфические колонки и фации показаны в приложении 5.

Однако известны и мелкие бокситовые месторождения и проявления со значительно более коротким перерывом в осадконакоплении. Такими являются небольшие карьеры Шюмег — Сёлёхедь и Шургот-таг, почву которых слагают кампанские гиппуритовые известняки, а кровля их нижнеэоценового возраста [32—35, 452]. Разведочным бурением последних лет в окрестности Чабпуста и Колонтара, к востоку от города Шюмег, выявлены бокситовые линзы в таком же стратиграфическом положении [229]. Продолжительность перерыва в осадконакоплении 20—25 млн. лет.

В окрестностях города Айка и Падрагкута разведочными скважинами выявлены бокситы между известняками альбского яруса и сенонскими терригенными породами, а следы боксита обнаружены даже в самих известняках. Количество боксита этих небольших залежей и проявлений настолько невелико, что они не включены в приложение 1, но их стратиграфическое положение показано в приложении 5. Общее количество боксита этих залежей не достигает и 1% полного количества всех бокситов Задунайского Среднегорья, поэтому они не могут опровергать заключение о большой продолжительности стратиграфического перерыва в этом районе.

Бокситоносная формация Задунайского Среднегорья на основе трудов Фюлёпа [156, 157], Конды [496] и Вегне [458] характеризуется следующим образом. Формация начинается трансгрессией в триасе. В начале разреза главные литофации были представлены песчаниками, доломитистыми песчаниками и доломитовыми мергелями, затем начинают преобладать известняки и доломиты. Прослойки мергелей встречаются только в карнийском и рэтском ярусах. Карнийско-норийские доломиты и рэтские дахштейновые известняки являются характерными мелководными фациями типа карбонатного плато, из которых доломиты образовались на глубине, немногим большей, чем глубина образования рифов, а несколько глубже образовались дахштейновые известняки. Хотя на большинстве бокситовых месторождений непосредственная подошва залежей сложена этими верхнетриасовыми образованиями, исходя из палеогеографических данных, весьма вероятно, что морское осадкообразование в районе месторождений продолжалось и в юре. По Фюлёпу [158], в начале лейаса господствовали литоральные фации, затем при постепенном углублении моря появлялись неритические, субнеритические, а в батском и келловейском ярусах встречаются батиальные фации. После этого началась медленная регрессия, и в титонском ярусе опять встречаются неритические фации. В юго-западной части гор Баконь местами выявлены оставшиеся после эрозии следы нижнеюрских образований в подошве бокситов [229]. На основе палеогеографических соображений можно полагать, что юрская толща и здесь была развита, но позже большей частью разрушилась. В Искасентдьёрде и в горах Вертеш юрские отложения полностью отсутствуют под бокситом, но возможность их прежнего присутствия не исключается.

По Фюлёпу [156], берриасский ярус в юго-западной части гор Баконь сложен сублиторальными известняками. Чисто карбонатное осадкообразование продолжалось — валанжинский ярус сложен криноидными известняками, уже в готеривском ярусе они сменяются кремнежелваковыми известняковыми мергелями, а затем, в барремском ярусе, радиоляриевыми мергелями. В северной части Баконь чисто карбонатное осадкообразование продолжалось до конца готеривского века, затем, в барремском веке, отложились глауконитовые песчаники и цефалоподовые известняки. Все это мелководные образования. По Фюлёпу, нижнемеловое море дошло на северо-востоке

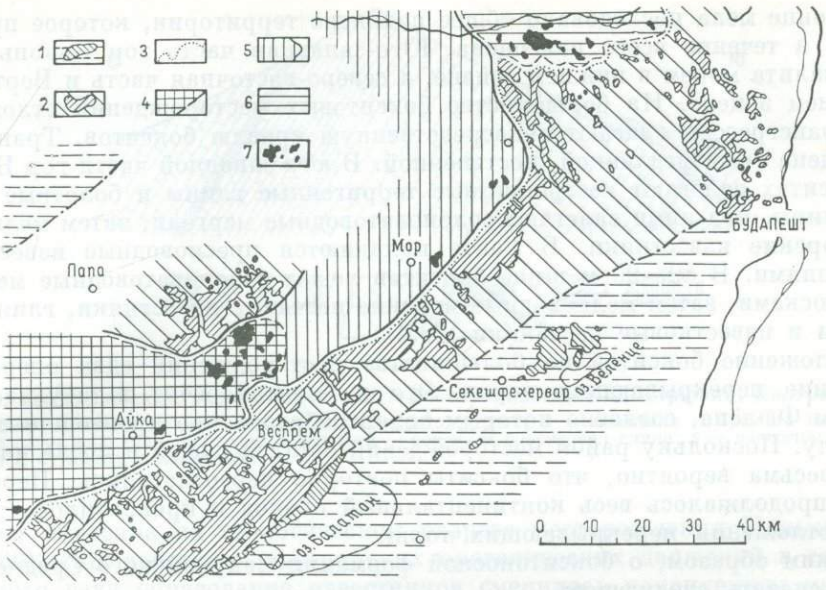


Рис. 59. Распределение нижнемеловых образований в Задунайском Среднегорье, Венгрия [156].

1 — палеозойские образования на поверхности и на глубине; *2* — триасовые образования на поверхности и на глубине; *3* — берриасские образования; *4* — валанжинские, готеривские, барремские и аптские образования; *5* — аптский криноидный известняк; *6* — валанжинско-барремские образования на глубине; *7* — валанжинско-аптские образования на поверхности.

до города Зирца, а на юго-западе оно прослеживается по фациям все более глубоких бассейнов.

Судя по палеогеографической карте (рис. 59), бокситоносная площадь уже не была залита морем, она поднялась в конце юры или в начале мела. Фюлёп считает боксит гетеропическим образованием с вышеописанными морскими толщами нижнего мела. В начале аптского века последовало весьма короткое поднятие, затем большая часть Задунайского Среднегорья опять была залита морем (рис. 59). В это время отложились мелководные криноидные известняки. После нового кратковременного поднятия в конце аптского века отложились слои мергелей и глин лагунной фации с чисто морскими прослойками [155]. Интересно, что в этих двух кратковременных перерывах в осадконакоплении бокситы даже в следах не обнаружены. Зато в окрестностях Альшопере и Теша, где глины и мергели развиты и в послемеловых осадках, под ними находятся бокситы, залегающие на рэтских и нижнеюрских дахштейновых известняках.

Альбский ярус сложен песчанистыми известняками и известняками с рудистами и орбитолинами. Сеноманский ярус представлен глауконитовыми мергелями, затем мергелями [156]. В туроне все Задунайское Среднегорье стало сушей. В северной части гор Баконь и Вертеше, вероятно, и в сеноне продолжался континентальный период. В юго-западной части гор Баконь в сантонском веке началась новая трансгрессия, первым свидетельством которой являются пресноводные и речные доломитовые и известняковые конгломераты и пестроцветные глинистые мергели. В Халимбайском бассейне они являются непосредственной кровлей бокситов. На них залегает угольная толща и выше мергели с грифеями. Затем в мелководном море образовались кампанские известняки с гиппуритами. В маастрихтском веке отложились мергели с *Globotruncana* сублиторально-неритовой фации.

В конце мела последовало общее поднятие территории, которое продолжалось в течение всего палеоцена. Юго-западная часть гор Баконь была снова залита морем в нижнем эоцене, а северо-восточная часть и Вертеш — в среднем эоцене. На большинстве бокситовых месторождений отложения этой трансгрессии слагают непосредственную кровлю бокситов. Трансгрессия эоцена была медленной, постепенной. В юго-западной части гор Баконь на бокситах залегают пестроцветные терригенные глины и болотные углистые глины, над ними залегают солоноватоводные мергели, затем мелководные морские известняки. В Ганте появляются пресноводные известняки с меланиями. В 80—90 м выше бокситов лежат солоноватоводные мергели с моллюсками, затем мелководные морские песчаные известняки, глинистые мергели и известковые песчаники [229].

Отложение бокситов на большинстве месторождений едва опережало отложение перекрывающих пород. Это не противоречит вышеуказанным выводам Фюлёпа, согласно которым бокситообразование произошло в нижнем мелу. Поскольку район месторождений остался сушей и после нижнего мела, весьма вероятно, что бокситы повторно переотлагались. Переотложение продолжалось весь континентальный период и прекратилось только после отложения перекрывающих толщ.

Таким образом, о бокситоносной формации Задунайского Среднегорья можно сказать следующее:

1. Роль чисто известняковых и доломитовых литофаций несколько меньше, чем в чисто карбонатных бокситоносных формациях. Мергелей, глин, песчаных известняков, известковых песчаников, а также углистых глин — больше. Количество глинисто-песчаных пород растет особенно сильно начиная с барремского яруса.

2. Хотя возраст эпохи накопления бокситов различен в разных местах, однако преобладающее большинство залежей приурочено к весьма длительным перерывам в осадконакоплении и проявляется в виде единственного бокситоносного горизонта. Два бокситоносных горизонта известны до сих пор только в окрестностях Чабпусты и Колонтара, недалеко от Шюмега. Бокситоносных горизонтов, встречаемых неоднократно друг над другом в чисто карбонатных бокситоносных формациях, здесь нет.

3. В бокситовых залежах доля глинистых бокситов больше, чем в залежах чисто карбонатных бокситоносных формаций.

4. Трансгрессивные морские отложения залегают, как правило, в 10—50, максимально 80—90 м над залежами. Более важную роль в непосредственной кровле играют углисто-глинистые болотные фации.

Следовательно, в карбонатных бокситоносных формациях различаются *чисто карбонатный тип* и *карбонатный тип, загрязненный песками и глинами*. Эти два типа различаются не только литофациями, но и всем ходом геологического развития.

Бокситоносная формация месторождения Надьхаршань в горах Виллань на юге Венгрии похожа на чисто карбонатные формации Динарид. Согласно Фюлёпу [156, 158], на мелководные известняки и доломиты анизийского и ладинского ярусов ложатся с перерывом литоральные известняковые брекчии среднего лейаса. Над ними следуют мелководные известняки мощностью несколько метров. После нового перерыва в осадконакоплении следует известняковая толща неритической фации келловейского, оксфордского, кимериджского и нижнетитонского возраста мощностью 400—450 м. Затем в течение кратковременного поднятия накопились бокситы. Перерыв в осадконакоплении составляет 17—22 млн. лет. После этого следуют нижнебарремские трансгрессивные отложения: в самом низу глинистые известняки (2—5 м), над ними чистые известняки. Чисто карбонатные мелководные осадки отмечаются до середины альбского яруса. Эта стратиграфическая

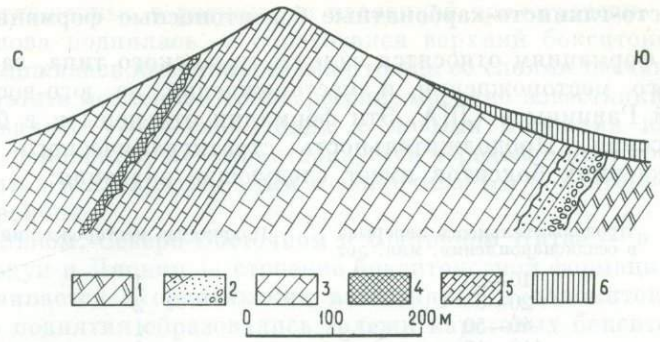


Рис. 60. Геологический разрез бокситового месторождения Надьхаршань, Венгрия [158].

1 — доломит и известняк анизийского и ладинского ярусов; *2* — известняк и брекчия известняка, плинсбах; *3* — известняк, келловей и титон; *4* — боксит и бокситовая глина; *5* — известняк, баррем; *6* — лёсс и суглинок четвертичный.

колонка показана на геологическом разрезе месторождения Надьхаршань (рис. 60). Под действием австрийских орогенических движений в середине альбского века образование известняков сменилось накоплением мергелей и алевролитов, но вскоре весь Вилланьский район превратился в сушу. На горе Харшань меловая толща была размыта до нижнеаптских известняков. Оставшаяся меловая толща имеет мощность 170—200 м.

Следовательно, здесь развита чисто карбонатная бокситоносная формация с морскими фациями и тремя кратковременными поднятиями. Бокситы приурочены только к самому верхнему из них, хотя в Динаридах и с более древними поднятиями связаны бокситы. По Фюлёпу [157], море наступало с юга, юго-востока, и слои, одновозрастные с вилланьскими, следует искать в этих направлениях, но они, к сожалению, перекрыты мощными молодыми отложениями.

Подобная, чисто карбонатная бокситоносная формация встречается в горах Бихор в Румынии. Здешние бокситовые залежи по возрасту близки к надьхаршаньским (неоком), и перерыв в осадкообразовании, к которому они приурочены, также весьма короток (10—20 млн. лет).

Бокситоносные формации месторождения Унтерлаусса и Дрейштеттена в Австрии, а также Мойтин и Маркушовце — Дриеновец в Словакии весьма похожи на бокситоносные формации Задунайского Среднегорья, и перерывы в осадконакоплении, к которым приурочены бокситовые залежи, одинаково длинны. На этих месторождениях известен также только один бокситоносный горизонт.

Три вышеописанных месторождения северной Словакии и месторождение Власеница в Югославии по чрезвычайно длительному перерыву в осадкообразовании, единственному бокситоносному горизонту и загрязненности покрывающих толщ глинами и песками тоже похожи больше всего на месторождения Задунайского Среднегорья.

Расположение бокситоносных формаций по поясам можно объяснить просто палеогеографическими причинами. По мнению автора, в том, что эти два типа карбонатных бокситоносных формаций приурочены к четко различающимся друг от друга поясам, кроме упомянутых причин важную роль играл также общий ход геотектонического развития.

К чисто карбонатным бокситоносным формациям приурочены девонские месторождения Урала и месторождения карбона Туркестанского хребта. К загрязненным глинами и песками карбонатным формациям приурочены бокситовые залежи Лангедока и Прованса в Южной Франции.

3.9.2. Углисто-глинисто-карбонатные бокситоносные формации

К этим формациям относятся залежи тиманского типа, за исключением Наурзумского месторождения и месторождений на юго-восточном краю Прибрежной Равнины в США. Эти формации отмечены и в бокситоносном районе Миссури. Продолжительность стратиграфического перерыва на 12 месторождениях бокситов имеет следующие значения:

Продолжительность перерыва в осадконакоплении, млн. лет	Количество месторождений
10—20	1
20—30	2
40—50	1
110—170	3
130—180	1
170—180	1
120—220	1
200—270	2

К перерывам меньше 30 млн. лет приурочены залежи в южной части Тиманского кряжа и полуострова Таймыр. Китайские и миссурийские залежи приурочены к длительным перерывам в осадконакоплении.

Бокситоносная формация Южно-Тиманского бокситоносного района характеризуется следующими особенностями [195, 243]:

а. Карбонатные породы подошвы и кровли содержат много глинистых прослоек.

б. В бокситоносной толще встречаются кроме бокситов глинистые, алевритовые и песчанистые породы.

в. Непосредственная кровля сложена, как правило, углистыми породами. Перекрывающая толща свидетельствует о медленной трансгрессии. Морские фации отложены в 50—120 м над бокситовыми залежами.

К подобной по возрасту и составу бокситоносной формации приурочены бокситы Таймырского полуострова [78, 307].

На южнокитайских месторождениях бокситоносная формация развивалась по кембрийским глинистым сланцам. На них залегают доломитовые известняки среднего и верхнего кембрия. Ордовик представлен толщей морских известняков с глинистыми прослойками в верхней части. Отложения силура состоят в основном из глинистых сланцев морского происхождения. К нижней части девона приурочены песчаники, а к верхней — доломитовые известняки [469]. После девона следовали поднятие и размыв. Бокситоносная толща залегает главным образом на поверхности кембрийских, реже ордовикских известняков. В провинции Гуйчжоу встречаются два бокситоносных горизонта, один над другим (рис. 61). В нижнем бокситоносном горизонте залегают углисто-глинистые сланцы каменноугольного возраста с тонкими пропластками каменного угля, затем выше следуют чистые морские

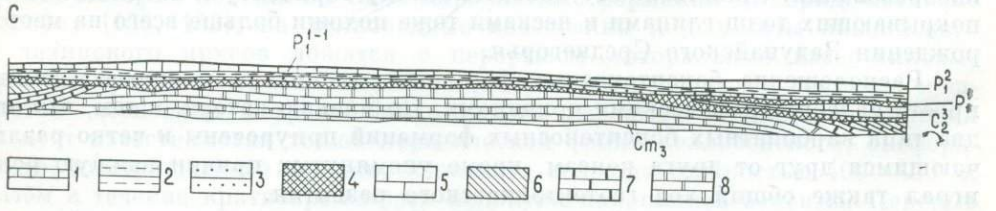


Рис. 61. Сводный геологический разрез бокситоносного района Гуйчжоу, Китай [469].

1 — известняк, пермь; *2* — аргиллиты и углистые аргиллиты; *3* — песчаники; *4* — боксит, бокситовая глина; *5* — известняк, карбон; *6* — глинистый сланец, силур; *7* — известняк с глинистыми пропластками, ордовик; *8* — доломитовый известняк, верхний кембрий.

известняки, отложенные в результате медленной трансгрессии. После этого территория снова поднялась, и образовался верхний бокситоносный горизонт. Выше отложилась каменноугольная толща со слоями песчаника и угля, затем, в результате медленной трансгрессии, морские известняки. В верхней перми образовалась угленосная толща с новыми морскими известняками в ее кровле. И наконец, триас характеризуется чередованием морских известняков, доломитов и алевритов. Этим и заканчивается бокситоносная формация данного района.

В Центральном, Северо-Восточном и Восточном Китае — в провинциях Хэнань, Шаньдун и Ляонин — строение бокситоносной формации несколько иное. Она начинается с ордовикских известняков и доломитов. Во время последующего поднятия образовались залежи карстовых бокситов. За ними следует угленосная толща среднего и верхнего карбона со слоями каменного угля, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и озерных известняков и бокситовыми залежами тихвинского типа в семи горизонтах. Самый верхний бокситоносный горизонт находится в 200—500 м над горизонтом карстовых бокситов. Толща распространяется и на нижнюю пермь. Наконец, в результате медленной трансгрессии здесь отложились морские известняки. Бокситоносная формация заканчивается верхнепермскими отложениями.

Таким образом, здесь проявляются те характерные черты, которые отмечались в Южно-Тиманском районе:

а) угольная толща в непосредственной кровле;

б) медленная трансгрессия после накопления угольной толщи;

в) присутствие глинистых, алевритовых и песчаных отложений в карбонатных породах подошвы и кровли, но присутствие бокситовых залежей тихвинского типа в покрывающей толще является уникальной, присущей только этому району, особенностью.

То, что бокситоносная формация района Миссури ближе всего к описанным в этом разделе, видно и по геологическому разрезу на рис. 46.

3.9.3. Глинисто-песчанистые бокситоносные формации

Такие формации характерны для месторождений казахстанского типа, за исключением месторождений района Миссури. К ним относят также бокситоносные формации Наурзумского месторождения и месторождения на юго-восточном краю Прибрежной Равнины в США. Продолжительность стратиграфических перерывов, выполненных бокситоносной толщей на этих месторождениях, имеет следующие значения:

Продолжительность перерыва в осадконакоплении, млн. лет	Количество месторождений
10—20	1
140—150	1
200—220	2
200—300	1
220—280	4
260—300	2
290—330	1
300—550	1
400—450	1
420—470	2
500—550	1
550—600	1
600—700	3
	21

За исключением юго-восточного края Прибрежной Равнины в США, все месторождения приурочены к чрезвычайно длительным перерывам в осадконакоплении.

Геологический возраст бокситовых толщ в большинстве месторождений наиболее близок к возрасту кровли, а от подошвы отделяется несколькими сотнями миллионов лет. Следовательно, бокситы образовались в тектонический осадкообразовательный период, совершенно отличный от периода возникновения подстилающих толщ в данном районе. Таким образом, подстилающую толщу нельзя относить к бокситоносной формации, начальным членом которой является здесь бокситовая толща. Единственным исключением является юго-восточный край Прибрежной Равнины.

Строение формации можно рассматривать на примере казахстанских месторождений, которые можно считать самыми характерными. На бокситоносной толще, являющейся первым членом формации, о строении которой уже говорилось в разд. 3.4, залегают после короткого перерыва перекрывающие отложения. Они на периферии бассейна имеют терригенный характер. Например, на Аркалыкском месторождении встречаются речные песчаники, над ними пресноводные озерные пестроцветные глины, глинистые алевриты и песчаные глины. В самом верху алевриты чередуются с тонкими слоями гальки. На этом кончается бокситоносная формация, ибо местность в миоцене окончательно поднялась. Мощность перекрывающей толщи 150—170 м, мощность всей бокситоносной формации 170—220 м [243, 244].

В средних и западных частях Тургайского прогиба бокситоносная толща уже покрыта альбскими — сеноманскими отложениями морского типа. Трансгрессия и здесь происходила постепенно — вначале отложились болотные углистые глины и лигниты, затем полупресноводные глины и алевриты и только после них мелководные морские глауконитовые пески и песчаники. В более высоких горизонтах кровли чередуются тоже морские глины, глинистые мергели, диатомовые глины, алевриты и песчаники. Отложение бокситоносной формации закончилось с поднятием района в начале миоцена. Мощность покрывающей толщи посередине бассейна составляет 200—250 м, на Западно-Тургайских месторождениях 130—180 м [243, 244].

На Алапаевском месторождении восточного склона Среднего Урала бокситоносная формация состоит из подобных трансгрессивных отложений, мощность которых 20—150 м [441].

На Чадобецком месторождении и на Енисейском кряже залежи покрыты четвертичными глинами и склоновыми обломками незначительной мощности, всего лишь несколько метров (рис. 45, 47, 48). Бокситоносная формация здесь ограничивается самой бокситоносной толщей, которая сложена кроме бокситов глинистыми, алевритистыми и песчаными породами. Подстилающая толща здесь приурочена к протерозою и кембрию, а возраст бокситоносной толщи по данным спорово-пыльцевого анализа считается для месторождений Чадобецкой и Приангарской групп альбским — сеноманским, для трех месторождений Енисейского кряжа — палеоценовым. По палеогеографическим исследованиям, эти участки после накопления бокситовой толщи оставались на поверхности [270, 243].

Подобную картину видим в юго-восточной части США, в Провинции Долин и Хребтов, где кембрийская и ордовикская подстилающие толщи и палеоцен-нижнеэоценовая бокситоносная толща перекрыты четвертичными глинами, песками и галькой мощностью несколько метров (рис. 43, 44).

На месторождениях юго-восточной части Прибрежной Равнины строение бокситоносной формации отличается от предыдущей. Здесь она начинается среднемеловыми мелководными глинами, на которых залегают морские слюдистые пески и рыхлые песчаники с каолиновыми глинами, мощностью 30—50 м. Над ними находятся подстилающие бокситы палеоценовые глинистые известняки, мощность которых на юго-западном крыле района 25—40 м; к северо-востоку их мощность постепенно уменьшается, и они выкли-

ниваются. На них залегает бокситоносная толща мощностью 15—30, максимально 40 м.

После короткого перерыва в осадконакоплении на бокситоносной толще отложились тонкие слои болотных лигнитов или речных слоистых песков, за которыми следуют эоценовые мелководные морские глауконитовые пески, затем глины. Формация кончается среднеэоценовыми песками, после отложения которых местность поднялась. Это строение хорошо видно на геологических разрезах (рис. 40, 41). Мощность бокситоносной формации 150—200 м. Главным отличием от предыдущих месторождений является то, что здесь бокситоносная толща залегает не в основании формации, а посередине. Следовательно, и перерыв в осадкообразовании был значительно короче.

Характерные особенности глинисто-песчанистых формаций:

а) преимущественно глинистый, алевритистый и песчаный состав. За исключением единственного месторождения, карбонатные толщи полностью отсутствуют;

б) перерыв в осадконакоплении между бокситовой толщей и подошвой чрезвычайно длинен, поэтому бокситоносную толщу можно считать начальным членом формации;

в) на большинстве месторождений вся бокситоносная формация имеет континентальное развитие; всего на 6 из 21 месторождения кровля имеет трансгрессивный характер;

г) мощность бокситоносной формации нигде не превышает 300 м, а на многих месторождениях не достигает и 100 м.

3.9.4. Заключение

Основные характерные особенности осадкообразования в трех описанных бокситоносных формациях различны. В карбонатных формациях преобладает мелководное морское осадкообразование карбонатного характера. В углисто-глинисто-карбонатных бокситоносных формациях роль терригенных компонентов растет, и в глинисто-песчанистых бокситоносных формациях они господствуют; одновременно уменьшается доля морских фаций, и растет доля континентальных фаций. Полная мощность карбонатных формаций 1000—3000 м, углисто-глинисто-карбонатных — несколько меньше, а глинисто-песчанистых — только 100—300 м.

Среди карбонатных формаций чисто карбонатный подтип является крайним случаем, а загрязненный глинами и песками подтип уже представляет переход к углисто-глинисто-карбонатной бокситоносной формации.

Положение и состав бокситовых залежей зависят от характера вмещающей формации: в карбонатной формации они встречаются в нескольких горизонтах, прежде всего в чисто карбонатном подтипе. В углисто-глинисто-карбонатной формации карстовые бокситы всегда проявляются в виде единственного горизонта внутри формации. В глинисто-песчаной бокситоносной формации также всегда имеется только один бокситоносный горизонт, и он залегает в ее основании.

Залежи чисто карбонатных формаций являются самыми чистыми, они содержат наибольшее количество и лучшие бокситы. Чем выше доля терригенных компонентов в бокситоносной формации, чем их больше в бокситовых залежах, тем хуже качество бокситов. Это отражается и на распределении общего количества карстовых бокситов по бокситоносным формациям: карбонатные формации — 75%, углисто-глинисто-карбонатные — 15% и глинисто-песчанистые — 8%.

Залежи карстовых бокситов разделены нами на шесть типов исключительно по их строению и форме залегания. В то же время формации, к которым залежи приурочены, в свою очередь могут быть разделены на группы

по типам залежей: залежи средиземноморского и арьежского типов приурочены к карбонатным формациям, залежи тиманского типа — к углисто-глинисто-карбонатным и, наконец, казахстанские — к глинисто-песчанистым формациям. Всего три небольших месторождения представляют собой исключение. Залежи салентинского типа из-за их вторичной переотложенности не относятся ни к какой определенной формации. То же самое касается залежей тульского типа, которые имеют специфичные условия залегания и особый генезис, а по размерам незначительны. *Тип залежей в конечном итоге обусловливается бокситоносной формацией.* Строение залежей, следовательно, не случайно, а является органической частью хода геологического развития данной бокситоносной формации.

Следует отметить, что в толщах, к которым приурочены бокситовые залежи тихвинского типа, не проявляется никаких особенностей, чтобы можно было определить отдельную группу бокситоносных формаций. Иначе говоря, нельзя выделить отдельную бокситоносную формацию, которая характеризовала бы тихвинский тип залежей. Часть их можно отнести к углисто-глинисто-карбонатным, другую часть — к глинисто-песчанистым формациям. Не случайно, что залежи тихвинского типа встречаются поблизости от залежей тиманского или казахстанского типа, ведь они располагаются в одной и той же формации и даже могут иметь одинаковое стратиграфическое положение, как это подтверждается примером китайских месторождений.

4. ПЕТРОГРАФИЯ БОКСИТОВ

4.1. Классификация и количество сортов бокситов

4.1.1. Предшествующие классификации

Большое разнообразие сортов бокситов уже давно побудило исследователей разработать систему классификации бокситов в целях их лучшего обзора. До сороковых годов еще не имелось в распоряжении необходимых методов для точного определения минералогического состава бокситов, поэтому в то время классификация бокситов производилась на основании их *химического состава*.

Гаррассовиц [204] считал, что наилучшим образом сорта бокситов можно охарактеризовать молекулярным весовым отношением кремнезема и глинозема, которое он назвал коэффициентом Ki:

$$Ki = \frac{SiO_2, \text{ вес.}\%}{Al_2O_3, \text{ вес.}\%} \cdot 1{,}7$$

(фактор 1,7 необходим для пересчета весовых процентов в молекулярные). Он назвал *сиаллитом* породу, состоящую полностью из силикатов алюминия (каолинита), величина Ki которой равна 2,0. Другой конечный член серии, который, по его мнению, состоит в основном из гидратов алюминия, был назван им *аллитом*. Величина Ki аллита равна нулю. Между этими двумя крайними членами имеются переходные сорта пород — *аллитовые сиаллиты* и *сиаллитовые аллиты*. Количество гидратов Al и Fe в сиаллитах может доходить до 10%, в аллитовых сиаллитах — от 10 до 50%, а в сиаллитовых аллитах до 90—100%. Гаррассовиц называл *бокситами* только многогидратные аллиты, а *латеритами* — тригидратные. Это подразделение не внедрилось, в дальнейшем только названия «аллит» и «сиаллит» нашли применение, главным образом в советской литературе, и постепенно их содержание изменялось. Малявкин [293] назвал аллитами те породы, в которых преобладают свободные гидраты алюминия. Сиаллиты, по его мнению, родственные аллитам глинистые породы, которые содержат небольшое количество гидратов алюминия. Малявкин использовал коэффициент Гаррассовица в измененном виде, как Al_2O_3/SiO_2, и рассчитывал непосредственно в весовых процентах. Это отношение было названо им *модулем* или *кремневым модулем*. Границу между аллитами и сиаллитами он провел по модулю, равному 1,0. Применение кремневого модуля распространилось в советской литературе и широко используется до сих пор.

Вишняков [461] сохранил границу между *аллитами* и *сиаллитами* по *модулю 1,0*, но при значениях более 2,6 породу назвал бокситами. Таким образом, термин «аллит» относится к глинистым бокситам, содержащим больше кремнезема, чем бокситы. В таком же смысле применял названия «боксит» и «аллит» Горецкий [178]. По мнению Горецкого, боксит — это порода, имеющая модуль выше 2,6 и содержащая более чем 28% Al_2O_3. Границей между аллитами и сиаллитами он считал модуль 0,87. Кривцов [270], наоборот, сиаллитом назвал породу с модулем 0,85—1,0, а аллитом — с моду-

лем 1,0—2,1 и бокситом, если модуль выше этого значения. Совместно сиаллиты и аллиты он назвал *бокситовыми породами*. С его точки зрения, эти породы являются переходными между бокситами и глинистыми породами.

Бушинский [88] предложил использовать эти термины по первоначальному смыслу Гаррассовица со следующими предельными значениями: сиаллиты при модуле $<1,0$, аллитовые сиаллиты при модуле 1,0—2,0, сиаллитовые аллиты при модуле 2,0—2,3 и аллиты при модуле $>2,3$. Термин «боксит», по его мнению, следует использовать исключительно для руд алюминия, пригодных для промышленного использования.

В тридцатые годы в западной литературе на первый план выдвинулась химическая классификация де Лаппарана [277]. Он разработал две классификации: одну — по кремневому модулю, другую — по содержанию железа. По кремневому модулю он различал:

Боксит мегаалюминиевый	$Al_2O_3/SiO_2 > 20$
Боксит алюминиевый	$Al_2O_3/SiO_2 = 10—20$
Боксит кремниевый	$Al_2O_3/SiO_2 = 4—10$
Боксит мегакремниевый	$Al_2O_3/SiO_2 < 4$

По содержанию железа:

Боксит микрожелезистый	$Fe_2O_3 < 10\%$
Боксит железистый	$Fe_2O_3 = 10—25\%$
Боксит мегажелезистый	$Fe_2O_3 > 25\%$

Предельные значения Лаппарана основаны на изучении французских бокситов.

Педро [354] предложил геохимическую классификацию по процентному содержанию в породе свободного алюминия, т. е. находящегося в гидратной форме, и связанного, т. е. находящегося в алюмосиликатной форме:

Порода	Содержание свободного Al_2O_3, %	*Ki*
Боксит	70—100	0,0—0,6
Глинистый боксит	50—70	0,6—1,0
Бокситовая глина	20—50	1,0—1,6
Глина	< 20	1,6—2,0

Новые минералогические методы исследований, появившиеся в 40-е и 50-е годы, главным образом рентгеновские и термические, позволили принять за основу для классификации бокситов их количественный минеральный состав. Первая классификация такого рода была предложена Конта [261] в форме треугольной диаграммы (рис. 62). В трех углах диаграммы поставлены наиболее важные группы минералов бокситов: гидроокиси алюминия; гематит и гидроокиси железа; глинистые минералы. Геометрический принцип классификации Конта дает хороший обзор, но не разграничивает переходные сорта бокситовых пород, попадающих в центр диаграммы. Такой геометрический характер носит и классификация Валетон [457] (рис. 63), в которой выделено больше типов пород, но центральное поле бокситов переходного состава также не разграничено.

Главная ошибка обеих классификаций заключается в том, что авторы не приняли во внимание фактического количества типов бокситов, встречающихся в природе. Их классификации логичны, но представляют собой умозрительные системы, не имеющие непосредственной связи с природой. Поэтому в 1964 г. нами была предложена классификация, основанная на распространенности бокситовых пород. Мы сохранили три главные мине-

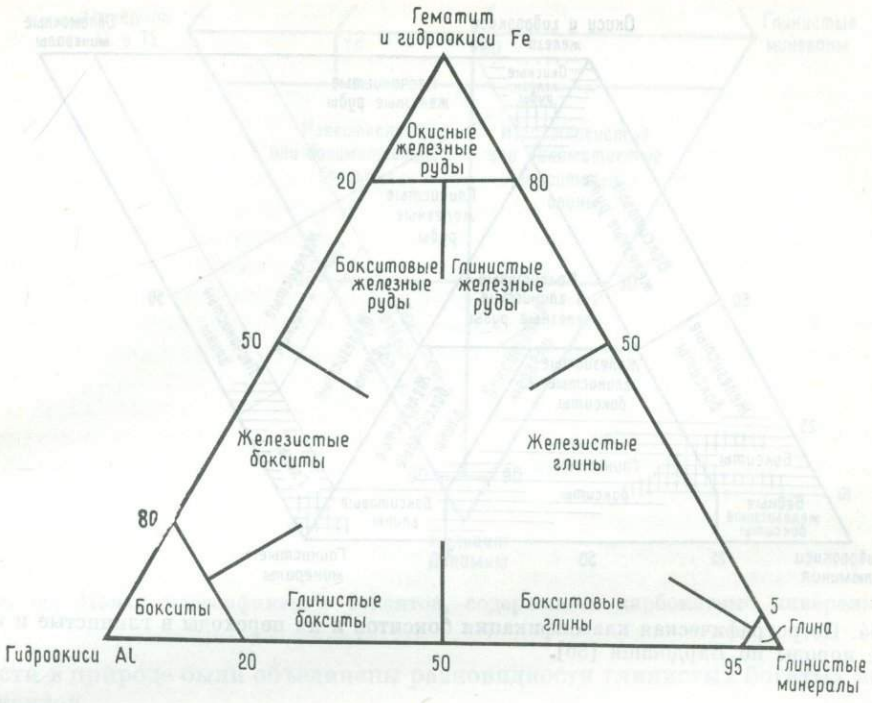


Рис. 62. Петрографическая классификация бокситов по Конта [261].

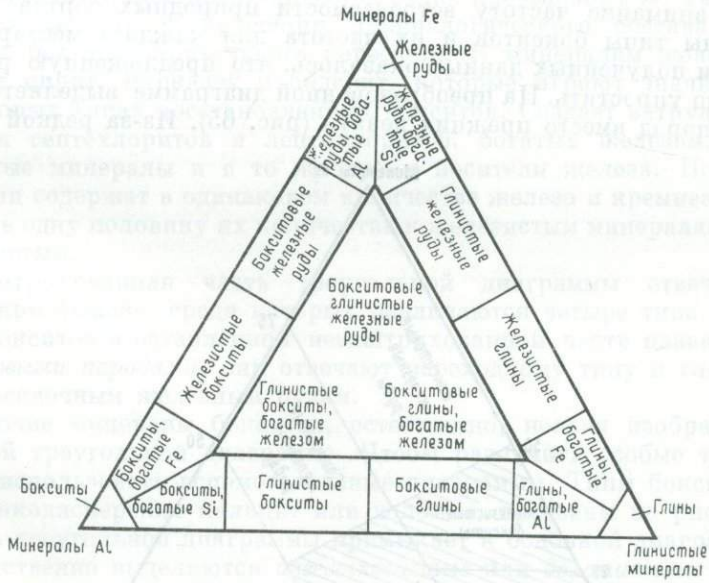


Рис. 63. Петрографическая классификация бокситов по Валетон [457].

ральные группы треугольной диаграммы Конта и Валетон, но при разграничении не стремились к формированию правильных геометрических фигур (рис. 64). Приложенный к диаграмме треугольник служит для показа связи с глинистыми и обломочными осадочными породами.

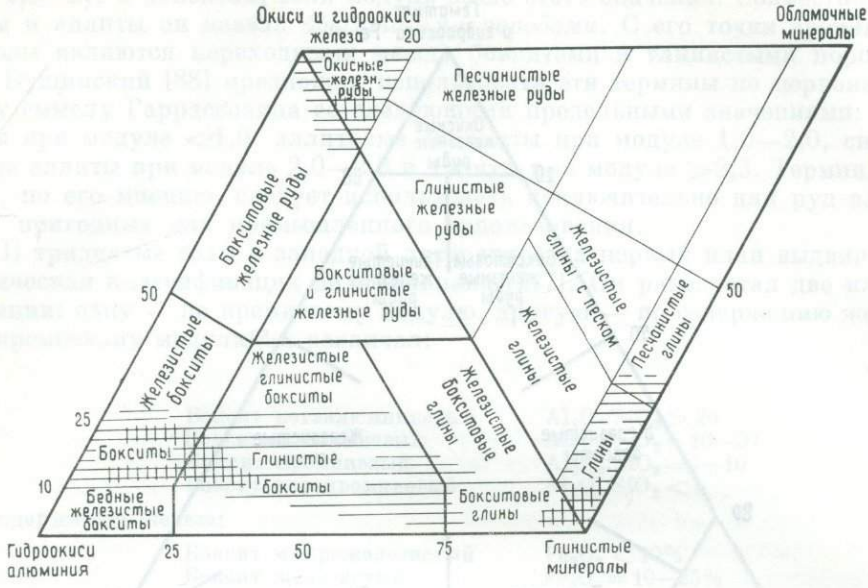


Рис. 64. Петрографическая классификация бокситов и их переходы в глинистые и железистые породы по Бардошши [36].

4.1.2. Предлагаемая новая классификация

В ходе работы над данной книгой мы старались еще в большей мере принять во внимание частоту встречаемости природных сортов бокситов. Были оценены типы бокситов и их частота для каждого месторождения. На основании полученных данных оказалось, что предложенную ранее диаграмму можно упростить. На преобразованной диаграмме выделяется только семь сортов пород вместо прежних девяти (рис. 65). Из-за редкой встречае-

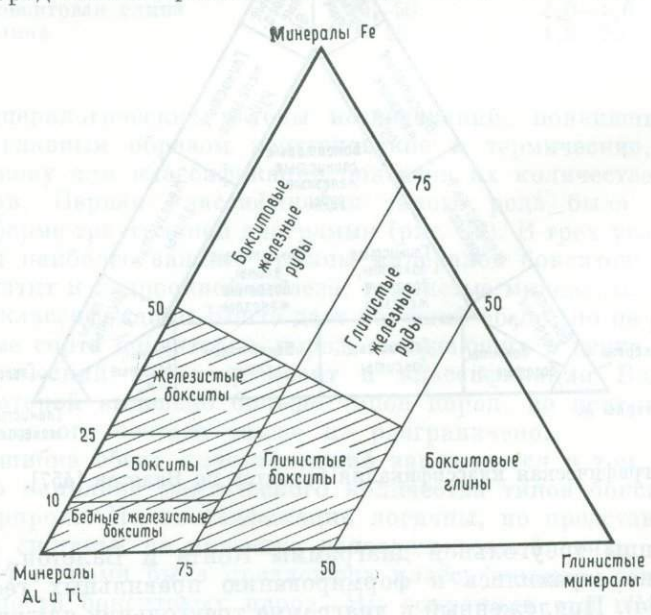


Рис. 65. Новая классификация бокситов.

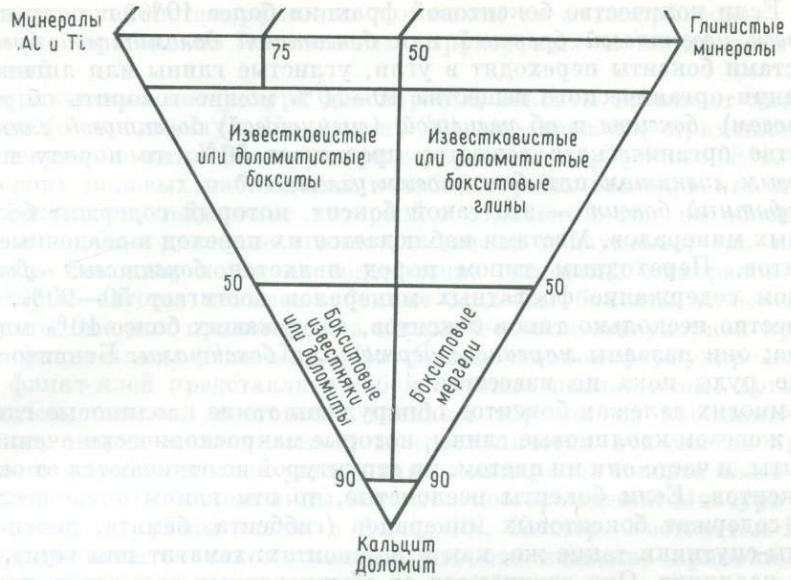


Рис. 66. Новая классификация бокситов, содержащих карбонатные минералы.

мости в природе были объединены разновидности глинистых богатых железом бокситов.

При расчетах минералов гидроокиси и окиси алюминия объединяются с анатазом и рутилом. Эти минералы генетически тесно связаны с минералами алюминия, их совместное количество редко превышает 3%. Такое изменение дает возможность изображения минералогического состава большинства бокситов без предварительного пересчета. К минералам железа были причислены пирит, марказит и сидерит, которые играют значительную роль в некоторых типах восстановленных бокситов. Создает затруднения идентификация септехлоритов и лептохлоритов, богатых железом, так как это глинистые минералы и в то же время носители железа. Поскольку чаще всего они содержат в одинаковом количестве железо и кремнезем, правильно относить одну половину их количества к железистым минералам, а другую — к глинистым.

Заштрихованная часть треугольной диаграммы отвечает бокситам в широком смысле, среди которых различаются четыре типа бокситов. Три сорта бокситов в оставленной незаштрихованной части названы обобщенно *бокситовыми породами*, они отвечают переходному типу к глинистым породам и осадочным железным рудам.

Прочие минералы бокситов, естественно, нельзя изобразить на единственной треугольной диаграмме. Чтобы различить особые типы бокситов, нужно использовать вспомогательные диаграммы. Типы бокситов, содержащих тонкодисперсные кальцит или доломит, показаны на рис. 66. Верхняя сторона треугольной диаграммы примыкает к основной диаграмме (рис. 65). Соответственно выделяются *известковистые* или *доломитовые бокситы* и *известковистые бокситовые* или *доломитовые бокситовые глины*. Если количество кальцита или доломита в породе превышает 50%, то она называется *бокситовым известняком*, *бокситовым доломитом* или *бокситовым мергелем*. При содержании кальцита или доломита более 90% определение «бокситовый» отпадает.

На некоторых месторождениях встречаются такие известковые, или доломитовые, брекчии, цементом в которых служит боксит или глинистый

боксит. Если количество бокситовой фракции более 10%, породу называем *бокситовой известковой брекчией* или *бокситовой доломитовой брекчией*.

Местами бокситы переходят в угли, углистые глины или лигниты. При содержании органического вещества 10—50% можно говорить об *углистом* (*лигнитовом*) *боксите* и об *углистой* (*лигнитовой*) *бокситовой глине*. Если количество органического вещества превышает 50%, то породу называют *бокситовым лигнитом* или *бокситовым углем*.

Фосфатный боксит — это такой боксит, который содержит более 10% фосфатных минералов. Местами наблюдается их переход в осадочные залежи фосфоритов. Переходным типом пород является *бокситовый фосфорит*, в котором содержание фосфатных минералов достигает 50—90%.

Известно несколько типов бокситов, содержащих более 10% минералов марганца; они названы *марганецсодержащими бокситами*. Бокситовые марганцевые руды пока не известны.

На многих залежах бокситов обнаружены такие каолиновые глины или богатые железом каолиновые глины, которые макроскопически очень похожи на бокситы, и часто они ни цветом, ни структурой не отличаются от окружающих бокситов. Если бокситы неслоистые, то эти глины тоже неслоистые. Они не содержат бокситовых минералов (гиббсита, бёмита, диаспора), но минералы-спутники такие же, как и в бокситах: гематит или гётит, анатаз, рутил и каолинит. Они отличаются от обыкновенных глинистых пород тем, что содержат только незначительное количество обломочных минеральных зерен (кварц, полевые шпаты, серицит). Изучением такого типа глин занимался Перине [359], который назвал их *псевдобокситами*. Судя по их минералогическому составу, они не выделяются в самостоятельный тип пород, их можно отнести к глинам или к глинам, богатым железом. Вследствие их петрографических свойств и тесной генетической связи с бокситовыми залежами мы считаем необходимым их выделение в качестве литофациального типа с названием *бокситоподобные глины*.

Бокситовые породы промежуточного состава, переходящие в другие осадочные породы, неизвестны. В отдельных бокситовых залежах, в песчаных и грубообломочных слоях кровли, встречаются обломки бокситов различного размера. Однако эти слои образовались вследствие вторичного механического перемешивания и поэтому их нельзя считать переходными к бокситам.

Хотя существует теория, согласно которой бокситы возникли из пирокластитов, однако карстовые бокситовые пирокластитовые породы неизвестны. Мы не знаем и кремнистых бокситовых пород, а предположение о существовании бокситовых соляных пород — геологическая несуразность.

Наконец, хотелось бы высказать наше мнение относительно некоторых других названий и классификаций.

Шнейдерхён [390] выделил типы бокситов по главным минералам алюминия: он назвал диаспоровый боксит *диаспоритом*, бёмитовый боксит — *бёмититом*, а гиббситовый боксит — *гиббсититом*. Это разделение не получило широкого применения, потому что загромоздило бы и без того сложную и противоречивую номенклатуру лишними новыми названиями, тем более что эти названия определяют только чистые типы бокситов, в природе же главные минералы бокситов очень часто встречаются вместе, и это делает невозможным применение подобной классификации.

Ёнай [333] предлагал называть слабометаморфизованные, главным образом диаспоровые, бокситы *диаспоритом*, а все неметаморфизованные типы бокситов, независимо от содержания минералов алюминия,— *бокситами*. Принятие этого предложения вызвало бы недоразумения, ведь один и тот же диаспоровый боксит, если он не метаморфизован, называли бы бокситом, а если метаморфизован — диаспоритом. А решать вопрос, в каком

случае боксит слабометаморфизован и в каком не метаморфизован, можно только после проведения тщательных структурных и минералогических исследований.

В американской литературе диаспоровые бокситы называют диаспоровой глиной (diaspore clay). По Аллену [6], это название применяется на месторождениях бокситов Миссури при содержании Al_2O_3 более 68%. На основании своих полевых наблюдений и лабораторных исследований мы считаем их бокситами, выделение которых в отдельный тип не обосновано. Впрочем, и вообще название «глина» вызывает недоумение, так как это очень чистые бокситы, почти не содержащие глинистых минералов.

Некоторые авторы называют бедные железом бокситы и бокситовые глины, пригодные для применения в керамической и огнеупорной промышленности, флинт-клеем (flint-clay). По первоначальной формулировке Грима [185], флинт-клей представляет собой плотные непластичные аргиллиты с раковистым изломом, состоящие главным образом из каолинита. Они не содержат кварца и халцедона и макроскопически похожи на кремень (flint). В этом определении нет упоминания о минералах боксита или о бокситовых признаках. Некоторые типы бокситов месторождений Миссури действительно называют флинт-клеем, а Аллен [6], Келлер, Уэсткотт и Бледсо [233b] придерживаются такого мнения, что это название применимо для промышленности.

Белые, бедные железом бокситы и бокситовые глины месторождения Мактеш-Рамон в Израиле также называют флинт-клеем, если среднее содержание Fe_2O_3 менее 1,5% (Слеткин, Хеллер [403]). Немец и Варью [319] назвали флинт-клеем бокситовые и бокситоподобные глины, залегающие в окрестностях Пилишвёрёшвар (Венгрия). По мнению авторов, характерные черты флинт-клея следующие: твердость, тонкозернистость (меньше 2 мкм), раковистый излом, белый или красный цвет, состав (главным образом каолинит и небольшое количество минералов алюминия и гематита).

Нами исследовались типичные пробы флинт-клея из Пилишвёрёшвара, Миссури и Мактеш-Рамона макроскопически и микроскопически. Установлено, что эти пробы не отличаются от других карстовых бокситов; без всяких сомнений, их можно причислить к вышеупомянутым типам бокситов. Мы считаем возможным использовать название *флинт-клей* в прикладной геологии при оценке залежей глин для керамической и огнеупорной промышленности, но как термин в геологии бокситов считаем неправильным.

Наконец, мы хотели бы подчеркнуть, что предложенная нами классификация бокситов носит научный характер. В промышленной практике вместо термина *боксит* лучше употреблять *руда алюминия*. Кондиции для руд алюминия меняются в зависимости от страны и от времени, от развития технологии переработки руд и от спроса и предложения.

4.1.3. Частота встречаемости сортов бокситов

На основании литературных данных, полевых наблюдений и лабораторных исследований мы оценили частоту отдельных типов бокситов по месторождениям. Полученные данные приведены в приложении 2. Хотим подчеркнуть, что это приближенные оценочные данные, которые в первую очередь выражают степень распространенности отдельных типов пород.

Затем была вычислена частота отдельных типов пород, взвешенная по количеству бокситов и отнесенная к общему количеству карстовых бокситов (в %).

Преобладающее большинство карстовых бокситов можно изобразить на треугольной диаграмме, показанной на рис. 65. Большая часть бокситов располагается не около пика минералов алюминия, как это отмечалось

Собственно бокситы	39
Бокситы, бедные железом	4
Бокситы, богатые железом	9
Глинистые бокситы	20
Всего бокситов	72
Бокситовые железные руды	2
Глинистые бокситовые железные руды	3
Бокситовые глины	14
Бокситоподобные глины	6
Прочие необычные сорта бокситов	3
Итого	100

Конта и Валетон, а ближе к минералам железа. Бокситы, содержащие от 10 до 25% минералов железа, наиболее распространены в природе, следовательно, они-то и являются настоящими типичными бокситами.

Бокситы, как правило, переходят в глинистые породы. Заслуживает внимания следующая закономерность: глинистых бокситов еще 20%, бокситовых глин 14%, а бокситоподобных глин только 6%. Подобное убывание происходит и в сторону осадочных руд железа: частота бокситов, богатых железом, 9%, а частота бокситовой железной руды только 2%. Почти три четверти залежей (72%) карстовых бокситов состоит из бокситов в широком смысле, а бокситовые породы переходного характера представляют только одну четверть их суммарного количества. Естественно, это только среднее значение, от которого состав отдельных месторождений может отличаться в большей или меньшей степени.

Обобщая данные, собранные в приложении 2, мы пришли к заключению, что петрографическое строение отдельных залежей аналогично строению залежей на месторождениях главных типов.

Собственно бокситы наиболее распространены в залежах средиземноморского типа, особенно на месторождениях, находящихся в чисто карбонатных формациях. Так, на больших месторождениях Карибского моря доля этих бокситов достигает в среднем 60%, в Эллинидах 30—70%, в Динаридах 30—75%, на острове Реннелл ровно 90%. Последнее значение — самая большая доля собственно бокситов в одном месторождении. На месторождениях, образованных в менее чистых карбонатных формациях, содержание собственно бокситов меньше. Например, в Южной Франции доля этих бокситов 25—55%, а в Задунайском Среднегорье в Венгрии 10—50%.

Для всех остальных типов залежей доля собственно бокситов гораздо меньше: в арьежском типе — 10—25%, тиманском — 3—20%, казахстанском — 0—20%. На двух проявлениях последнего типа (западная часть Прибрежной Равнины и Миссури в США) вообще нет собственно бокситов; они отсутствуют и в залежах тульского типа. В залежах салентинского типа их количество колеблется от 5 до 20%, за исключением месторождения Яйце-Барачи в Югославии, где собственно бокситы составляют 50%. При описании залежей уже упоминалось о том, что это месторождение является переходным между салентинским и средиземноморским типом, что и отражается в исключительно большой доле чистых бокситов.

Бокситы, бедные железом. Частота их гораздо меньше, чем частота собственно бокситов, в среднем среди карстовых бокситов она составляет всего 4%. Наибольшего относительного значения, почти 20%, она достигает в залежах тульского типа, затем в залежах тиманского типа. На всех 14 месторождениях этого типа встречаются бедные железом бокситы в количестве 5—20%. Заслуживает внимания то, что на Южно-Тиманском месторождении имеется больше бедных железом бокситов (20%), чем собственно бокситов (5%). Средиземноморский тип залежей в этом отношении характе-

ризуется относительно большим разнообразием. Из 145 месторождений этого типа в 57 неизвестны бедные железом бокситы, а на остальных, за некоторым исключением, они составляют от 2 до 15%. На нескольких месторождениях эти бедные железом бокситы проявлены в значительном объеме, например на месторождении Надрт в Словении они составляют 40%.

В Венгрии месторождение Надьхаршань содержит 20% таких бокситов, Гант и Нежа — 10%, остальные — 2—5%. В залежах месторождений Халимба и Надьедьхаза до сих пор не обнаружено бедных железом бокситов.

Незначительную роль играют бедные железом бокситы в арьежском типе залежей, где на двух месторождениях они совсем отсутствуют, а на двух составляют только 5—10%. Аналогичное положение наблюдается на месторождениях казахстанского типа. Из 20 месторождений этого типа 11 не содержат бедных железом бокситов, на остальных их количество не превышает 5%. Только два месторождения, в Миссури и в Провинции Долин и Хребтов в США, представляют исключение из этого правила. Бедные железом бокситы составляют здесь 10—20%, в то же время на этих месторождениях мало собственно бокситов, на месторождениях Миссури они даже совсем отсутствуют. На пяти месторождениях салентинского типа бедные железом бокситы неизвестны.

Бокситы, богатые железом. Частота появления больше, чем бедных, в среднем на 9%. Средние значения по отдельным месторождениям незначительно отклоняются от этой цифры, в большинстве случаев на 5—20%. Из 191 месторождения карстовых бокситов на 38 до сих пор не встречено богатых железом бокситов и только на 7 из них их доля превышала 20%. Отклонения по отдельным залежам несколько меньше.

На месторождениях салентинского типа богатые железом бокситы составляют 5—25%. На месторождениях казахстанского типа содержание богатых железом бокситов тоже относительно высокое (10—20%), за исключением месторождений юго-восточной части США и Миссури. На большинстве месторождений средиземноморского типа частота этого сорта бокситов колеблется от 5 до 15%, а на некоторых месторождениях значительно повышается (Гребничка-Планина в Югославии — 45%, Йезд в Иране — 40%, остров Эвбея — 40%, Элеусис — Мандра и Мегара в Греции — 30%; остров Ниуэ — 30%, Лангшон, Каобанг во Вьетнаме — 25%).

На месторождениях тиманского типа обнаружено не более 10% богатых железом бокситов, а на месторождениях арьежского типа в среднем 5—10%. Наконец, в залежах тульского типа совсем отсутствуют богатые железом бокситы.

На большинстве венгерских месторождений содержание богатых железом бокситов составляет 5—10%. Менее всего (2%) имеется их на месторождении Надьхаршань, а более всего (20%) — на месторождении Надьедьхаза.

Бокситовая железная руда играет подчиненную роль в карстовых бокситах, средняя частота проявления 2%, распространение *глинистой бокситовой железной руды* несколько больше — 3%. Эти два сорта пород обычно встречаются вместе. Самое большое их содержание известно на турецком месторождении Паяс — Исляхие, где количество бокситовой железной руды оценивается в 20%, а глинистой бокситовой железной руды — в 40%. Следовательно, эти два сорта пород вместе составляют большую часть пород месторождения.

На всех остальных месторождениях их количество значительно меньше, редко более 30%. Их частота в отдельных залежах также практически не превышает 30%. Самую большую роль они играют в залежах казахстанского типа, где встречаются на большинстве месторождений. Совместное их содержание составляет от 15 до 30% на Чадобецком месторождении и месторожде-

ниях Енисейского кряжа, на остальных месторождениях — от 10 до 15%. На месторождениях тиманского типа в Китае они повсеместно распространены: количество бокситовой железной руды 5—10%, а глинистой бокситовой железной руды 5—15%.

Эти типы бокситовых пород отсутствуют на большинстве месторождений средиземноморского типа. Наиболее заметную роль они играют, как уже упоминалось выше, на месторождении Паяс — Исляхие, а также на месторождениях Гребничка-Планина в Югославии (бокситовой железной руды 5% и глинистой бокситовой железной руды 5%) и Бокан (0 и 10%) и Керман (10 и 10%) в Иране. На основании небольшого количества данных, имеющихся в нашем распоряжении, можно утверждать, что месторождения Афганистана, Памира и Кампучии (Сисопхон — Баттамбанг) относительно обогащены этими двумя типами пород. На месторождениях Венгрии нет ни бокситовых железных руд, ни глинистых бокситовых железных руд.

Средняя доля *глинистых бокситов* в карстовых бокситах составляет 20%. Этот тип бокситов имеет наибольшее распространение, неизвестен он лишь на месторождениях групп островов Луайоте, Фиджи, Тонга в Тихом океане. Частота встречаемости почти одинакова для отдельных типов залежей. На большинстве месторождений содержание глинистых бокситов колеблется от 10 до 30% и только на 19 месторождениях равно 40—50%. На венгерских месторождениях наибольшее количество глинистых бокситов имеется в Альшопере (40%). Глинистые бокситы месторождения Биела-Поляна в Югославии бедны железом. Оно является самым значительным рудопроявлением бедных железом глинистых бокситовых пород. В югославской литературе этот тип упоминается как бедный железом, или «белый», боксит, на самом деле эти породы являются глинистыми бокситами.

Среднее количество *бокситовых глин* 14%. Как и глинистые бокситы, они широко распространены. Они неизвестны только на вышеупомянутых месторождениях Тихого океана. Здесь распознаются некоторые особенности различных типов залежей. Так, например, наименьшее количество бокситовых глин известно на месторождениях средиземноморского типа, приуроченных к чисто карбонатным формациям, например: в Динаридах 5—10%, в Средней Греции 5—10%, на Урале 10—20%. На остальных месторождениях средиземноморского типа они встречаются преимущественно в количестве 10—30, реже 40%. На венгерских месторождениях наибольшее количество бокситовых глин обнаружено на Альшопере и Нежа (30%), а на остальных — только 10—20%.

Несколько небольших месторождений средиземноморского типа в Карибском море состоят главным образом из бокситовых глин (остров Кайман — 90%, Багамские острова — 70% и Пуэрто-Рико — 50%). Заслуживает внимания то, что на расположенных недалеко от них больших бокситовых месторождениях Ямайки, Гаити и Доминиканской Республики количество бокситовых глин составляет только 10—15%.

Количество бокситовых глин на месторождениях тиманского типа 30—40%, тульского типа — около 40%.

Среднее содержание *бокситоподобных глин* в карстовых бокситах равно 6%. На месторождениях, приуроченных к чисто карбонатным формациям средиземноморского типа, как правило, они не обнаружены, на остальных месторождениях, в том числе и на венгерских, их содержание составляет 3—10%. На месторождениях тиманского и арьежского типов они составляют 10—20%, на казахстанских 10—30%. Наибольшее их количество имеется в залежах салентинского типа (10—40%), что легко объясняется вторичным переотложением.

Известковистые и доломитовые бокситы редко встречаются, они составляют всего 0,6% общего количества карстовых бокситов.

Известковистые бокситы имеют большее распространение, они известны на 18 месторождениях. Их количество обычно колеблется от 2 до 10%, только на месторождении ордовикского возраста вблизи Целинограда оно достигает 50%, а на месторождении Ла-Буасьер в Южной Франции — 25%. На североуральских и на иранских месторождениях вблизи Шираза наряду с известковистыми бокситами было обнаружено около 5% доломитовых бокситов.

Доломитовые бокситы известны до сих пор только на трех месторождениях. На месторождениях Халимба и Надьедьхаза-Мань их доля достигает 10%. Наконец, проведенными лабораторными исследованиями пород с острова Скопелос обнаружены доломитовые бокситы в 10% проб. Однако генетическое положение и условия залегания этих доломитовых бокситов еще не выяснены.

Бокситовые известняки, доломиты и мергели встречаются гораздо реже, чем вышеназванные породы; они составляют не более 0,1% общего количества карстовых бокситов. До сих пор они были найдены на 7 месторождениях совместно с известковыми и доломитовыми бокситами. Доля этих пород не превышает 10% ни на одном месторождении.

Бокситовые доломиты до сих пор известны только в бассейне Халимба и на острове Скопелос. *Бокситовые мергели* были описаны исключительно на Северном Урале. *Бокситовые известняки* были найдены на Бердско-Обуховском, североуральских и целиноградских месторождениях в СССР, на месторождениях Ла-Буасьер во Франции и Унтерлаусса в Австрии. Они располагаются преимущественно в самой верхней части залежи и представляют собой переход к перекрывающим их карбонатным породам там, где кровля имеет согласное залегание с бокситами.

Известковые брекчии с бокситовым цементом составляют около 0,4% карстовых бокситов. Они известны всего на 10 месторождениях, принадлежащих к средиземноморскому типу залежей. На южно-, средне- и североуральских, туркестанских, букантайских и тамдытайских месторождениях и Бердско-Обуховском месторождении они находятся в форме «подрудных брекчий» и составляют не более 5% всего количества пород месторождений. В разделе 3.2.3.4 уже говорилось о них. Собственно говоря, они являются псевдобрекчиями, образовавшимися за счет карстования пород подошвы (рис. 33).

В противоположность этим остальные 5 месторождений содержат настоящие боксит-известковые брекчии. Их количество достигает максимального значения в залежах вблизи Петровичей и Велимле в Черногории, Югославия, где по полевым наблюдениям их количество нами оценено в 20%. В красных бокситах, главным образом в их верхней части, обнаружены угловатые или едва окатанные куски известняков размером от 5 до 20 см и более, расположенные тесно один к другому и параллельно слоистости.

Известковые брекчии с бокситовым цементом найдены в Италии на месторождениях Абруцци и Кампании, на выклинивающихся краевых частях залежей Унтерлаусса в Австрии. Этот тип пород встречается в трех горизонтах сеноманских бокситовых залежей Западного Тавра в Турции [334].

Углистые (*лигнитовые*) *бокситы* и *углистые* (*лигнитовые*) *бокситовые глины* составляют 1,8% карстовых бокситов. Названные типы пород найдены на 23 месторождениях. Максимально они проявлены в залежах тиманского типа, но их доля даже и здесь не превышает 10%. Из 14 месторождений, принадлежащих к этому типу, они встречаются в семи. На шести китайских месторождениях в самой верхней части залежей и вдоль углистых прослоев установлены углисто-бокситовые глинистые сланцы. На Южно-Тиманском месторождении углисто-бокситовые глины залегают непосредственно под кровлей, представленной углями и углистыми глинами [196].

На 10 месторождениях средиземноморского типа они найдены главным

образом непосредственно под кровлей, представленной углями и углистыми глинами. Углистые бокситы в максимальном количестве отмечены на месторождении Соходол-Цимпени в Румынии (около 10%), где самая верхняя часть залежей состоит из черных углисто-бокситовых глинистых сланцев [345]. На месторождении Бриньоль во Франции бокситы местами постепенно переходят в вышележащие угли. В верхней части девонских залежей Северного Урала были выявлены *битуминозные бокситы*, в которых содержание органического вещества достигает 12% [193].

На месторождениях Венгрии обнаружены углисто-бокситовые глины (1—2%), приуроченные непосредственно к кровле, представленной бурыми углями или углистыми глинами. Внутри бокситового тела были найдены небольшие лигнит-бокситовые прослойки только в залежи Багойхедь Гантского месторождения (Кишш, Вёрёш [253]).

В шести месторождениях казахстанского типа известны такие типы пород. Внутри бокситовой свиты они размещаются преимущественно над отдельными бокситовыми телами. По Кирпалю [241, 244], на Аркалыкском месторождении эта порода черного цвета, легкая, сажистая и имеет лигнитоподобный характер. Тюрин [440] описал лигнито-бокситовые глины на Муго-джарском и Талдык-Ащисуйском месторождениях, залегающие под главным бокситовым телом, мощностью 1—12 м.

До сих пор не были найдены углистые бокситы на месторождениях арьежского, салентинского и тульского типов.

Фосфатные бокситы являются еще более редкими породами, чем вышеописанные. Они составляют не более 0,1% всех карстовых бокситов и были обнаружены только на месторождениях островов Луайоте, Фиджи и Тонга в Тихом океане, но в значительном количестве (20—50%). По устному сообщению Гзелла (1971), на островах Лау, относящихся к группе островов Фиджи, фосфатные бокситы переходят в *бокситовые фосфориты*.

Марганецсодержащие бокситы известны до сих пор лишь на одном месторождении Бедарьё во Франции. В верхней части здешних залежей повышается количество минералов марганца, но оно редко превышает 10%, а максимальным считается содержание 15%. Марганцевые бокситы можно определить в ходе полевых наблюдений по блеклому, серовато-бурому цвету. На основании личных полевых наблюдений мы считаем, что этот тип бокситов составляет не более 1—2% всего месторождения.

4.2. Размер минеральных зерен в бокситах

Отдельные зерна минералов в большинстве разновидностей карстовых бокситов имеют размер менее 1 мкм, реже размер их колеблется от 1 до 100 мкм, а зерна большего размера обнаружены только в метаморфизованных бокситах. Для исследования распределения и морфологии зерен размером менее 1 мкм лучше всего использовать электронный микроскоп. Зерна размером более 1 мкм можно исследовать с помощью электронного микрозонда и в шлифах.

О фактическом гранулометрическом составе бокситов в литературе почти ничего не известно. Сорта бокситов Венгрии в первую очередь изучались Аркоши [14], и ею был разработан метод определения размера зерен по электронно-микроскопическим снимкам. Проба боксита диспергируется в воде. Во избежание образования пленки (сгустка) проба наносится на опору препарата относительно жидкой. При съемке нужно измерять наибольший размер (длину) зерна, попадающего в плоскость съемки, и размер его в перпендикулярном к этой длине направлении (ширину). Перпендикулярный

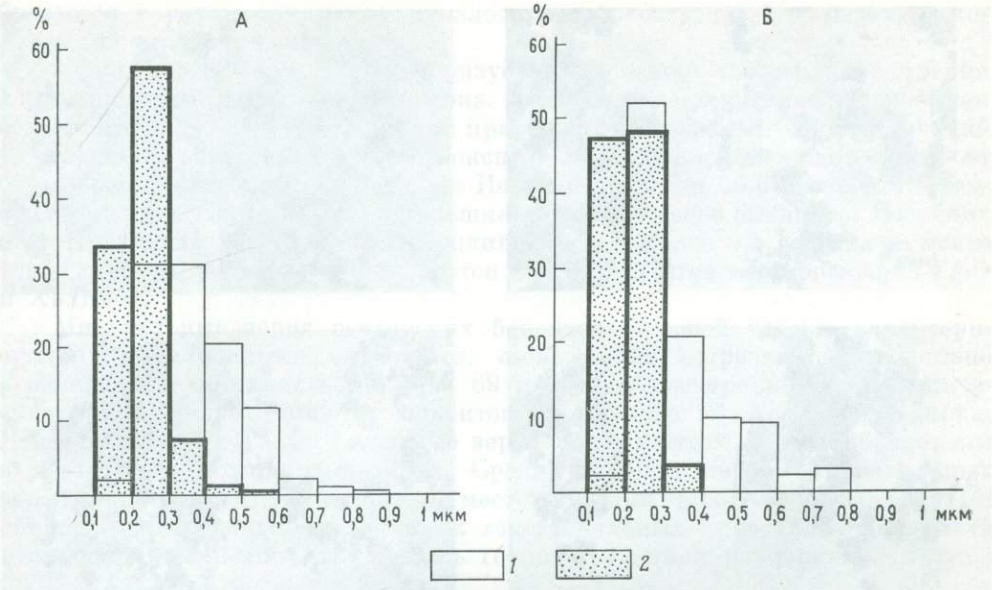


Рис. 67. Гранулометрический состав двух образцов боксита.

Измерения выполнены на электронном микроскопе. *А* — месторождения Искасентдьёрдь, залежь Йожеф; *Б* — месторождение Ньирад, залежь Дюльт-Ньиреш VII. *1* — длина зерен; *2* — ширина зерен.

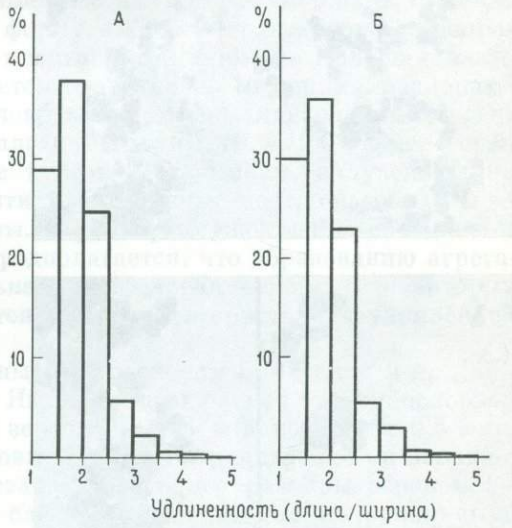


Рис. 68. Удлиненность зерен боксита.

Образцы те же, что на рис. 67.

к плоскости съемки размер (толщину) можно только оценить. Для того чтобы определения были достаточно представительными, требуется произвести 600—1000 измерений в одной пробе. Для типичных проб нашей коллекции бокситов такие измерения на электронно-микроскопических снимках были выполнены Аркоши; пользуюсь случаем выразить ей глубокую благодарность за оказанную помощь.

На рис. 67 показаны размеры зерен, полученные Аркоши, в пробах типичных бокситов месторождений Искасентдьёрдь и Ньирад в Венгрии. На этих двух месторождениях размеры зерен минералов приблизительно одинаковы, чаще всего наблюдается длина 0,2—0,3 мкм и ширина 0,1—

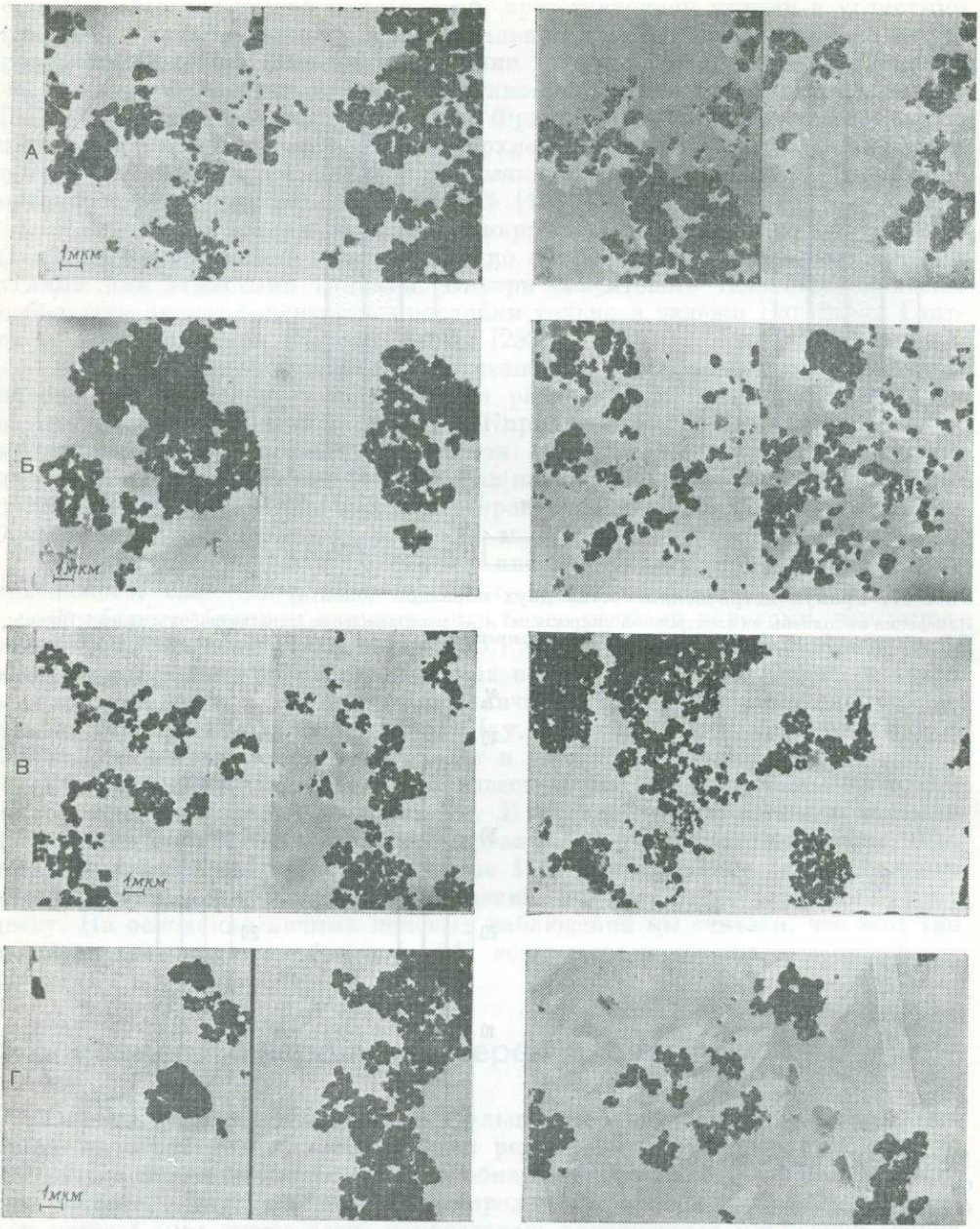


Рис. 69. Электронно-микроскопические снимки типичных венгерских бокситов (данные Аркоши).

А — месторождение Ньирад, залежь Дюльё-Ньиреш VII; *Б* — месторождение Халимба, залежь Маломвёльдь XI; *В* — месторождение Искасентдьёрдь, залежь Йожеф II; *Г* — месторождение Гант, залежь Уйфелтараш.

0,2 мкм. Наиболее частая толщина 0,1—0,3 мкм. Гранулометрический состав зерен чрезвычайно постоянен. Зерна размером более 0,6 мкм встречаются редко, а зерен крупнее 0,9 мкм вообще нет.

Подобные данные были получены и для других венгерских месторождений — Халимба и Гант. Постоянство гранулометрического состава зерен

бросается в глаза, так как минералогический состав этих четырех месторождений весьма различен.

Удлиненность зерен характеризуется численно частным от деления длины на ширину для каждого зерна. Чем больше полученное частное, тем больше вытянуто зерно. На рис. 68 приведены гистограммы частот значений удлиненности зерен для двух проб бокситов. Удлиненность меньше двух имеют 67% зерен бокситов месторождения Искасентдьёрдь и 66,6% зерен ньирадских бокситов. Следовательно, большинство зерен менее вытянуто. На обоих месторождениях частота зерен с удлиненностью более 3,5 составляет менее 1%. Такие же результаты получаются и для бокситов месторождений Гант и Халимба.

Минеральные зерна венгерских бокситов большей частью характеризуются неправильными контурами, лишь редко встречаются правильно ограниченные кристаллы. На рис. 69 показаны электронно-микроскопические снимки проб типичных бокситов месторождений Халимба, Ньирад, Искасентдьёрдь и Гант. Отдельные зерна в препаратах обычно объединены в агрегаты переменного размера. Среди преимущественно неправильных зерен бокситовых глин венгерского месторождения Черсегтомай Аркоши [14] обнаружила несколько правильных гексагональных кристаллов каолинита размером около 1 мкм. Но и здесь господствующими размерами являются 0,2—0,1 мкм.

Как нам известно, наименьшими размерами зерен характеризуются четвертичные бокситы на островах Тихого океана. При исследованиях под электронным микроскопом Терсинье [435] обнаружил, что бокситы на острове Лифу содержат бёмитовые и гиббситовые кристаллы размером 0,03 × 0,1 мкм. Бёмит имеет правильную столбчатую форму, гиббсит характеризуется неправильной или псевдогексагональной пластинчатой формой. Большая часть бокситов этого острова характеризуется значительно меньшими размерами зерен и состоит из аморфных или очень плохо окристаллизованных зерен.

На основании исследований Хилла и Штраля [210, 412], размер зерен бокситов Ямайки обычно не меньше 1 мкм. По снимкам, полученным на электронном микроскопе, зерна почти изометричны, но хлопьеобразны — вонтуры их чрезвычайно неправильны. Зерна преимущественно объединены к агрегаты размером 40—100 мкм. Предполагается, что образованию агрегатов способствует крайне неправильная морфология зерен. В некоторых сортах глинистых бокситов встречается галлуазит в кристаллах удлиненной трубчатой формы.

По исследованиям под электронным микроскопом Бардошши и др. [46], бокситы на плато Манчестер острова Ямайка имеют размер зерен в основном 0,15—0,25 мкм; размер наименьших зерен 0,05 мкм и наибольших 0,5 мкм.

По данным Аркоши, для гиббситовых бокситов Аркалыкского и Западно-Тургайского месторождений Казахстана характерны размеры зерен 0,2—0,6 мкм. Зерна изометричные или слегка удлиненные, с неправильными контурами.

Средний размер зерен мальмских бокситов из Средней Греции 0,3 мкм, размер большинства зерен колеблется от 0,2 до 0,6 мкм [49]. Средний размер зерен туронского — сенонского бокситоносного горизонта равен 1 мкм, размер большинства зерен колеблется от 0,3 до 2 мкм. Зерна мальмских бокситов почти изометричны, но форма их несовершенная, грани кристаллов проявлены лишь отчасти. Зерна туронских — сенонских бокситов также изометричны, но здесь большинство зерен — настоящие кристаллы с правильными гранями, т. е. в этом районе более молодые бокситы характеризуются большим размером и более правильной морфологией зерен. По нашему мнению, это явление объясняется различием в минеральном составе:

мальмские бокситы главным образом бёмитовые, а бокситы туронские — сенонские состоят преимущественно из диаспора.

По мнению автора, диаспоровые бокситы везде более крупнозернисты и лучше окристаллизованы, чем бёмитовые и гиббситовые карстовые бокситы. Например, в девонских бокситах Северного Урала преобладают зерна размером 0,4—5,0 мкм. Кристаллы диаспора крупнее других, имеют столбчатую форму; минералы железа меньше по размеру, а каолинит образует тонкопластичные кристаллы размером менее 1 мкм [88].

Под действием усиленного тектонического давления бокситы частично перекристаллизовываются и размеры зерен увеличиваются. Например, сильно дислоцированные бокситы месторождения Тапна во Вьетнаме состоят большей частью из кристаллов размером 5—50 мкм. Бокситы на полуострове Халкидики в Греции помимо сильного локального тектонического давления претерпели незначительное воздействие регионального метаморфизма. Наиболее часто наблюдаемый размер минеральных зерен в бокситах здесь 1—20 мкм, но встречаются и кристаллы диаспора размером 100—200 мкм. Наконец, при сильном метаморфизме бокситы преобразуются в наждак. Средний размер зерен в нем достигает нескольких миллиметров.

В отличие от первичных вторичные минералы, заполняющие поры, полости, жеоды и тонкие трещины, имеют размеры зерен от нескольких сотых микрона до нескольких миллиметров. Более подробно это описано в гл. 5.

Размеры зерен многих латеритных бокситов были исследованы Бардошши и др. [46]. Ими было установлено, что в молодых высоколежащих латеритных бокситах размер зерен кристаллов гиббсита необычно велик, преимущественно 50—100 мм, но в порах и полостях часто встречаются кристаллы размером до 1 мм. Среди сравнительно молодых поверхностных (без кровли) карстовых бокситов размер зерен на два порядка меньше, чем в латеритных: 0,05—0,2 мкм. По нашему мнению, причина значительно меньшего размера зерен заключается в тормозящем кристаллизацию влиянии карбонатной среды. Это подтверждают и лабораторные опыты Бардошши и Уайта [498].

Следовательно, зерна большинства карстовых бокситов имеют коллоидные размеры, т. е. физико-химические свойства коллоидов характерны и для них. Принимая за основу коллоидно-химическую систему Бузага [90], зерна карстовых бокситов скорее можно отнести к так называемым *переходным системам*, а внутри их — к группе так называемых сгустков (*агрегатов*). По состоянию их можно считать *ксерогельными*, потому что дисперсная часть твердая, а дисперсионная среда газообразная. Название «ксерогель» не означает, что бокситы аморфны, наоборот, по рентгеноструктурным анализам они обычно имеют кристаллическую структуру, за исключением некоторых бокситов с тихоокеанских островов, которые содержат значительное количество аморфного вещества. Итак, гелевая структура бокситов сводится к тому, что субмикроскопические кристаллики создают агрегаты статистически однородно распределенного вещества, а межагрегатное пространство заполнено воздухом или грунтовой водой.

К поверхности зерен прилипает очень тонкая пленка влаги. Горная *влажность* карстовых бокситов в залежах достигает 10—20%. Пробы бокситов при комнатной температуре быстро высыхают и теряют большую часть своей горной влажности (высушенные на воздухе бокситы).

Вследствие ксерогельного характера бокситы имеют чрезвычайно большую удельную поверхность и поверхностное напряжение, поэтому часть адсорбированной влаги (0,5—2,0 вес.%) удаляется только при температуре 100—400 °С. Чем меньше размер зерен бокситов, тем больше количество этой влаги. Это доказано совместным рассмотрением более чем 100 дериватограмм и результатов рентгеноструктурных анализов [41, 42].

4.3. Структура бокситов

Под выражением *структура* мы понимаем характерные черты слагающих бокситы зерен: величину, форму, характер их контактов, положение по отношению к другим зернам и их распределение в породе.

Характерные макроскопические черты структуры бокситов можно заметить и простым глазом на свежем изломе породы; более точные наблюдения возможны в прозрачных шлифах и на полированной поверхности. Для сравнения их структурных особенностей приведены черно-белые и цветные снимки бокситов. При исследовании микроскопического строения бокситов наряду со шлифами используется электронный микрозонд. Методы исследования бокситов микрозондом были разработаны нами сравнительно недавно [51, 52]. Эти исследования были дополнены микроскопическим изучением шлифов бедных железом бокситов и полированных шлифов богатых железом бокситов.

4.3.1. Структурные элементы бокситов

В литературе для описания структуры бокситов часто применяется различная терминология, и, что еще хуже, одни и те же термины имеют разное содержание у различных авторов. Нами предпринята попытка разработать единую классификацию структурных элементов карстовых бокситов.

По минералогическим признакам различаются простые и сложные структурные элементы. Наиболее целесообразно построить систему, основанную на одновременном учете морфологических и генетических признаков структурных элементов. На этом и базируется наша классификация.

4.3.1.1. Основная масса. Основной массой бокситов является совокупность наиболее мелких зерен, имеющих равномерное распределение и более или менее одинаковый размер. В эту массу как бы врастают все остальные (сравнительно большего размера) структурные элементы. По среднему размеру зерен различаются следующие типы основной массы:

а) *Пелитоморфная основная масса.* Средний размер зерен меньше одного микрона. На полированной поверхности породы отдельные зерна под оптическим микроскопом неразличимы (цветной рис. 1). На снимке, полученном на электронном микрозонде при увеличении 600, различаются только агрегаты зерен (рис. 70). Только под электронным микроскопом при тысячекратном увеличении становятся видимыми одиночные зерна минералов, которые образуют агрегаты (рис. 71).

б) *Микрокристаллическая основная масса.* Средний размер зерен колеблется от 1 до 5 мкм. Одиночные зерна минералов хотя и не ясно, но уже выделяются на снимках, полученных на микрозонде, и в прозрачных шлифах.

в) *Кристаллически-зернистая основная масса.* Средний размер зерен меняется от 5 до 100 мкм. Эта структура характерна для древних сильно перекристаллизованных и слабометаморфизованных бокситов. Отдельные зерна минералов отчетливо различаются в прозрачных шлифах, их сочленение друг с другом полигональное, мозаичное или зубчатое.

г) *Макрокристаллическая основная масса.* Средний размер зерен более 100 мкм. Такой основной массой обладают исключительно метаморфизованные бокситы — наждаки.

4.3.1.2. Аутигенные зерна минералов. Под этим названием мы понимаем одиночные зерна минералов, образовавшихся на месте, и вследствие их больших размеров хорошо отличающиеся от включающей их основной массы. Кроме основной массы они встречаются и в других структурных элементах, например в пизолитах и бобовинах. Здесь они имеют больший

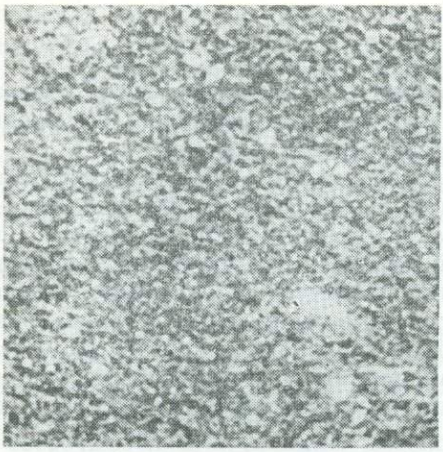


Рис. 70. Изображение поверхности пелитоморфного боксита, полученное на электронном микрозонде (ув. 600).

Верхнеюрский бокситовый горизонт, Итея, Кефали, Средняя Греция. Полированная поверхность пробы в отраженном свете показана на цветном рис. 1.

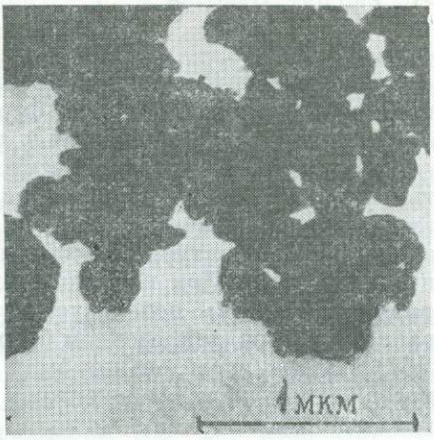


Рис. 71. Изображение поверхности пелитоморфного боксита, полученное на трансмиссионном электронном микроскопе (ув. 25 000).

Образец тот же, что на рис. 70.

размер, чем минеральные зерна окружающей среды. Они не носят следов переноса и окатанности. Некоторые аутигенные минеральные зерна ограничены кристаллическими гранями, а некоторые имеют извилистые очертания (рис. 72). Очевидно, в последних случаях они выполняли уже ранее образованные микропоры. Шаровидные сидеритовые *сферолиты* входят также в группу аутигенных минеральных зерен.

4.3.1.3. Псевдоморфозы. Насколько часто встречаются псевдоморфозы в латеритных бокситах, настолько редки они в карстовых бокситах. Обычно они трудно обнаруживаются, так как вторичные химические процессы размывают их контуры (рис. 73).

4.3.1.4. Обломочные минеральные зерна. Обычно представлены твердыми, устойчивыми к истиранию при переносе и к выветриванию минералами. Их окатанность указывает на обломочное происхождение (рис. 74). Они имеют больший размер, чем минеральные зерна вмещающей основной массы.

4.3.1.5. Обломочные бокситовые зерна. Представляют собой зерна бокситов, попавшие на свое место в результате переотложения. Зерна, по размеру не превышающие 60 мкм, названы нами *микрозернами*.

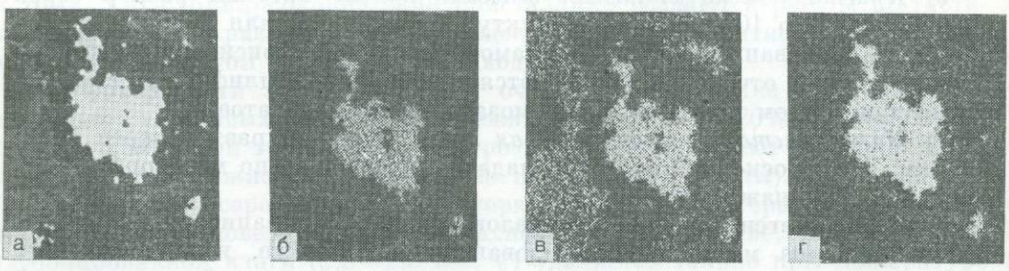


Рис. 72. Аутигенный халькопирит из девонского боксита, Северный Урал.

Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 600. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение серы; *в* — распределение железа; *г* — распределение меди.



Рис. 73. Псевдоморфоза бёмита по пироксену.

Сеноман-туронский бокситовый горизонт, Кузано-Мутри, Кампания, Италия. Прозрачный шлиф при одном николе, ув. 100.

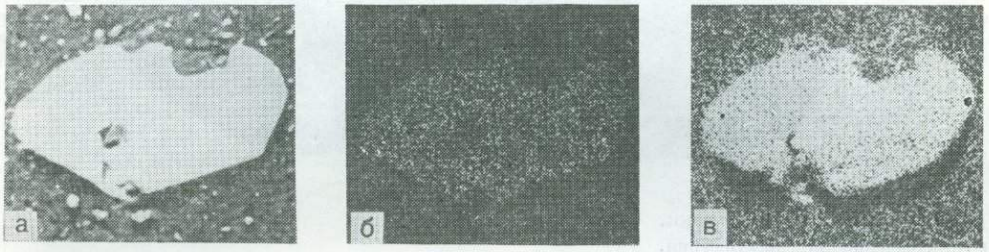


Рис. 74. Обломочное зерно циркона.

Залежь Мазог, месторождение Бриньоль, Франция. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 600. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение циркония; *в* — распределение кремния.

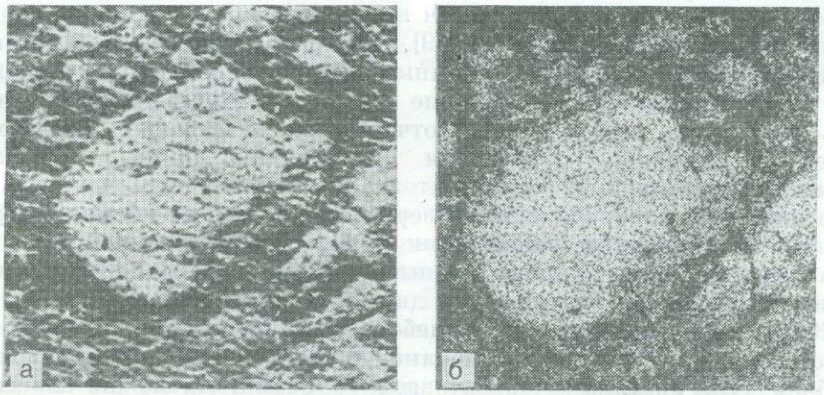


Рис. 75. Обломочные зерна боксита в пелитоморфной основной массе.

Месторождение Ньирад, залежь Дюльт-Ньиреш VII, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 300. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение железа.

Верхний предел размера обломочных бокситовых зерен составляет 2 мм, форма угловатая или окатанная. Обычно они содержат больше железа и меньше кремнезема, чем окружающая основная масса (рис. 75). Это объясняется тем, что в ходе переотложения глинистые бокситы легче подвергались кольматажу. Обогащенные железом сорта бокситов преимущественно твердые, поэтому они оказываются более устойчивыми при транспортировке. В некоторых бокситовых залежах найдены сильно обогащенные железом

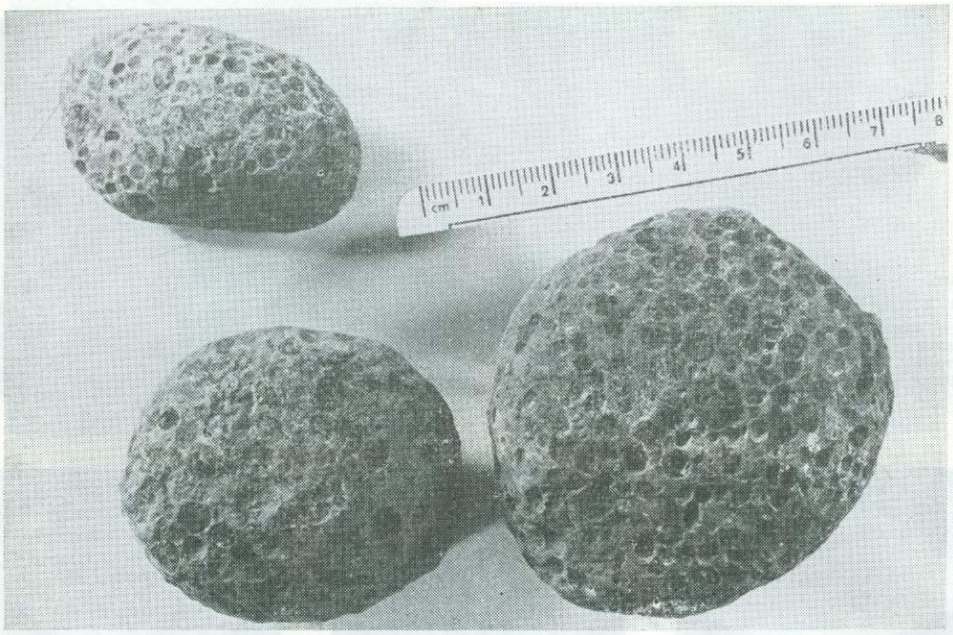


Рис. 76. Бокситовые гальки.
Месторождение Эплень, Венгрия.

бокситовые зерна, которые по их характерной колломорфной структуре можно отнести к древней латеритной коре выветривания.

По мнению некоторых авторов, обломочные бокситовые зерна являются конкрециями, образованными автохтонно. Так, Ниа [322] отрицает обломочное происхождение бокситовых зерен в туронском бокситоносном горизонте Средней Греции, описанных нами [49], даже в том случае, если по окраине зерна видны нарушенные или окатанные полусферы ооидов. По его мнению, в этом случае произошло образование конкреций. Когда-то конкреция сломалась, и ее кусок переместился в отчасти еще пластичных бокситах. Ниа не дает убедительного объяснения ни причины ломки, ни механизма перемещения отломанных ооидов.

По мнению автора, обломочные зерна отличаются от конкреций формой и резкими границами, не зависящими от структурных элементов, а также минеральным составом. По нашему опыту, конкреции обычно мономинеральны или состоят, самое большее, из двух-трех минералов.

4.3.1.6. Бокситовые гальки и щебень. Они отличаются от обломочных бокситовых зерен бóльшими размерами. Если они угловаты, мы называем их щебнем, если окатаны — бокситовыми гальками. Их можно классифицировать по предельным размерам зерен обломочных горных пород, принятым в осадочной петрографии:

0,2—0,5 см — мелкие бокситовые гальки или щебень;
0,5—2,0 см — бокситовые гальки или щебень среднего размера;
2,0—10,0 см — крупные бокситовые гальки или щебень.

Такие бокситовые гальки, которые содержат обломочные зерна бокситов или бокситовую гальку меньшего размера, называются *сложными бокситовыми гальками*. Они свидетельствуют о первичном переотложении бокситов (рис. 76). Бокситовая галька и щебень обычно более железистые и твердые, чем вмещающая их основная масса. Это также объясняется тем, что они лучше переносят транспортировку и сохраняются в процессе переноса.

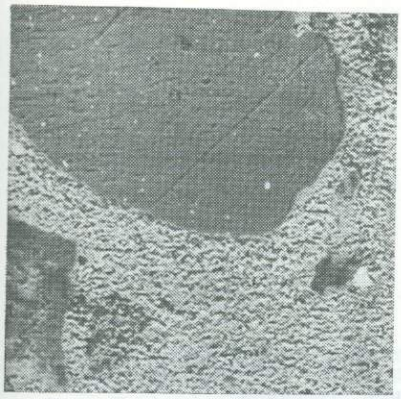


Рис. 77. Пеллета боксита в пелитоморфной основной массе.
Девонский боксит, Северный Урал. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

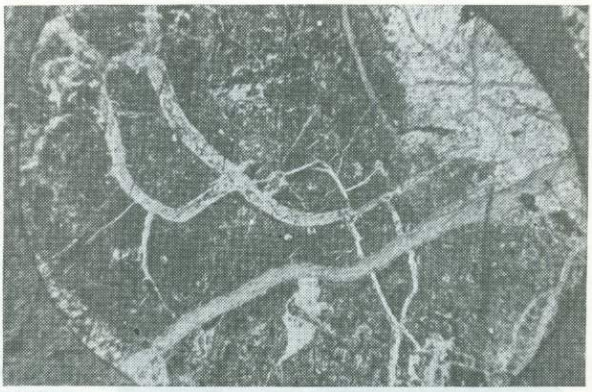


Рис. 78. Пеллета боксита с беспорядочно распределенными прожилками.
Месторождение Халимба — Маломвёльдь, Венгрия. Полированная поверхность, ув. 70.



Рис. 79. Окатанный обломок бокситовой пеллеты в микрообломочной основной массе.
Залежь Мазог, месторождение Бриньоль, Франция. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

Пастухова [348] на примере некоторых бокситовых залежей Казахстана описала автохтонную бокситизацию обломочных галек алюмосиликатных пород. При этом первоначальная форма и размер песчинок и галек сохранились в процессе бокситизации. *Реликтово-обломочные зерна* она считает отдельным структурным элементом. Вероятно, такие зерна действительно образовались в некоторых бокситовых залежах. Отличить их от транспортированных галек и щебня обычно чрезвычайно трудно, часто вообще невозможно, поэтому мы считаем необоснованным их выделение в качестве отдельного структурного элемента.

4.3.1.7. Бокситовые глыбы и валуны. Они представляют собой куски бокситов обломочного происхождения диаметром более 10 см. Обычно они твердые, слабо окатанные, обогащены железом. По их поверхности часто наблюдается импрегнирование железом в слое толщиной 2—5 см, наиболее сильное на поверхности валунов. Диаметр бокситовых валунов обычно колеблется от 10 до 50 см, в редких случаях достигает 1 м.

4.3.1.8. Сферические зерна (пеллеты). Они представлены шаровидными или эллипсоидальными зернами однородного или беспорядочного внутреннего строения. Бушинский [88] назвал их *пеллетами*. По внешнему виду их можно спутать с ооидами или пизолитами, которые также имеют шаровую

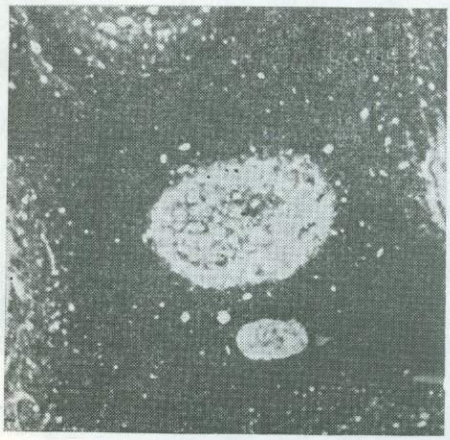


Рис. 80. Микрооид с нечетко выраженным концентрическим строением.

Месторождение Босанска-Крупа, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 600, общий вид поверхности.

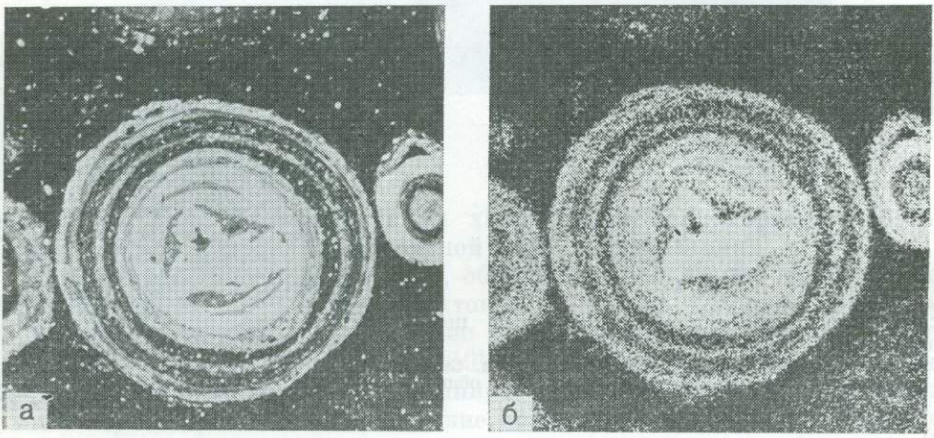


Рис. 81. Ооид с ядром из аутигенного гематита.

Месторождение Босанска-Крупа, Югославия. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 300 *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение железа.

или эллипсоидальную форму. Но внутреннее строение пеллет не концентрическое. Обычно они имеют аллохтонное обломочное происхождение, т. е. являются полностью окатанными бокситовыми обломочными зернами. Реже они образуются автохтонно. Пеллеты весьма часто встречаются в девонских бокситах Урала [88].

Обычно пеллеты более обогащены железом по сравнению с окружающей основной массой. Некоторые из них имеют совершенно однородное строение (рис. 77), а другие — пятнистое, неоднородное. Часто бывает, что внутренность сферических зерен пронизана неправильно разветвляющейся сетью микротрещин, а последние выполнены минералами алюминия или железа. Эти трещины заканчиваются на границе сферических зерен, не переходя в окружающую основную массу (рис. 78). Предполагается, что они возникли еще в процессе первичного переотложения боксита за счет периодического усыхания или усадки гелей. Отдельные сферические зерна разрушились в ходе переотложения и потом в процессе дальнейшего переноса поверхности их окатывались (рис. 79).

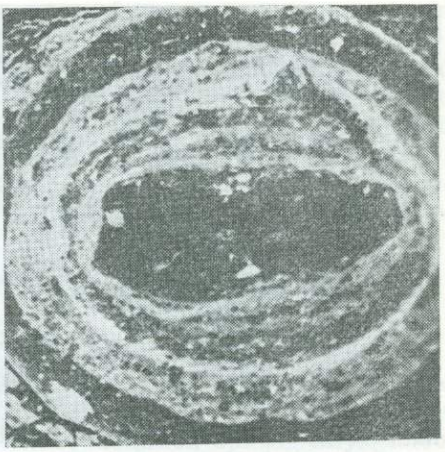


Рис. 82. Ооид с ядром из обломочного зерна боксита.

Плато Лика, залежь Скочай, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

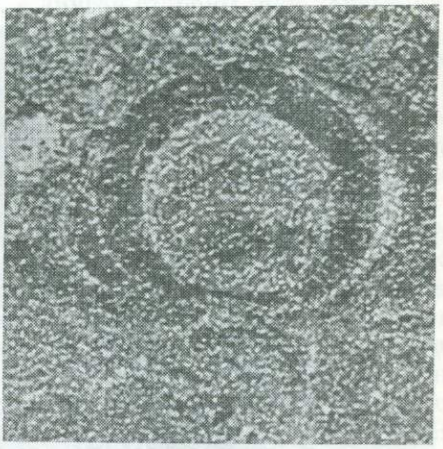


Рис. 83. Ооид со слабо выраженным ядром.

Залежь Хоссу-Харастош, месторождение Гант, Венгрия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

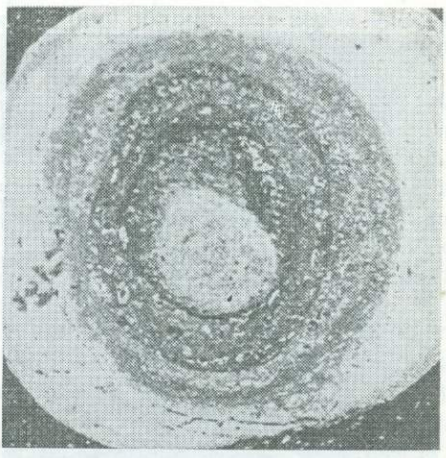


Рис. 84. Ооид с эксцентричным скорлуповатым строением.

Залежь Драгони, Монти-Маджоре, Кампания, Италия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

4.3.1.9. Концентрические зерна. Концентрическое строение зерен выражается в смене темных и светлых оболочек, окаймляющих центральное ядро. Количество оболочек обычно колеблется от 2 до 10, но иногда превышает 20;



Рис. 85. Внешние скорлупы переотложенного ооида.

Плато Лика, залежь Скочай, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

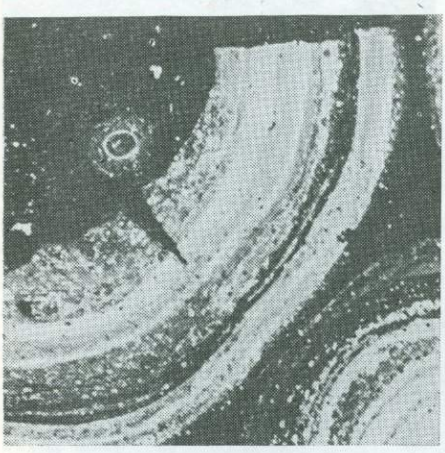


Рис. 86. Обломок переотложенного ооида.

Месторождение Босанска-Крупа, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

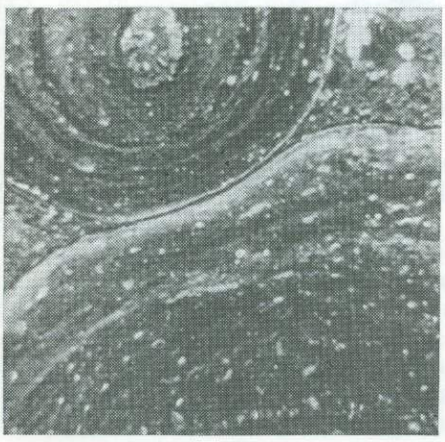


Рис. 87. Пластично-деформированные ооиды.

Плато Лика, залежь Скочай, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

переход их то постепенный, то они резко отграничены друг от друга. Мощность оболочек меняется от 1—2 до 100 мкм. Внутри отдельных оболочек часто наблюдается неясная концентрическая микроструктура, реже вся

оболочка имеет однородное строение. Местами оболочки включают в себя аутигенные или обломочные минеральные зерна.

Строение ядра концентрических зерен отличается от строения внешней их скорлупы. Ядро состоит из обломочного или аутигенного минерального зерна, обломочного бокситового зерна или другого меньшего аллохтонного структурного элемента. Реже ядро состоит из нескольких мелких зерен. Концентрические зерна имеют преимущественно шарообразную или эллипсоидальную форму. По размерам зерна можно классифицировать следующим образом:

микрооиды — диаметр меньше 100 мкм,
ооиды — диаметр от 100 до 1000 мкм,
пизолиты — диаметр от 1 до 5 мм,
макропизолиты (бобовины) — диаметр более 5 мм.

Независимо от размера зерен Ниа [322] назвал пизолитами все диагенетические зерна с концентрическим внутренним строением. Хотя они имеют много родственных черт, мы все же считаем необходимой приведенную классификацию. С одной стороны, обращает на себя внимание заметное даже простым глазом их структурное различие, с другой стороны, они характеризуют особые условия осадкообразования и диагенеза.

Концентрические зерна неправильной формы независимо от их размеров мы называем *спастолитами*, согласно Кароцци.

а) *Микрооиды* относительно редки, встречаются главным образом в ооидных бокситах. Вследствие их малого размера состоят в основном из небольшого количества стертых сферических оболочек. Определенное ядро у них обычно отсутствует (рис. 80).

б) *Ооиды* — наиболее часто встречаемые в бокситах зерна концентрического строения. Они построены обычно из хорошо выделяющихся оболочек. Ядром часто служит большое аутигенное минеральное зерно, например гематит (рис. 81). Можно видеть, что самые внутренние, богатые железом оболочки постепенно сглаживают ветвистые контуры аутигенного зерна гематита. Третья сферическая оболочка, считая от центра, имеет уже в проекции форму правильного круга. С правой стороны на рентгеновском снимке распределения Fe $K\alpha$ видно, что кольца с большим или меньшим содержанием железа сменяют друг друга.

Ядром ооидов часто являются минеральные зерна обломочного происхождения, главным образом циркон, реже мелкие обломочные зерна боксита (рис. 82). И в этом случае хорошо видно, что сменяющие друг друга оболочки постепенно образуют круг.

Относительно редко встречается такое строение, как показано на рис. 83. Здесь ооид не имеет ясно выраженного ядра, внутри центрального внутреннего кольца находится агрегат крипто- и микрокристаллических зерен минералов боксита в таком же, как в основной массе, распределении. Оболочки здесь расположены эксцентрично. Это явление, как было сказано, относительно редко встречается, в большинстве ооидов наблюдается правильное концентрическое строение. Автором было найдено сравнительно много ооидов эксцентричного строения в бокситах Италии (рис. 84).

Отношение площади ядра к площадям сферических оболочек может быть самым различным. В ооидах, состоящих из большого числа скорлупок, ядро обычно занимает пятую часть или четверть площади ооида. Там, где ядро является относительно большим зерном или количество сферических оболочек относительно мало, оно может занимать две трети площади ооида.

Внешние сферические оболочки некоторых ооидов большого диаметра окаймляют *микрооиды*. Это объясняется тем, что скорость роста соседних ооидов была различна. Растущий быстрее ооид окружил своего соседа и после его «поглощения» продолжал свое нарастание. Это явление впервые

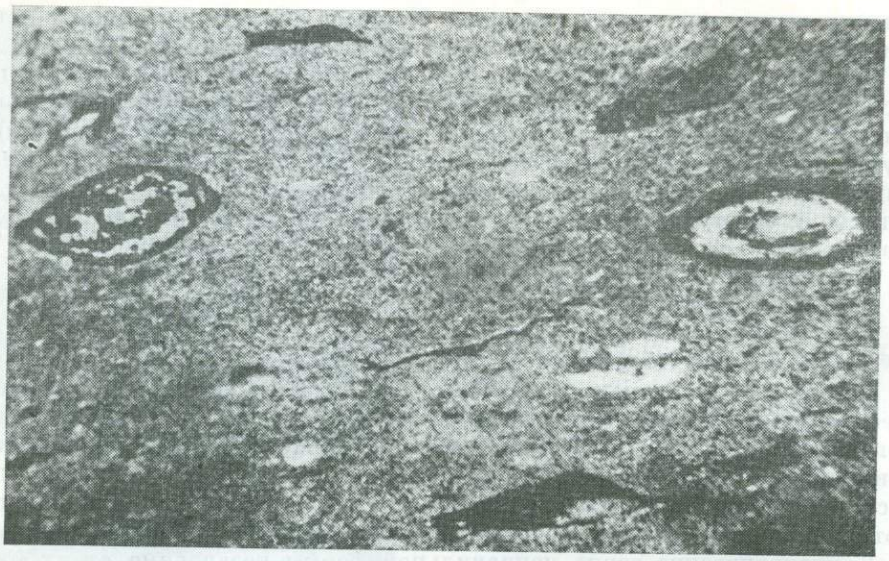


Рис. 88. Ооиды, деформированные под давлением кровли.
Месторождение Гунсянь, провинция Хэнань, Китай. Прозрачный шлиф, в. 50 [393].

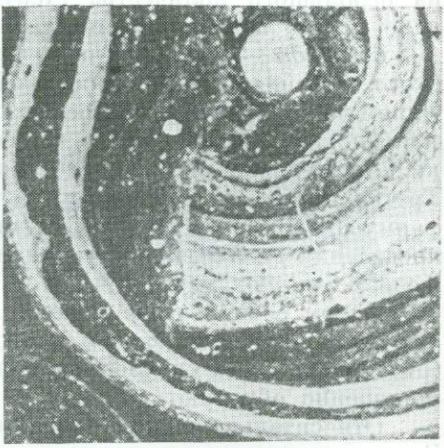


Рис. 89. Обломок переотложенного ооида с новыми скорлупами, образованными после окончательного осаждения.
Месторождение Босанска-Крупа, Югославия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

было описано Юрковичем [224] для сенонских бокситов месторождения Сувая-Шолая в Югославии.

По нашему мнению, большая часть ненарушенных ооидов является автохтонным диагенетическим структурным элементом. Ооиды, разбитые на две части или окатанные, несомненно, подвергались переносу. Они образовались в кратковременные перерывы первичного переотложения бокситов. В ходе переотложения ооиды часто совсем разрушались, и только сохранились куски отдельных более твердых и богатых железом оболочек (рис. 85).

Часто встречаются такие разрушенные ооиды и в туронском бокситоносном горизонте Средней Греции. По мнению Ниа [322], они не переносились, а разрушались вдоль радиальных трещин, образовавшихся при усадке гелей, и еще в полупластичной основной массе отдалились друг от друга. Трудно представить себе механизм образования такого рода, так как до сих пор не удалось найти сопредельных пар сломанных кусков ооидов поблизости

друг от друга, хотя нами с этой целью неоднократно изучались большие поверхности бокситов. Кроме того, сломанные ооиды часто окатаны, что свидетельствует об их переносе.

В бокситах месторождения Босанска-Крупа в Югославии нами был найден сломанный ооид, который растрескался после осаждения под давлением окружающей массы (рис. 86). Кроме клинообразной трещины на ооиде видны следы пластичной деформации на контакте с соседним ооидом. Следовательно, кусок ооида еще окончательно не затвердел во время его осаждения.

В некоторых бокситах ооиды нарастали один на другом, причем ранее затвердевшие вдавливались в более мягкие ооиды (рис. 87). Это механическое аутигенное накопление можно отличить от срастания соседних ооидов при их соприкосновении. В этом случае на контактной поверхности постепенно исчезают встречающиеся с двух сторон сферические оболочки.

В некоторых бокситовых залежах, если они подверглись тектоническому или гравитационному давлению вышележащих слоев, ооиды сплющены, их вид сбоку линзо- или эллипсообразный (рис. 88).

В некоторых бокситах после осаждения сломанных кусков ооидов снова началось образование сферических оболочек (рис. 89). Следующие одна за другой сферические оболочки постепенно выравнивают ломаную поверхность и образуют шар. Это явление косвенно указывает на причину образования всех концентрических сферических зерен. Возможно, что при диагенезе комплексного коагеля материал принимает такую структуру, удельная поверхность которой наименьшая, т. е. форму шара или эллипсоида. Поэтому следующие друг за другом оболочки становятся все более шарообразными. Ооиды, которые включают в себя другие целые или обломанные ооиды, мы называем *сложными ооидами*.

Иногда окисленные зерна магнетита, пирита, марказита или сидерита окаймлены полосой тонкодисперсного гематита или гётита толщиной 10—30 мкм, следующей за полосой такой же ширины бедного железом материала. Такие структурные элементы эпи- или гипергенного происхождения, подобные простым ооидам, мы называем *псевдоооидами*. Они сложены гидроокисью железа, диффундирующей наружу, а затем осажденной в ходе окисления минералов железа.

в) *Пизолиты* отличаются от ооидов только бóльшими размерами, большинство структурных признаков совпадает. Однако увеличение диаметра не всегда соответствует увеличению количества сферических оболочек. Большей частью или ядро пизолита больше, или сферические оболочки более мощные. Самая внешняя оболочка наиболее обогащена железом. Обычно пизолиты темнее и богаче железом, чем окружающая основная масса, часто и тверже ее, в таком случае они не раскалываются по плоскостям излома, а выступают из основной массы как полушария.

Пизолиты, имеющие сплющенную линзообразную или эллипсоидальную форму, гораздо чаще встречаются, чем ооиды. Во многих местах нами наблюдалось, что по соседству со сплющенными пизолитами ооиды сохраняли свою шарообразную форму. Предполагается, что пизолиты сплющиваются под влиянием не только давления кровли, но и своего собственного веса. По мнению Комба [113], сплющенные пизолиты в арьежских бокситах деформированы из-за своего веса, и полное их затвердевание произошло только после деформации.

В таких бокситах, которые претерпели сильные вторичные воздействия, часто первоначальное концентрическое сферическое строение полностью уничтожено. Их внутренняя часть стала пористой, губчатой, первоначальное вещество было выщелочено, и поры заполнились вторичными минералами (обычно гётитом, реже кальцитом).

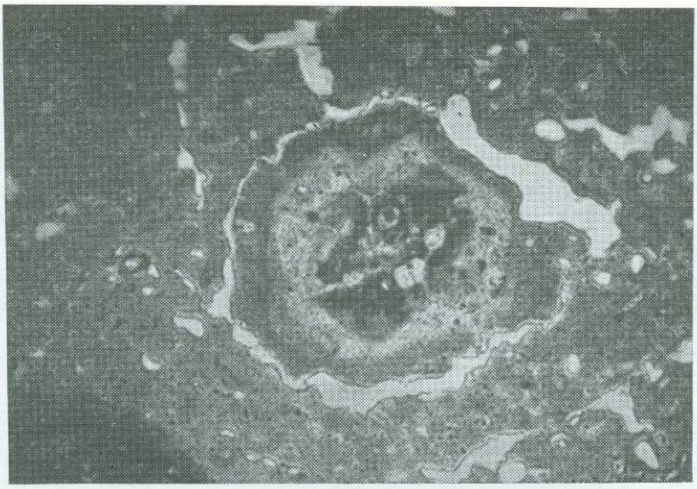


Рис. 90. Деформированный оолит (спастолит) в бокситe.
Палеоценовые — нижнеэоценовые бокситы, штат Джорджия, США. Прозрачный шлиф при одном николе, ув. 60.

Пизолиты восстановленных бокситов часто содержат очень мелкие аутигенные зерна пирита или марказита. В таких бокситах, которые находились недалеко от дневной поверхности, пирит и марказит подверглись окислению и были вынесены в виде сернокислотных сульфатных растворов. Оставшееся вещество выполняет внутреннюю часть бывшего пизолита губчато, а мелкие, угловатой формы, полости отмечают места бывших зерен пирита или марказита.

г) *Макропизолиты* (*бобовины*) в карстовых бокситах встречаются редко, гораздо реже, чем в латеритных. Их диаметр обычно колеблется от 5 до 15 мм, пизолиты большего размера встречаются чрезвычайно редко. Самой большой макропизолит, найденный нами в карстовых бокситах, имел размер 3 см. Подобно пизолитам, здесь рост диаметра зерна сопровождается не увеличением количества оболочек, а в первую очередь ростом диаметра ядра и, реже, ростом толщины сферических оболочек. Особенно мощной и богатой железом является самая внешняя оболочка. Цвет зерен более темный, чем окружающей среды, и часто они пересекаются тонкими прожилками (цветной рис. 2). Часто происходит эпигенетическое обезжелезивание бобовин, главным образом в верхней части залежей. При этом разрушается их внутренняя структура, они замещаются очень рыхлыми пористыми выделениями вторичного гётита, иногда только сфероидальные полости указывают на их бывшее присутствие.

д) *Спастолиты* (*деформированные оолиты*) — более редкие структурные элементы, чем все описанные выше. Впервые были описаны Папиу и Минзату [344] в бокситах Падуреа-Краюлуи в Румынии. Обычно они имеют диаметр 0,5—3 мм и состоят из меньшего числа менее ясно выраженных сферических оболочек, чем в ооидах и пизолитах. На рис. 90 показана амебообразная ветвистая поверхность спастолита, покрытая пленкой гиббсита толщиной несколько микрометров.

4.3.1.10. Пленки и налеты вокруг ранее образовавшихся структурных элементов. В бокситах, претерпевших сильное диа- или эпигенетическое воздействие, часто наблюдаются пленки или налеты толщиной от нескольких микрометров до 2 мм, окружающие самые различные структурные элементы. Обычно они имеют желтовато-бурый цвет и состоят из гётита, характеризуют-

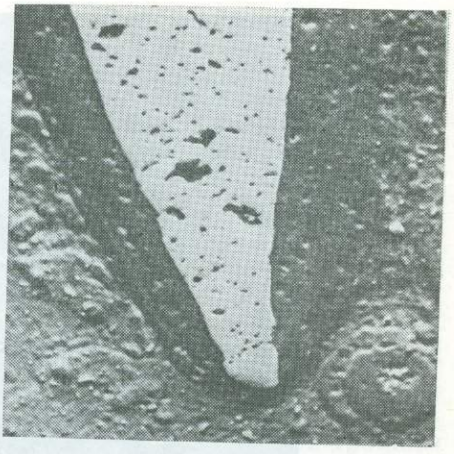


Рис. 91. Вторичное выделение на поверхности обломочного зерна боксита.
Залежь Драгони, Монти-Маджоре, Италия. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 300, общий вид поверхности.

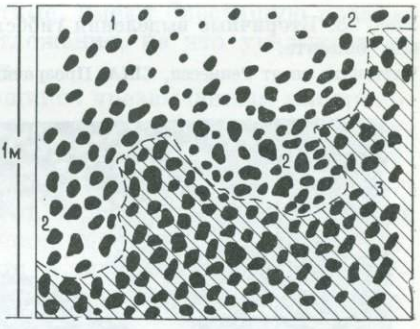


Рис. 92. Вторичные изменения в бокситe, содержащем пизолиты и бокситовые гальки.
Месторождение Вильвейрак, Франция. Объяснения в тексте.

ся однородным внутренним строением, но иногда в них наблюдается неясная зональность. Они постепенно сглаживают угловатую форму окаймленных структурных элементов, но имеют отчетливую внешнюю границу с основной массой. На рис. 91 показано богатое железом обломочное бокситовое зерно, окруженное вторичным налетом.

Следовательно, во многих отношениях налеты аналогичны сферическим оболочкам ооидов, пизолитов и бобовин, но по сравнению с последними они имеют более позднее происхождение. Пример их вторичности наблюдался нами на одном карьере бассейна Вильвейрак во Франции. Кирпично-красные бокситы содержат здесь много пизолитов и бокситовых обломков размером 1—10 мм и бокситовые гальки. Они более темные, твердые и плотные, чем основная масса (обозначенная цифрой *3* на рис. 92). В верхней части залежи вследствие позднейшего выщелачивания железа основная масса боксита стала светлой, розоватой, а более плотные пизолиты и бокситовые гальки сохранили свой темно-красный цвет (рис. 92, *1*). В нижней части обезжелезненной зоны шириной 20—40 см пизолиты и бокситовые гальки окаймлены налетом охро-желтого и желтовато-бурого гётита мощностью 0,5—2 мм (рис. 92, *2*). Такие налеты не были встречены ни в нижележащих красных, ни в вышележащих обезжелезненных бокситах. По нашему мнению, такое распределение произошло за счет осаждения в форме налетов части железа, выносимого в ходе его выщелачивания, по периферии более плотных непроницаемых структурных элементов.

4.3.1.11. Выполнения пор. Микропоры и поры бокситов часто выполнены вторичными минералами. Они имеют резкую границу с окружающими



Рис. 93. Вторичные выделения гиббсита, выполняющие поры в палеоценовом — эоценовом боксите.
Чаттануга, штат Теннесси, США. Прозрачный шлиф, николи скрещены, ув. 60.

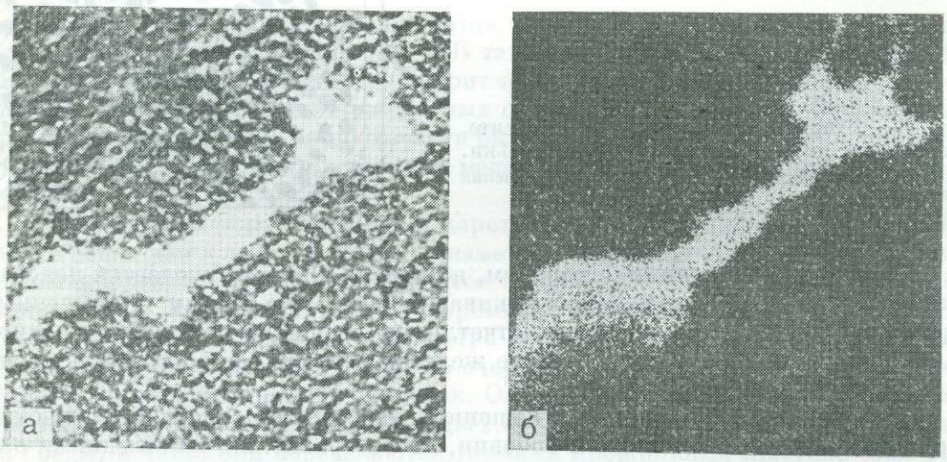


Рис. 94. Богатые железом неправильные выделения в основной массе боксита.
Залежь Мазог, месторождение Бриньоль, Франция. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 600. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение железа.

бокситами. Их форма и контуры неправильные и соответствуют форме бывшей поры. Минералы, выполняющие поры, обычно характеризуются бóльшими размерами зерен, чем минералы вмещающего боксита (рис. 93). Крупные поры часто остаются полыми, вторичные кристаллы отлагаются только на стенках, в этом случае они называются *жеодами* [88].

4.3.1.12. Конкреционные выделения неправильной формы. Они характеризуются неправильными контурами, и границы их с вмещающей основной массой в некоторых направлениях нечеткие (рис. 94). Внутреннее строение может быть однородным или гетерогенным. За верхний предел их размерности принят размер 2 см. Обычно они имеют диа- или эпигенетическое происхождение и возникли не за счет выполнения уже существующих пор, а отчасти за счет импрегнации, отчасти за счет вытеснения материала. Обычно они богаты железом, часто их ошибочно относят к пизолитам.

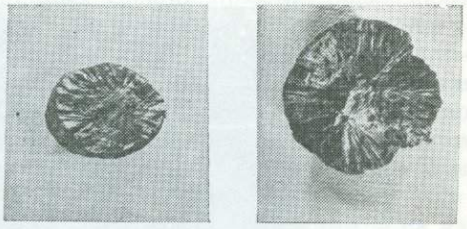


Рис. 95. Конкреции гётита радиально-лучистого строения.
Месторождение Ньирад, залежь Дарвашто VI, Венгрия. Натуральная величина.

4.3.1.13. Гнезда, конкреции. Это выделения неправильной формы, размером более 2 см, эпигенетического или гипергенного происхождения. Они характеризуются отчасти почкообразными, сферическими, а иногда неправильными формами, их внутреннее строение колломорфное или однородное. Некоторые, особенно богатые железом конкреции не имеют резкой границы с окружающим бокситом. В залежах Шюмега и Ньирада в Венгрии встречаются гётитовые конкреции с характерным радиально-лучистым внутренним строением (рис. 95). Они очень твердые, плотные, имеют блестящую поверхность. Некоторые из них претерпели переотложение, на что указывает их деформированная или окатанная поверхность.

Состав гнезд и конкреций, характеризующийся чрезвычайным минералогическим многообразием, описан в главе, посвященной минералогии. Характерную группу создают конкреции, образовавшиеся на месте бывших корней. Они имеют трубчатую форму диаметром от 2 до 20 мм, в поперечном разрезе круглую или овальную. Длина колеблется от 4 до 20 см. Положение их в боксите почти вертикальное, книзу толщина постепенно сокращается. Наружная часть этих конкреций более твердая, а внутренняя пористая, губчатая (рис. 96). По нашему мнению, они возникли после разложения орга-

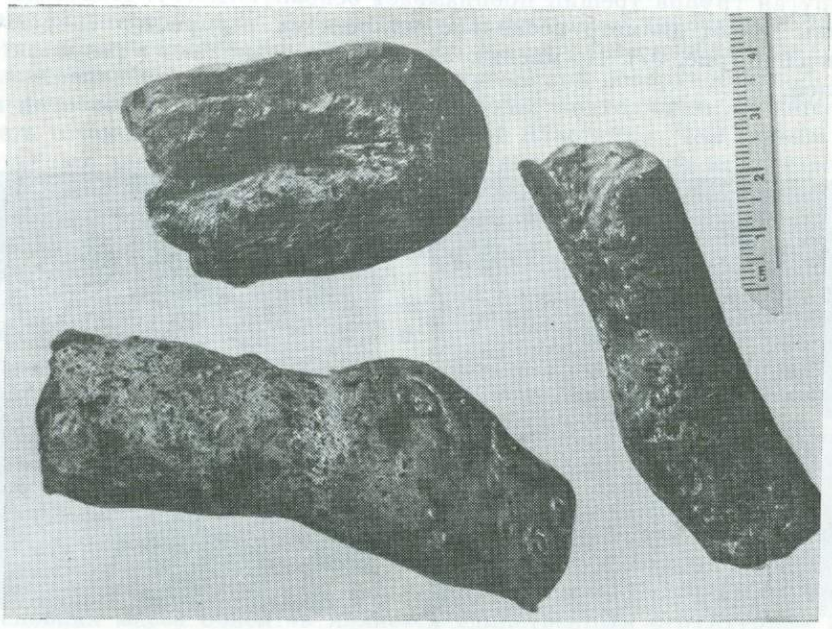


Рис. 96. Гётит-гематитовые выделения по остаткам корней.
Месторождение Эплень, Венгрия.



Рис. 97. Тонкие прожилки в основной массе боксита.
Месторождение Козина, Словения, Югославия. Прозрачный шлиф при одном николе, ув. 60.

нического вещества бывших корней или параллельно с этим процессом в восстановительной среде.

4.3.1.14. Выполнения трещин. В бокситах можно различить две группы трещин. Трещины первой группы ограничиваются определенными структурными элементами (например, пизолитами, бобовинами и бокситовыми галькаами) и не сливаются с окружающей основной массой. Их образование связано с возникновением данного структурного элемента и обычно зависит от процессов усадки гелей и водоотдачи (синерезиса). Некоторые бобовины и сферические зерна пронизаны густой сетью тонких прожилков (рис. 78).

Другая группа трещин пронизывает основную массу. Наиболее тонкие трещины имеют диаметр несколько микрон, их распространение довольно ограниченно (рис. 97). По мнению автора, они возникают в результате усадки гелей.

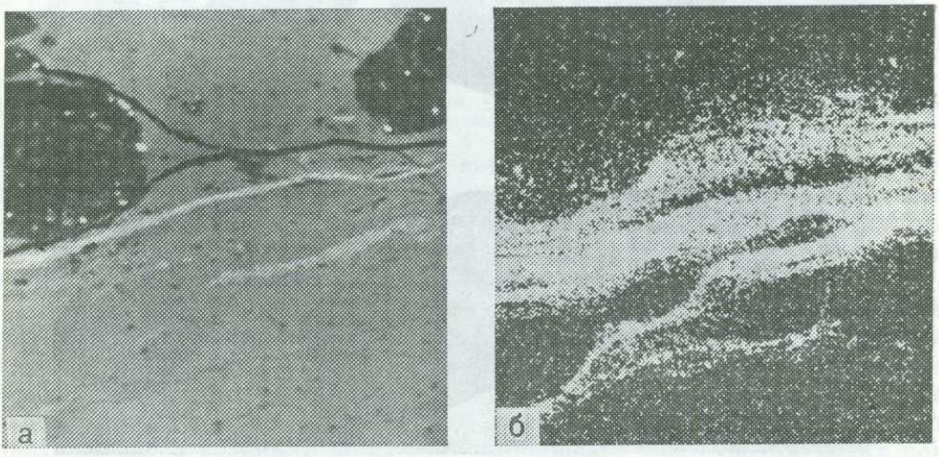


Рис. 98. Прожилки анатаза и рутила в основной массе боксита.
Месторождение Падуреа-Краюлуй, Румыния. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 268.
а — общий вид поверхности; *б* — распределение титана.

Преобладающее большинство выполненных трещин прямые, пересекают структурные элементы боксита на своем пути и резко разграничены с окружающим бокситом. Ширина этих трещин колеблется от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Выполняющая масса состоит из весьма больших (десятые доли и целые миллиметры) кристаллов. Большинство трещин образовалось под действием тектонических сил. Вдоль трещин местами наблюдаются смещения в пределах нескольких миллиметров или сантиметров.

Особенно широкие трещины не выполняются нацело минералами, а на их стенках вырастают большие правильные кристаллы, они описаны в гл. 5.

В редких случаях между бокситами и прожилками нет резкой границы. Прожилки разветвляются и сливаются с основной массой. Подобные, обогащенные титаном прожилки наблюдаются в бокситах месторождения Падуреа-Краюлуи в Румынии (рис. 98). На снимках хорошо видно, что прожилки уступают место сферическим зернам в основной массе.

4.3.2. Типы структур бокситов

Названия и классификация структур бокситов в настоящее время еще очень субъективны, часто полностью зависят от личной оценки исследователей и не поддаются обобщению. По нашему мнению, объективные и общеупотребимые описания и классификации структур бокситов можно разработать только на основе количественной характеристики отдельных структурных элементов, отнесенной к поверхности и выраженной в процентах. Систематических измерений такого характера в бокситах до сих пор не было сделано.

В ходе своих работ мы пытались разработать соответствующий метод для точной количественной характеристики структуры бокситов. Но прозрачные и полированные шлифы пригодны лишь для измерения бокситов, структурные элементы в которых имеют размеры менее 1 мм. Измерения проводятся обычным интегрирующим устройством микроскопа. Структурные элементы бокситов обычно настолько различны по размеру, что необходимо производить измерения на крупном участке полированной поверхности породы размером не менее 5×5 см. Для этого наиболее подходящим является метод подсчета точек на прозрачной пластмассовой пластинке. Чем больше размер структурных элементов, тем большая поверхность подлежит измерению.

В некоторых ранних работах, например у Гедеона [161], количество основной массы и включенных в нее пизолитов и бокситовых галек было определено в весовых процентах. Это возможно только в том случае, если бокситы поддаются отмучиванию (кальматаж) и можно взвесить отдельно основную массу и структурные элементы. В ходе отмучивания недопустим распад структурных элементов, а подобных бокситов относительно мало. Поэтому этот метод не нашел широкого применения.

Для бокситов, построенных из структурных элементов обломочного происхождения, в принципе желательно производить гранулометрический анализ аналогично обломочным осадочным горным породам. Однако большая часть бокситов не поддается отмучиванию, так как в процессе работы обломочные зерна больших размеров и гальки распадаются. Поэтому мы считаем, что систематический анализ зерен возможен лишь путем подсчета объемов в прозрачных или полированных шлифах. Это довольно трудоемкий процесс, и он получит распространение, вероятно, только в будущем.

Основная масса бокситов является единственным структурным элементом, который сам по себе уже создает структуру. В таком случае речь идет об *однородной структуре*. Во всех остальных случаях основная масса вклю-

чает один или несколько структурных элементов, и тогда мы говорим о *гетерогенном структурном строении*.

Если частота какого-то структурного элемента превышает 50%, то данная структура называется исключительно по этому элементу, например «пизолитовая структура». Если ни один из структурных элементов не достигает по частоте 50%, то они перечисляются по порядку их убывания, начиная с элемента с частотой более 25%, например «пизолит-ооидно-микрообломочная структура».

Определение структурных элементов и последовательное составление названия сложных структур требуют много времени. Структурные элементы могут иметь такие многочисленные комбинации, что если принимать во внимание каждую из них, то это приведет к полной необозримости структурной системы. Следовательно, целесообразнее составлять таблицы, показывающие частоту данных структурных элементов в процентах, чем подробную описательную классификацию. Ниже описаны только наиболее важные типы структур карстовых бокситов.

А. Аутигенные структуры

1. Пелитоморфная структура свойственна бокситам с пелитоморфной основной массой (рис. 70). Она может возникнуть в процессе сингенеза, эпигенеза и гипергенеза. Синонимы: афанитовая, скрытокристаллическая. Бушинский [88] называет *скрытоафанитовой* ту структуру, в которой за счет темного цвета боксита структурные элементы не отличаются от основной массы. После лабораторного удаления части железа в них обнаруживаются скрытые структурные элементы (ооиды, бобовины и т. д.).

2. Микрокристаллическая структура преимущественно характерна для микрокристаллической основной массы. Она может образоваться при процессах син-, диа- и эпигенеза.

3. Кристаллическая зернистая структура большей частью представлена кристаллической зернистой основной массой (рис. 99). Она может образоваться в процессах диа- и эпигенеза.

4. Псевдопорфировая структура — в пелитоморфной или микрокристаллической основной массе имеются включения многочисленных крупных аутигенных минеральных зерен (рис. 100). Эта структура образуется в ходе диа- или эпигенеза.

5. Ооидная структура преимущественно состоит из ооидов (рис. 101) и имеет диагенетическое происхождение.

6. Пизолитовая структура преимущественно сложена пизолитами. Они могут располагаться в боксите правильно, беспорядочно или послойно, образуется при диагенезе.

7. Макропизолитовая или бобовая структура большей частью состоит из макропизолитов (цветной рис. 2). Расположение их может быть равномерным, неравномерным или послойным. Образуется в процессе диагенеза.

8. Флюидально-колломорфная структура (синоним: струйчато-гелевая структура) характеризуется основной массой с флюидальным или ритмичным расположением зерен и другими тонкими структурными элементами, часто наблюдается около обломочных зерен и галек бокситов (рис. 102). При этом данная структура возникает в результате вдавливания галек, т. е. за счет механического воздействия. Иногда она является результатом диа- и эпигенетического коллоидно-химического перераспределения материала. В карстовых бокситах эта структура встречается редко.

9. Псевдобрекчиевая структура — основная масса пронизана густой сетью прожилков, образованных за счет усадки геля. На первый взгляд, куски основной массы кажутся обломочными кусками бокситов, как будто

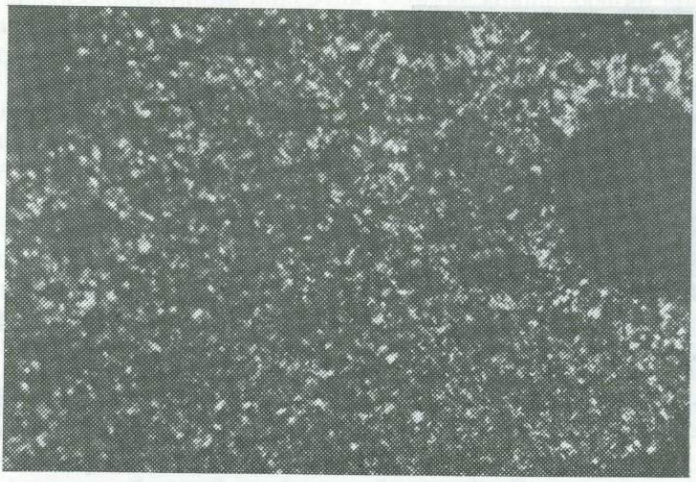


Рис. 99. Кристаллическая зернистая структура боксита.
Месторождение Козина, Югославия. Прозрачный шлиф, николи скрещены, ув. 60.

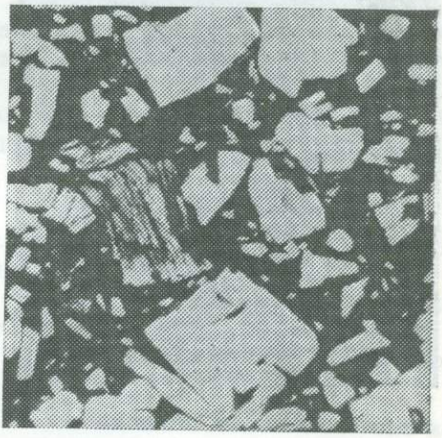


Рис. 100. Псевдопорфировая структура бокситовой глины.
Плато Лика, залежь Бадек, Югославия. Прозрачный шлиф, николи скрещены, ув. 20 [399].

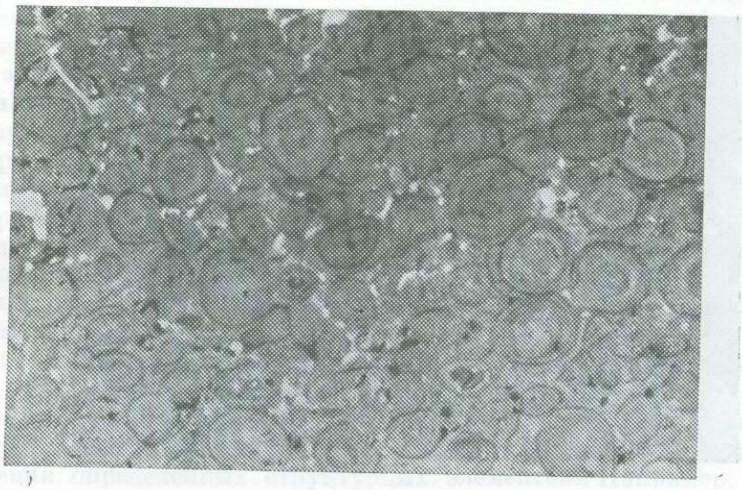


Рис. 101. Ооидная структура боксита.
Месторождение Надрт, Югославия. Прозрачный шлиф при одном николе, ув. 30.



Рис. 102. Флюидально-колломорфная структура боксита вокруг обломочного бокситового зерна.

Месторождение Бехбехан, Иран. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 268, общий вид поверхности.

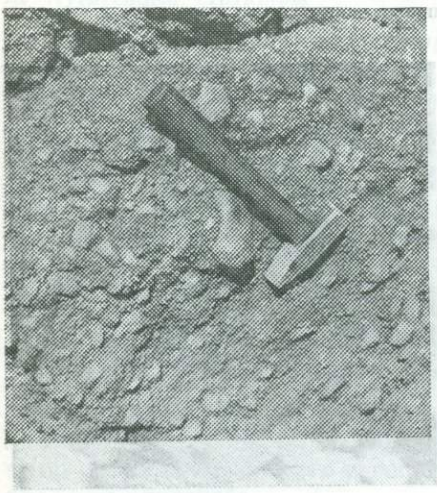


Рис. 103. Брекчиевая структура боксита.

Месторождение Халимба — Маломвёльдь, Венгрия; валун вторично переотложенного боксита.



Рис. 104. Агломератовая структура боксита в верхней части залежи.

Месторождение Альпий, залежь Ма-де-Флешон, Франция (Bildgen, 1971).

они имели связь с брекчиями бокситов. Однако совпадающие контуры соседних кусков основной массы свидетельствуют об их аутигенном происхождении. Данную структуру можно назвать *ложной брекчиевой структурой*. Она может образоваться в процессах диа- и эпигенеза.

10. Конкреционная структура состоит преимущественно из сферических конкреционных зерен или выделений неправильной формы. Она образуется в ходе диа- или эпигенеза.

Б. Аллотигенно-обломочные структуры

11. Микрообломочная структура состоит преимущественно из обломочных микрозерен размером менее 60 мкм (цветной рис. 3).

12. Аренитовая структура состоит большей частью из обломочных зерен бокситов; их размер колеблется от 60 до 2000 мкм (цветной рис. 4). Синонимы: песчаниковая или псамитовая структура.

13. Пеллетовая структура состоит преимущественно из сферических бокситовых обломочных зерен (цветной рис. 5).

14. Конгломератовая структура состоит главным образом из бокситовых галек размером более 2 мм (цветной рис. 6). Они цементируются основной массой боксита. Синоним: гравелитовая структура. По Бушинскому [88], на уральских бокситовых месторождениях гравелитовую структуру называют *порфировидной структурой*.

15. Брекчиевая структура состоит большей частью из угловатых кусков бокситовых обломков размером 2—100 мм (рис. 103), сцементированных основной массой боксита.

16. Агломератовая структура состоит преимущественно из валунов боксита размером более 10 см (рис. 104) и цементирующей основной массы.

В. Структуры метаморфизованных бокситов

17. Гранобластовая структура построена из макрокристаллических изометричных зерен приблизительно одинакового размера.

18. Порфиробластовая структура — большие порфиробласты включены в кристаллическую зернистую основную массу.

19. Лепидобластовая структура состоит преимущественно из макрокристаллических зерен, обладающих формой чешуй или пластинок.

Аутигенные структуры образовались в основном на месте и состоят из аутигенных структурных элементов. Они могут иметь син-, диа-, эпи- и гипергенетическое происхождение. Вторичные процессы, главным образом окисление пирита и обезжелезивание, разрушают ранее сформировавшиеся структурные элементы. В таких бокситах первоначальная структура стерлась, плохо заметна или полностью исчезла. Эти типичные эпи- и гипергенетические структуры преимущественно носят пелитоморфный или колломорфный характер.

Аллотигенно-обломочные структуры построены главным образом из структурных элементов обломочного происхождения. Подобно обломочным горным породам, их можно классифицировать по размеру зерен.

Наконец, следует обратить внимание на некоторые, по нашему мнению, ошибочные названия структур бокситов, такие, как «твердый», «мягкий», «рыхлый». Твердость не может определять структуру. Поэтому нельзя считать типом структуры «землистые бокситы» [457]. Не является также структурным признаком количество и форма пор и полостей в бокситах. Это тип выполнения пространства, поэтому неправильно говорить о «ноздреватой структуре» [457]. Бывают случаи возникновения пор за счет избирательного растворения определенных структурных элементов. Например, на некоторых месторождениях пизолиты гипергенетически растворились. В этом

случае мы имеем дело со своеобразной «отрицательной структурой», в которой мелкие шаровидные пустоты соответствуют бывшим пизолитам. Поэтому здесь нельзя говорить об отдельном типе структуры, ведь именно по пустотам можно узнать первоначальную пизолитовую структуру боксита.

В процессе описания структур бокситов необходимо учитывать только фактические структурные признаки и не обращать внимания на текстурные особенности породы (например, слоистость) или на другие петрографические свойства (цвет, выполнение пространства, твердость). Иначе дело осложнится, получится путаница, полная внутренних противоречий.

4.3.3. Частота и распределение типов структур в пространстве и времени

На основании принципов, изложенных в предыдущем разделе, мы определили главные типы структур и их частоту по месторождениям (приложение 2). Распространение структур на одних месторождениях было определено нами на месте, в поле, на других были собраны типичные пробы бокситов, которые исследовались в лаборатории, а для некоторой части месторождений были обработаны литературные данные и фотоснимки структур, приложенных к научным статьям. Всего удалось охарактеризовать структуры примерно 2% карстовых бокситов.

Кроме 19 вышеизложенных простых типов структур в карстовых бокситах обнаружено более чем 50 сложных структур. Очень немногие месторождения сложены структурно однородными бокситами. Обычно даже в одной залежи встречаются бокситы различной структуры, и количественное распределение структур в породах может быть резко различным. Мы рассчитали частоту отдельных типов структур по отношению к общему количеству карстовых бокситов. Ниже приводим пример 10 наиболее часто встречающихся структур:

Структура	Частота, %
1. Пелитоморфная	26
2. Ооидно-пизолитовая	10
3. Микрообломочно-аренитовая	7
4. Конгломерат-аренитовая	5
5. Пизолитовая структура	3
6. Аренитовая	3
7. Аренит-пеллетовая	3
8. Микрообломочная	3
9. Микрообломочно-пелитовая	2
10. Ооидная	2

Вследствие многообразия структур бокситов все сведенные в таблицу типы охватывают только 64% всех карстовых бокситов. Частота оставшихся примерно 60 типов структур составляет 36%.

Для лучшего обозрения типы структур можно объединить в *генетические группы*:

1. Пять типов структур определяются исключительно основной массой, их суммарная частота самая большая для карстовых бокситов (32%). В данной группе частота пелитоморфной структуры составляет 26%, пелитоморфно-микрокристаллической — 2%, микрокристаллической — 1%, кристаллической — 2%, а кристаллической зернистой — 1%.

2. Семь типов структур построено из концентрических структурных элементов, их совместная частота 16%. Среди них господствуют ооидные и пизолитовые структуры (15%). Чисто бобовые, пизолит-бобовые, ооидно-бобовые и ооидно-пизолит-бобовые структуры составляют лишь 1%. Чисто бобовые бокситы известны до сих пор только на Аркалыкском месторождении

в Казахстане. Микрооиды нигде не преобладают в такой степени, чтобы образовать самостоятельный тип структуры.

3. Различаются пять типов структур, в которых количество основной массы и концентрических структурных элементов приблизительно одинаковое. Собственно говоря, эта группа является переходной между первой и второй группами. Ее частота всего 4%. В этой группе наибольшей частотой характеризуются ооидно-пелитоморфная и пизолит-пелитоморфные структуры. В качестве примера упомянем палеоценовые месторождения Козина в Словении, где бокситы имеют ооидно-кристаллически-зернистую структуру. Значительное увеличение размера зерен основной массы произошло за счет диагенетической диаспоризации.

4. Суммарная частота оставшейся части аутигенных структур составляет лишь 0,4%. К этой группе относится колломорфная структура, которая встречается в максимальном количестве в бокситах Аркалыка. Псевдопорфировая структура была описана Шинковцом [399] в триасовых залежах бокситов плато Лика в Югославии, но и там она редко встречается. Псевдобрекчиевая структура известна до сих пор только по описанию Гуляницкого [190] в Южно-Тиманских бокситах, но и там она играет подчиненную роль. Автор наблюдал конкреционную структуру в некоторых вьетнамских и словенских бокситах, а также в группе залежей Пеппер равнины Сент-Элизабет на острове Ямайка, где такой структурой характеризуется 20—60 вес.% всей породы.

5. Насчитывается 17 типов структур, построенных преимущественно из обломочных структурных элементов или их комбинаций. 27% карстовых бокситов характеризуются такой структурой. Среди этих структур тонкообломочные играют более важную роль (16%), чем грубообломочные (11%). Среди тонкообломочных господствуют микрообломочные и аренитовые структуры; пеллетовые встречаются гораздо реже. Среди грубообломочных структур конгломератовые наблюдаются чаще других; количество брекчиевых структур меньше и еще реже агломератовая структура. Чисто агломератовые бокситы известны только в южной части гор Альпий в Южной Франции. Агломерат-конгломератовые бокситы часто встречаются на месторождении Гант в Венгрии. Также в Венгрии в залежах Сёц и Маломвёльдь найдены отдельные большие валуны бокситов.

Несколько типов структур характеризуются очень плохой сортировкой, как, например, микрообломочно-аренитово-конгломератовые и конгломерат-пеллетово-микрообломочные структуры. Они встречаются редко, их суммарная частота всего 1%. Плохая сортировка является важным генетическим признаком, позволяющим сделать выводы о транспортировке бокситового материала мутьевыми потоками.

6. Имеется 8 типов структур, в которых количество основной массы и обломочных структурных элементов примерно одинаковое. Впрочем, эта группа является переходной между первой и пятой группами. Их суммарная частота 6%. Внутри группы наиболее часто встречается микрообломочно-пелитоморфная структура.

7. В 20 типах структур комбинируются обломочные и диагенетические структурные элементы. Суммарная частота 9%. С точки зрения генезиса это наиболее интересная группа, так как она указывает на значительное диагенетическое преобразование вещества и его структуры после транспортировки обломочного материала. В данной группе наиболее часто встречаются ооидно-пизолитово-аренитовая (2%) и пизолит-пеллетовая (1%) структуры.

8. Частота гранобластовых, порфиробластовых и лепидобластовых структур, характерных для метаморфизованных бокситов, составляет 3%.

Сравнительная частота встречаемости перечисленных 8 групп структур показана на рис. 105, откуда видно, что *частота переходных и генетически*

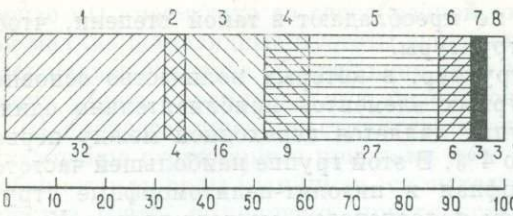


Рис. 105. Частота появления генетических групп бокситовых структур.

1 — структуры, полностью определяемые основной массой; *2* — основная масса и скорлуповато-концентрические структурные элементы; *3* — структуры, состоящие из скорлуповато-концентрических структурных элементов; *4* — скорлуповато-концентрические и обломочные структурные элементы; *5* — структуры, состоящие из обломочных структурных элементов; *6*—обломочные структурные элементы и основная масса приблизительно в равных количествах; *7* — структуры метаморфизованных бокситов; *8* — структуры бокситов, недостаточно охарактеризованные для оценки.

комбинированных групп намного меньше, чем частота генетически однородных групп.

При рассмотрении данных приложения 2 можно видеть, что существует несколько структурных элементов, которые не создают типа структуры, т. е. частота которых не достигает 25% ни в одном из месторождений бокситов. Это псевдоморфозы, микрооиды, выполнение пор, выполнение трещин и прожилки. Их частота в бокситах очень различна и оценить их можно только после проведения детальных и систематических подсчетов частоты.

На основании изучения многих типичных проб и литературных данных мы установили следующий порядок частоты встречаемости структур в латеритных бокситах:

1. Реликтовая структура ([88] «псевдоморфная» структура).
2. Колломорфная и колломорфно-пизолитовая структуры.
3. Бобово-пизолитовая структура.
4. Пелитоморфная структура.
5. Конкреционная структура.
6. Трубчатая (червеобразная) структура.

В автохтонных латеритных бокситах в принципе не может быть обломочных структур, они могут образоваться только в переотложенных латеритных бокситах. Главное отличие латеритных бокситов от карстовых в структурном отношении заключается в том, что в карстовых полностью отсутствует реликтовая структура. Заметным отличием является и то, что в карстовых бокситах редко встречаются колломорфные и бобовые структуры, а в латеритных — несколько чаще. Грубоконкреционные и трубчатые структуры в карстовых бокситах неизвестны. Одинакова распространенность пелитоморфной структуры, хотя в карстовых бокситах она встречается несколько чаще. Ооидные и ооидно-пизолитовые структуры также чаще наблюдаются в карстовых бокситах. Следовательно, существует резкое структурное различие между карстовыми и латеритными бокситами, причина которого заключается в их различном генезисе. От генезиса бокситов зависит распространение и частота типов структур.

Молодые неперекрытые залежи карстовых бокситов характеризуются в основном пелитоморфной структурой (Соломоновы острова, острова Самар, Лифу, Маре, Ямайка, Гаити, Доминика). Эти бокситы еще настолько рыхлые, что даже при их некотором местном переотложении не возникали обломочные структуры.

Более сильное диагенетическое преобразование структуры (например, образование ооидов и пизолитов) наблюдается в них крайне редко. В залежах, находящихся близ уровня подземных вод (например, район фермы Пеппер на Ямайке), произошло образование конкреционных зерен, богатых железом. Вероятно, для образования ооидов и пизолитов необходимы процессы диагенеза под покрывающими слоями при полной и длительной пропитке их подземными водами.

В более древних залежах карстовых бокситов не обнаруживается существенной разницы структуры в бокситах различного возраста; даже в самых древних найдены как обломочные, так и главные диагенетические типы структур. Различие наблюдается только в основной массе: микрокристаллическая и кристаллическая зернистая основная масса главным образом характерна для триасовых и более древних залежей бокситов, а пелитоморфная основная масса — для залежей моложе триаса.

Как видим, полная перекристаллизация и рост кристаллов основной массы — чрезвычайно медленный процесс, и для этого требуется более чем 200 млн. лет. Самые древние бокситы, еще имеющие пелитоморфную структуру, встречаются на Южном Тимане (нижний карбон) и в штате Миссури (средний карбон). Оба района спокойны в тектоническом отношении, и бокситы не претерпели тектонического воздействия, которое могло ускорить перекристаллизацию основной массы. На территориях, подвергавшихся сильным тектоническим воздействиям, основная масса даже более молодых залежей бокситов стала микрокристаллической. Завершением этого процесса является полная перекристаллизация бокситов (образование наждаков), претерпевших региональный метаморфизм.

По типам залежей нами замечены следующие закономерности: в самых типичных залежах *средиземноморского типа*, залегающих в чисто карбонатных формациях, господствуют ооидная, ооидно-пизолитовая и пелитоморфная структуры (например, в бокситах Югославии и Греции). Напротив, для залежей Венгрии характерны микрообломочные и аренитовые структуры. В палеозойских бокситах Урала и Средней Азии господствуют обломочные структуры, а для неогеновых и более молодых месторождений более характерны пелитоморфные структуры (Ямайка, Гаити и т. д.).

В бокситовых месторождениях *тиманского типа* чаще всего встречаются вместе тонкообломочные, ооидно-пизолитовые и структуры, определяемые только основной массой. Так как преобладающее большинство этих месторождений сформировалось в палеозое, во многих местах основная масса подверглась перекристаллизации и стала микрокристаллической или кристаллической, зернистой. Только на Южном Тимане найдены в значительном количестве бокситы с пелитоморфной структурой.

Для бокситов *казахстанского типа* характерно преобладание обломочных структур и разнообразие размеров обломочных зерен. Внутри одного месторождения, даже внутри одной залежи, могут встречаться все типы обломочных структур, от микрообломочной до конгломератовой. В залежах, подобных латеритным, где произошла сильная бокситизация после осаждения, имеются и бобовые, бобово-пизолитовые, пизолитовые и колломорфные структуры (например, Аркалык, Западно-Тургайская группа месторождений, Прибрежная Равнина и Провинция Долин и Хребтов в США). В таких залежах встречается и «реликтово-обломочная» структура, описанная Пастуховой [348].

В бокситах *арьежского типа* в соответствии с автохтонной бокситизацией всегда происходит формирование пизолит-бобовых и пизолитовых структур, в то время как подстилающие глины, едва претерпевшие бокситизацию, характеризуются обычно пелитоморфной структурой. В этом типе залежей обломочные структуры встречаются редко и наблюдаются только в самых верхних частях залежей, претерпевших местное переотложение.

Особенности образования залежей *тульского типа* отражаются также в их пелитоморфно-кристаллически-зернистой структуре.

Залежи салентинского типа не имеют своей индивидуальной структуры, так как они образовались путем вторичного переотложения крупных или мелких кусков бокситов, в которых структура не изменилась или изменилась мало.

Таким образом, различия структур по типам залежей являются скорее только общими тенденциями. В месторождениях одного и того же типа могут быть существенные расхождения. Возможно, что геологический возраст и степень развития покрывающих слоев месторождений гораздо больше сказываются на формировании структур, чем условия залегания бокситов.

По нашему мнению, исследование типов структур важнее для понимания генезиса месторождений, чем это казалось раньше. Накопление систематических количественных данных, характеризующих структуры, в следующих десятилетиях приведет к большим достижениям в этой области.

4.4. Текстурные особенности бокситов

Под *текстурой* бокситов понимается пространственное расположение и ориентировка структурных элементов, а также внутренние неоднородности бокситовой залежи и характерные элементы их форм. Нами различаются первичные и вторичные текстуры. Первичные текстуры формируются до диагенеза бокситов, вторичные — после него. Первичные текстуры — это слоистость, включения гальки и прослойки других пород в бокситах, вторичные — литоклазы[1], трещины, пустоты, а также корки на контакте с подошвой.

4.4.1. Слоистость и сланцеватость

По мнению многих исследователей, карстовые бокситы неслоисты, это явление считается даже одним из важнейших литологических признаков карстовых бокситов. Но в действительности это не так, и многие бокситовые залежи в большей или меньшей степени слоисты. Обобщение наших наблюдений и литературных данных по этому вопросу представлено в табл. 2. Нами различается несколько основных типов слоистости бокситов.

4.4.1.1. Неслоистые бокситы. По их текстуре различаем следующие два подтипа:

а) *Однородная текстура* — бокситы характеризуются одинаковым строением во всех направлениях; им присуща однородная структура или изменяющаяся очень медленно, постепенно. В шлифах в ориентировке одиночных минеральных зерен не намечается никакой закономерности, они располагаются в полном беспорядке. Эта текстура может образоваться путем очень медленной кристаллизации гелеобразной мути в спокойных условиях. Так построены огромные залежи карстовых бокситов Центральной Америки, тихоокеанских месторождений, часть залежей Югославии и Греции;

б) *Неоднородная хаотическая текстура* — глыбы бокситов какой-либо определенной структуры и состава залегают в совсем других бокситах, причем граница между ними резкая. Обычно глыбы твердые, состоят из хорошего боксита, а вмещающее вещество более мягкое, глинисто-бокситовое. Размер глыб может меняться от 0,5 до 10 м³. Одним из самых характерных примеров является месторождение Бедарьё в Южной Франции (рис. 106). Образование этой вторичной текстуры связано с вторичным карстованием подошвы залежи. По Комбу [113], это происходило следующим образом. После образования пластообразной бокситовой залежи под ней началось новое карстообразование, при котором в наиболее доступных для воды местах образовались полости (фаза *а*). В эти углубления поступал бокситовый материал из вышерасположенного слоя, при этом глинистые разности, как более пластич-

[1] В советской геологической литературе термин «литоклазы» является синонимом термина «трещины». Автор книги литоклазами называет тончайшие трещины, не имеющие выполнения.—*Прим. ред.*

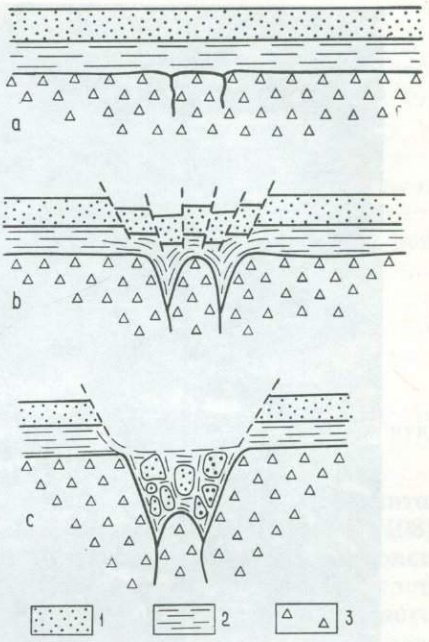


Рис. 106. Схема образования хаотической текстуры бокситовой залежи Бедарьё, Франция [113].

1 — пизолитовый боксит; *2* — пелитоморфная бокситовая глина; *3* — доломит и известняк подошвы.

ные, «затекали» в полости, захватывая и перемешивая куски раздробленных непластичных твердых разностей боксита (фаза *b*). Дальнейшее углубление карстовой воронки приводило к тому, что текстура всей залежи становилась хаотической (фаза *c*). Подобные текстуры были обнаружены нами в некоторых залежах Маэстразго в Испании, Нежа в Венгрии и Падуреа-Краюлуи в Румынии.

4.4.1.2. Слоистые бокситы. Степень слоистости в бокситах очень различна. Самая примитивная, стертая, форма слоистости — это когда в бокситах не имеется ни слоев, ни плоскостей напластования; только наиболее крупные структурные элементы упорядочены и располагаются параллельно поверхности залежи. Часто наблюдается это в китайских бокситах (рис. 107) и в первичных пермских залежах северной части Вьетнама. В самой верхней части залежей бокситов Средней Греции видна стертая слоистость бокситов, переходящих постепенно вниз в неслоистые бокситы.

По наблюдениям Никола [324], в залежах Бриньоль во Франции часто наблюдается залегание галек, параллельное плоскости осаждения бокситов. В бассейне Халимба в Венгрии во многих местах бокситы содержат рассеянные доломитовые гальки и обломки. Большинство их расположено параллельно плоскости осаждения, остальные находятся в полном беспорядке. Рассеянные доломитовые обломки местами образуют слои мощностью от 5 до 20 см, неоднократно повторяющиеся один над другим. Совместно они отображают слоистость залежи. Во многих местах участка Халимба II нами наблюдалась подобная слоистость.

Следующая степень слоистости — плоскостей напластования еще нет, но структура бокситов постепенно меняется перпендикулярно плоскости осаждения. Во многих участках месторождения Гант в Венгрии различные типы бокситов, такие, как пелитоморфные, микрообломочные, аренитовые и конгломератовые, постепенно сменяют друг друга (цветной рис. 7), не образуя четкой слоистости.

Иногда обломочные зерна отсортированы и равномерно распределены так, что их размер кверху постепенно уменьшается и потом слои тончайшего

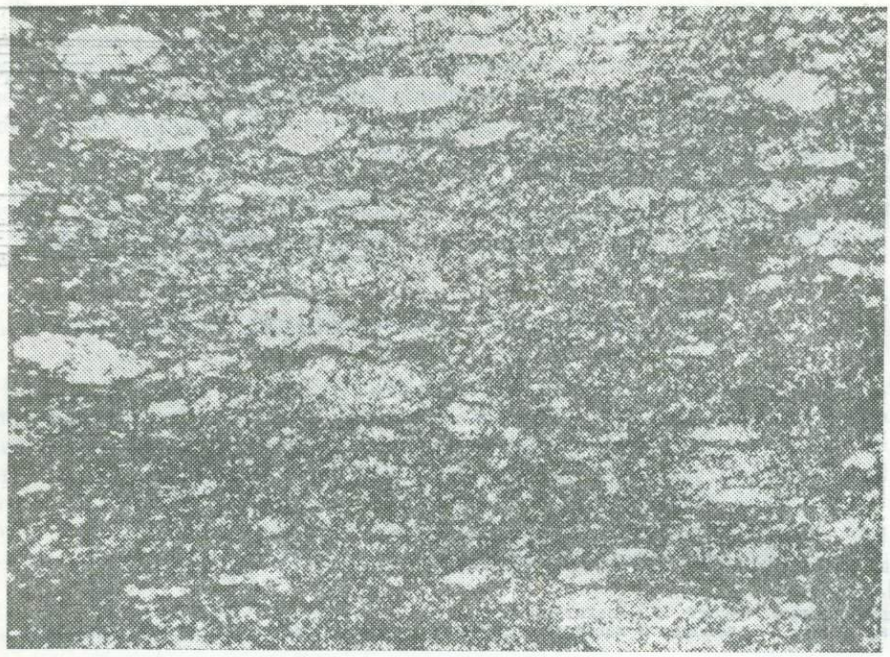


Рис. 107. Слоистость, выраженная параллельным распределением структурных элементов в боксите.
Месторождение Гунсянь, провинция Хэнань, Китай [393]. Прозрачный шлиф, при одном николе, ув. 50.

материала опять сменяются грубозернистыми. Это распределение может неоднократно повторяться. Этот тип слоистости хорошо известен в обломочных породах и называется *градационной* (*сортированной*) *слоистостью*. Она обнаружена во многих местах в верхних частях залежей на месторождениях Гант, Халимба и Нежа в Венгрии.

Преобладающее большинство залежей бокситов Ямайки неслоисты. Следы слоистости наблюдаются исключительно в залежах, находящихся на равнинах и в крупных долинах. Нами наблюдалась градационная слоистость общей мощностью около 50 см в средней части залежи бокситов в карьере, расположенном вблизи Майерсвилла на равнине Сент-Элизабет. В нижней части залежи размер галек бокситов составляет 2—3 см, а кверху их размер постепенно уменьшается до 1—2 мм. Над и под слоистыми участками наблюдались неслоистые бокситы.

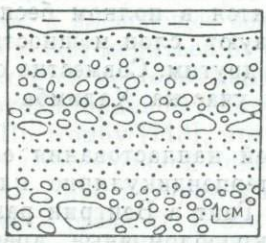


Рис. 108. Градационная слоистость.
Девонский боксит, Северный Урал, река Вагран [88].

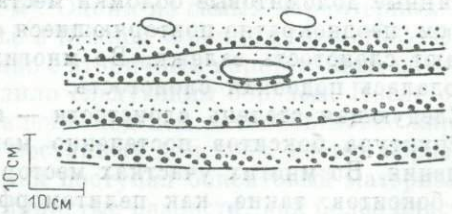


Рис. 109. Градационная слоистость.
Залежь рудника Турв, месторождение Бриньоль, Франция.

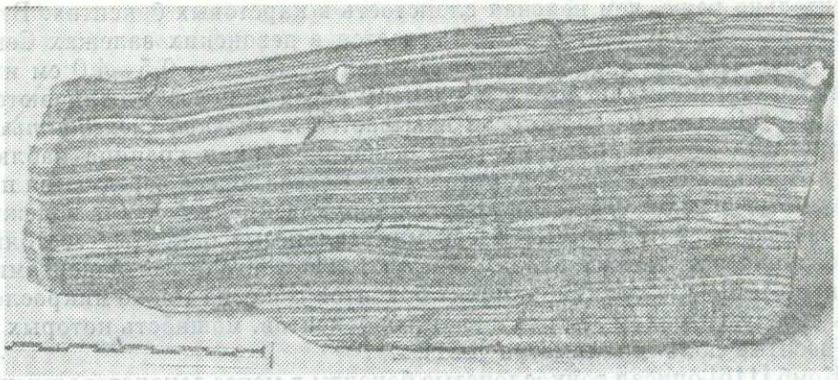


Рис. 110. Чередование тонких слоев глинистого бокситa (темный) и доломитовой муки (светлый) с отдельными доломитовыми гальками.
Залежь Ла-Бронь, месторождение Бедарьё, Франция [116].

По исследованиям Бушинского [88], в залежах девонских бокситов Северного Урала часто встречается градационная слоистость (рис. 108). По Абдуллаеву [1], она часто наблюдается и в палеозойских бокситах бокситоносного района Средней Азии. Харин [203] установил градационную слоистость и в бердско-обуховских девонских бокситах. Нами встречена многократно повторяющаяся сортированная слоистость на шахте Турв месторождения Бриньоль во Франции. Здесь в трехметровом интервале пород снизу вверх повторяются микроциклы осадконакопления через каждые 5—10 см. Местами бокситовые гальки под влиянием своего собственного веса вдавлены в нижележащие еще мягкие пелитоморфные бокситы (рис. 109). Здесь градационная слоистость распространена на небольшой площади и на флангах залежи постепенно пропадает, происходит переход в неслоистые бокситы. На остальных участках этой шахты бокситы неслоистые, а на других участках месторождения Бриньоль, особенно в залежах Мазог, Никола [323, 324] обнаружил градационную слоистость во многих местах. В бассейне Вильвейрак во Франции нами замечена градационная слоистость, повторяющаяся через 10 см в пизолит-пеллетовых бокситах. Здесь пизолиты перенесены на новое место. То же самое явление часто встречается и в Западно-Тургайских залежах (цветной рис. 8).

Четкая настоящая слоистость — отдельные слои разграничены друг с другом отчетливыми плоскостями напластования. Это явление встречается

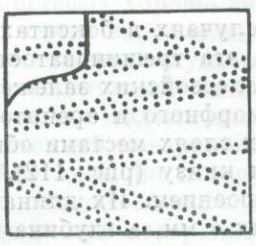


Рис. 111. Косая слоистость в бокситe.
Девонские бокситы, река Вагран, Северный Урал [88.]

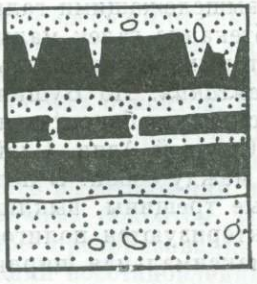


Рис. 112. Ленточная слоистость с трещинами усыхания пелитовых слойков.
Девонские бокситы, река Вагран, Северный Урал [88].

относительно реже, чем неясная слоистость в карстовых бокситах. В первую очередь настоящая слоистость наблюдается в девонских залежах Северного Урала [88]. Обычно слои характеризуются мощностью 0,5—4,0 см и параллельным залеганием; по цвету и размеру зерен они резко отличаются друг от друга. Данный тип слоистости называется *ленточной слоистостью* (цветной рис. 10). По Бушинскому [88], особенно резкая граница наблюдается между отдельными слоями боксита на реке Сосьве. Здесь чередуются песчано-гравелистые и пелитовые слои. Бердско-обуховские девонские залежи большей частью четко слоистые. Здесь микрослоистые бокситы, состоящие из микроскопически тонких слоев, чередуются с ленточными бокситами [315]. Верхние части залежей кембрийских бокситов Боксона также микрослоистые. Здесь чередуются слои темных и светлых бокситов, мощность которых составляет десятые доли миллиметра [331].

Комб [116] описал тонкослоистые бокситы в менее закарстованных частях месторождения Бедарьё во Франции. Слои мощностью 1—3 мм различаются между собой интенсивностью окраски. Местами под давлением бокситовых галек нижележащий слой немного прогибается. В залежи Ла-Бронь этого месторождения Комб нашел бокситы с хорошо развитой слоистостью, в которых слои глинистых бокситов мощностью несколько миллиметров чередуются со слоями доломитовых зерен (рис. 110).

В Словении, вблизи села Храста, автором был отмечен интервал тонкослоистого строения мощностью около 30 см в средней части залежи неслоистых бокситов. Отдельные слои различаются по цвету (цветной рис. 11). Этот интервал с четко проявленной слоистостью состоит из бокситоподобных глин, вверх и вниз постепенно переходящих в нормальные бокситы. Денисевич [194] под микроскопом обнаружил очень тонкую микрослоистость в бокситах Раховского района.

Еще реже встречается в бокситах *косая слоистость*. В красных бокситах аренитовой структуры месторождения Красная Шапочка на Северном Урале Бушинским [88] была обнаружена однонаправленная косая слоистость (рис. 111). Бушинский объяснил ее возникновение речной транспортировкой материала. Косые слои образуют с плоскостью основной слоистости угол, равный почти 30°, и падают к востоку. Следовательно, транспортировка вещества происходила с запада.

В самой нижней части залежи Мазог вблизи г. Бриньоля во Франции Никола и Леколл [327] обнаружили косую слоистость слоев боксита, состоящих из раздробленных и перенесенных ооидов. К верхам разреза они постепенно переходят в неслоистые бокситы.

Слоистость обтекания [88] образуется при выжимании воды из бокситового ила вышележащими гальками. Получается мелкая усадка бокситового ила и обтекание галек малыми слоями.

В некоторых, исключительно редких случаях в бокситах наблюдаются *трещины усыхания*. По Бушинскому [88], эта трещиноватость встречается в ленточно-слоистых бокситах некоторых палеозойских залежей на Северном Урале и в Средней Азии. Слойки пелитоморфного и аренитового бокситов чередуются между собой. В пелитоморфных слоях местами обнаруживаются вертикальные трещины, выклинивающиеся книзу (рис. 112). В плане трещины характеризуются полигональным строением. Их длина может достигать 5 см, максимальная ширина составляет 4 мм, а глубина не более 3 см. Трещины выполнены аренитовыми бокситами вышележащего слоя. Трещиноватость усыхания свидетельствует о периодическом усыхании бассейна осадконакопления. Тот факт, что это явление очень редко встречается в карстовых бокситах, позволяет предположить, что в ходе накопления бокситов бассейн редко пересыхал или вообще не подвергался полному усыханию.

Из данных приложения 2 видно, что бокситы с обломочной структурой

обычно слоисты, а бокситы с пелитоморфной структурой часто неслоисты. В то же время осадочные глинистые породы характеризуются хорошо развитой слоистостью вопреки аналогичному размеру их зерен. Следовательно, причина неразвитой слоистости бокситов заключается не в размере зерен, а в своеобразных условиях их осадконакопления.

Таблица 8

Слоистость бокситов и геологический возраст

Геологический возраст месторождений	Бокситы неслоистые	Бокситы слабослоистые	Часть бокситов хорошо слоистые, часть слабослоистые	Нет данных	Всего
Четвертичный и неоген	21	1	—	—	22
Палеоген	27	8	—	3	38
Мезозой	57	30	1	8	96
Палеозой	5	12	11	5	33
Всего	110	51	12	16	189

Выясняется еще более важная закономерность, если оценить данные слоистости в связи с геологическим возрастом (табл. 8).

Все неогеновые и четвертичные бокситовые залежи неслоисты. Преобладающее большинство палеогеновых месторождений также неслоисты, но известно несколько месторождений слабослоистых бокситов. Среди мезозойских месторождений уже многие обладают слабой слоистостью. Наконец, в палеозойских месторождениях преобладают хорошо и слабослоистые бокситы.

Слоистость является первичной особенностью осадков. Под влиянием тектоники или метаморфизма может образоваться сланцеватость, которая хорошо отличается от первичной слоистости. Данные табл. 8 показывают, что условия осадконакопления бокситов постепенно изменялись в течение геологического времени. Отсюда следует, что нельзя ставить знак равенства между древними и молодыми карстовыми бокситами, по крайней мере с точки зрения их накопления. В этом отношении палеозойские месторождения особенно отличаются от более молодых бокситовых месторождений.

Гипергенные процессы отчасти или полностью могут нарушить первоначальную слоистость бокситов. Это явление обнаружено автором в ходе исследования проб бокситов из залежей северной части Вьетнама, переотложенных в третичный период.

Первоначально серые палеозойские бокситы здесь были слабослоистыми. В прозрачных шлифах хорошо видно, что мелкие обломочные зерна бокситов располагаются почти параллельно слоистости. Во вторично переотложенных залежах накапливались валуны и гальки первичных бокситов. Под влиянием выветривания их наружная часть мощностью 5—20 мм претерпела окисление, и цвет бокситов стал желтым или красным. Это преобразование продвигалось по резко выраженной поверхности химического выветривания и здесь изменился не только цвет, но и структура первичных бокситов. Исчезла даже их слоистость. Такое сильное поверхностное преобразование происходит в первую очередь при поверхностном окислении восстановленных бокситов.

Сланцеватость является вторичным признаком текстуры пород. Она часто встречается в тектонически нарушенных и в более или менее метаморфизованных залежах бокситов. Сланцеватость чаще всего формируется в глинистых бокситах и в бокситовых глинах вследствие перекристаллизации глинистых минералов перпендикулярно к направлению давления.

В приложении 2 перечислены месторождения, на которых наблюдается сланцеватость бокситов. Сланцеватость китайских бокситов возникла исключительно под действием тектоники и статического давления вышележащих слоев, они едва затронуты процессами метаморфизма. Такое же явление наблюдается на месторождении бокситов вблизи Мазина в Югославии, где под влиянием тектонического давления глинистые бокситы и бокситовые глины стали сильно сланцеватыми.

4.4.2. Карбонатные гальки и прослойки в бокситах

4.4.2.1. Гальки известняков и доломитов. Вблизи подошвы в залежах средиземноморского типа часто встречаются транспортированные, более или менее окатанные гальки известняков и доломитов. Их размер колеблется от нескольких миллиметров до полуметра. Такие гальки обнаруживаются также в низах венгерских залежей.

Гальки местами полностью сохранены, материал их свежий. Нередко их внутренняя часть рыхлая, выветрелая, порошкообразная; они пропитаны серовато-черными тонкодисперсными минералами марганца или местами окаймлены пленкой черного налета марганца. Такие гальки были обнаружены автором вблизи Итея в Греции, а также на краевых частях залежи шахтного участка Монплезир месторождения Вильвейрак и в нижних частях ревестских бокситовых залежей во Франции. В Арьеже доломитовые гальки окаймлены тонкой пирит-марказит-гематитовой коркой [113]. Местами гальки полностью растворены, и на их месте остались только полости. Выветривание и растворение галек объясняется эпи- и гипергенными процессами.

В залежах Монти-Маджоре, Монти-Матезе, Монти-Д'Окре в Италии, а также вблизи Итея в Греции автором обнаружено, что к краям залежей содержание галек известняка в бокситах резко возрастает. Параллельно с выклиниванием залежи увеличивается количество и размер галек. Таким образом бокситы постепенно заменяются известняковым конгломератом с бокситовым цементом. Мощность брекчий обычно менее 1 м, только в редких случаях достигает 2 м.

Максимальное количество рассеянных известняковых галек было найдено нами в бокситовых залежах Миловичи вблизи Велимле в Черногории. В уже отработанных небольших карьерах хорошо было видно, что вся залежь содержит очень много твердых белых галек известняка диаметром 10—30 см. Наиболее частый размер зерен 5—20 см.

Гальки подстилающих известняков и доломитов иногда весьма многочисленны и образуют прослойки в бокситах. В большой пластообразной залежи боксита в Халимбайском бассейне в Венгрии помимо рассеянных галек известняков и доломитов встречаются и их прослои (рис. 113). Эти прослои состоят главным образом из доломитовых галек, сопровождающихся меньшим количеством известняковых галек. Гальки включены в основную массу, состоящую из доломитовой муки и глинистых бокситов, диаметр галек 0,5—10 см; наиболее часто встречающийся размер 1—5 см. Гальки слабо окатаны. Материал отдельных доломитовых галек позднее подвергался кальцитизации, вследствие чего для них характерно концентрически-зональное строение. В прослойках иногда встречаются темно-красные твердые обогащенные железом бокситовые гальки размером в несколько сантиметров. Соотношение галек и основной массы сильно изменчиво. Местами количество основной массы настолько мало, что гальки едва сцементированы. В других местах основной массы много, она твердая и вместе с гальками образует конгломерат.

Такие прослои особенно часто встречаются на южной и юго-западной окраинах месторождения Халимба. Мощность прослоев местами превышает

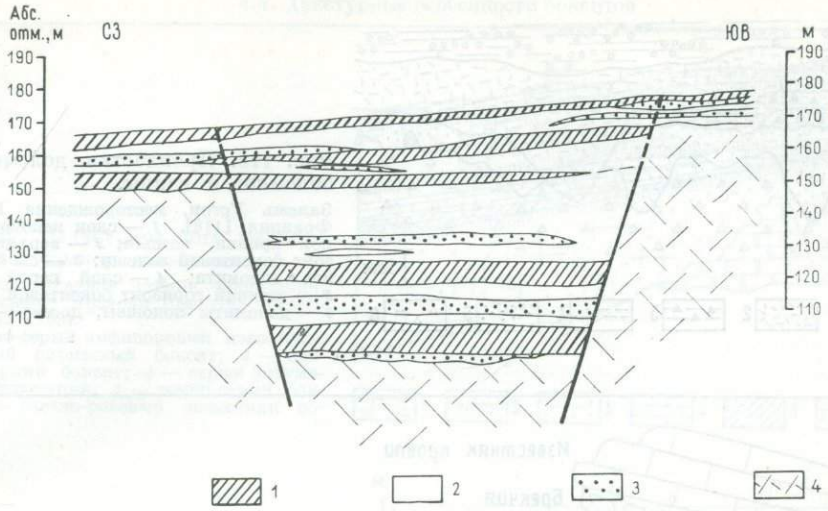


Рис. 113. Прослои известняковых и доломитовых обломков в бокситe.

Месторождение Халимба, Венгрия. *1* — боксит; *2* — боксит с рассеянными обломками доломита и известняка; *3* — слои, состоящие преимущественно из доломитовых и известняковых обломков; *4* — доломит.

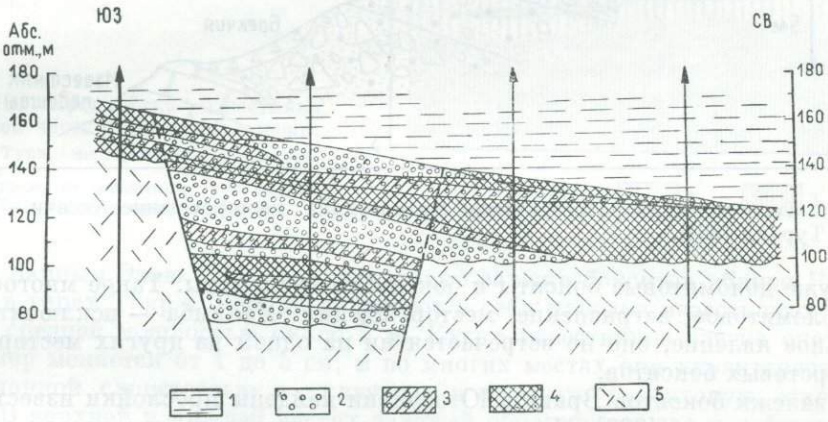


Рис. 114. Прослои доломитовых и известняковых обломков в бокситe.

Юго-западная часть месторождения Халимба, Венгрия. *1* — кровля верхнего мела; *2* — слои, состоящие преимущественно из доломитовых и известняковых обломков; *3* — боксит с рассеянными обломками доломита и известняка; *4* — боксит, глинистый боксит и бокситовая глина; *5* — верхнетриасовый доломит и известняк.

даже 10 м, однако они прослеживаются в общем только на расстоянии 100—200, максимально 300 м (рис. 114). В средней части месторождения на шахтном участке Халимба III в большинстве горных выработок наблюдаются только прослои мощностью несколько сантиметров.

Кроме вышеупомянутых прослоев во всей пластообразной залежи Халимба встречаются рассеянные доломитовые, в меньшем количестве — известняковые гальки. Они разнообразны по размеру, помимо крупных галек встречаются и совсем мелкие обломочные зерна. Их концентрация также изменчива. Количество галек в среднем на шахтном участке Халимба III составляет 1—3%, это количество постепенно уменьшается к северу и от периферии залежей к центру. Вблизи кровли рядом с гальками находятся и аутигенные тонкодисперсные зерна доломита, и порода здесь представляет

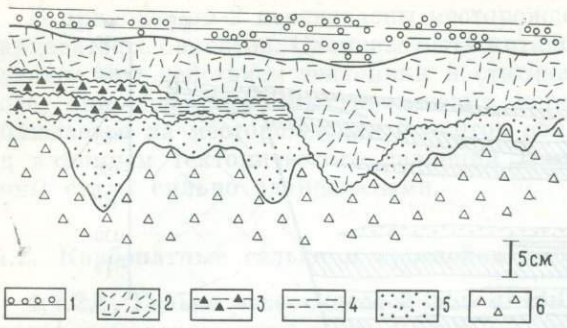


Рис. 115. Пропластки доломитовых обломков и глины.

Залежь Устон, месторождение Бедарьё, Франция [116]. *1* — слои непосредственной кровли, кампан; *2* — верхний горизонт бокситовой залежи; *3* — слой обломков доломита; *4* — слой серой глины; *5* — нижний горизонт бокситовой залежи; *6* — доломиты подошвы, доггер — мальм.



Рис. 116. Геологический разрез залежи Кизилгедика, месторождение Аксеки — Сейдишехир, Турция [334].

собой уже доломитовые бокситы и бокситовые доломиты. Такое многообразное доломитовое загрязнение месторождения Халимба — исключительно локальное явление, оно не встречается ни на одном из других месторождений карстовых бокситов.

В залежи бокситов Враце в Югославии найдены прослойки известняковых конгломератов [399]. Мощность этих конгломератов изменяется от 1 до 8 м, и к периферии их линзы выклиниваются (рис. 55). Они красного цвета и содержат преимущественно в нижней части гальки бокситов, перенесенные ооиды и пизолиты.

В средней части залежи Устон месторождения Бедарьё во Франции Комбом [114, 116] были обнаружены прослойки доломитовых обломков мощностью 1—5 м, в которых едва окатанные гальки доломитов размером несколько сантиметров включены в доломитовую муку. Над этим прослоем с эрозионным несогласием залегают глины фиолетового, черного и серого цветов, мощность слоев 1—3 м, а выше местами снова следует слой доломитовых обломков. В этом прослое Комб обнаружил глыбу доломитового известняка размером 6×4×1 м. Она является настоящим *олистолитом*, попавшим сюда с поднятия в подстилающих породах, находящегося непосредственно к югу от залежи. По Комбу, олистолит переместился сюда с расстояния всего несколько сотен метров, скользя по мокрому слою глины.

Заслуживает внимания тот факт, что бокситы залежи не содержат рассеянных галек доломитов. Описанный прослой довольно быстро выклинивается и не пересекает всей залежи (рис. 115).

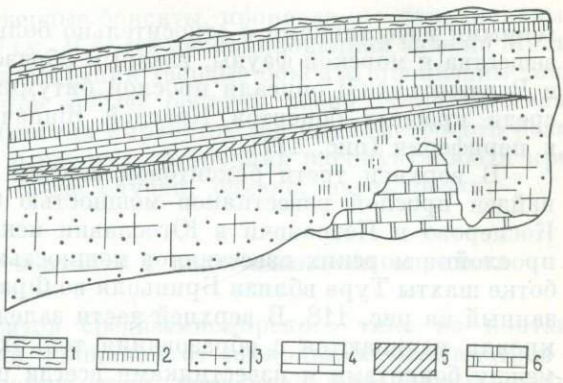


Рис. 117. Пласт красного маркого бокситa с языком известняка.

Зарисовка западной стенки обнажения, месторождение Красная Шапочка, Северный Урал [193].
1 — темно-серый амфипоровый известняк; *2* — серый пиритовый боксит; *3* — красный маркий боксит; *4* — серый битуминозный известняк; *5* — темно-серый боксит; *6* — светло-розовый известняк подошвы.

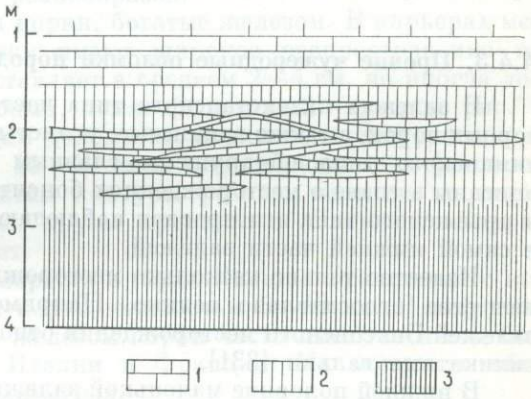


Рис. 118. Пропластки известняка в верхней части бокситовой залежи.

Рудник Турв, месторождение Бриньоль, Франция.
1 — светло-серый известняк; *2* — светло-розовый боксит; *3* — красный боксит.

По данным Эзлю [334], верхнемеловые залежи бокситов вблизи Кизилгедика в горах Тавр в Турции включают в себя прослои известковых брекчий со средней мощностью около 5 м. Куски известняков слегка окатаны, их размер меняется от 1 до 5 см, и во многих местах они характеризуются градационной слоистостью и включены в красную бокситовую основную массу. В верхней и нижней частях залежей обнаружены два подобных прослоя известковых брекчий (рис. 116).

По нашим наблюдениям на Ямайке, в самой верхней части залежей встречаются известняковые гальки размером 2—20 см, иногда в большом количестве, иногда в незначительном. Эти гальки были принесены с соседних поднятий известняков и являются их делювиальными обломками. На глубине 0,5 м от поверхности они совсем отсутствуют и внутри залежей не встречаются. Только на равнине Сент-Элизабет у восточного подножия гор Санта-Крус в одном карьере бокситов нами наблюдался прослой известняковых галек мощностью 0,5—1 м в верхней части залежи. Гальки размером 1—10 см слабо окатаны и залегают в бокситовой основной массе. Весьма интересно, что бокситы, залегающие выше и ниже прослоя, совершенно не отличаются по цвету и структуре, даже самыми тщательными наблюдениями не удается обнаружить разницу между ними.

4.4.2.2. Прослои аутигенных известняков. Такие прослои известны исключительно в залежах средиземноморского и арьежского типа. Они являются результатом кратковременных трансгрессий, когда накопление бокситов сменялось накоплением карбонатных осадков.

Прослои известняка часто встречаются в зеленовато-серых бокситах в верхней части девонских залежей Северного Урала. Они являются органо-

генными известняками с относительно большим содержанием органического вещества и морской фауны, главным образом амфипор [356, 167]. Дементьев и Родченко [193] описали прослой битуминозных известняков, залегающий среди красных бокситов Красной Шапочки и быстро выклинивающийся к периферии (рис. 117).

В верхней трети бокситовой залежи вблизи Древенёза в Швейцарии найден прослой известняков мощностью 0,3—0,5 м [22]. В окрестностях Косиерово и Петровичи в Югославии некоторые залежи включают в себя прослойки морских известняков мощностью 0,2—0,5 м [79]. В горной выработке шахты Турв вблизи Бриньоля во Франции мы наблюдали разрез, показанный на рис. 118. В верхней части залежи морские осадочные известняки кровли начинаются с образования тонких прослоек известняков. Граница между бокситами и известняками всегда резкая, но здесь вблизи прослоек красно-кирпичные бокситы обесцвечены.

4.4.3. Прочие чужеродные обломки пород и прослои в бокситах

В залежах казахстанского типа часто встречаются гальки чужеродных горных пород, а также глинистые, углистые и песчаные прослойки. В залежах тиманского типа обнаружены главным образом углистые прослои. Они описаны в главе о месторождениях бокситов. В залежах средиземноморского и арьежского типа эти прослои наблюдаются очень редко, преимущественно в самой нижней части залежей.

Известно только несколько месторождений, где количество чужеродного вещества относительно велико. Например, в нижней части кембрийских залежей Боксонского месторождения относительно часто встречаются алюмосиликатные гальки [331].

В нижней половине маленькой залежи вблизи Маркушовце в Чехословакии часто наблюдаются окатанные гальки глинистых сланцев, реже гальки хлоритовых сланцев [262].

В залежах как переходного от средиземноморского к казахстанскому (приложение 1, обозначение (ср > каз) имеется еще больше галек чужеродных пород, а иногда встречаются даже их прослойки. Так, в некоторых залежах румынского месторождения Хацег в бокситах залегают тонкие прослойки глинистых песчаников, песчаников и микроконгломератов [345].

4.4.4. Литоклазы, трещины, поверхности скольжения

В рыхлых молодых землистых бокситах литоклазы не обнаруживаются. Для образования литоклазов необходимо, чтобы бокситы затвердели в некоторой степени. Затвердение (литификация) характерно для большинства палеогеновых, мезозойских и палеозойских бокситов. В тектонически спокойных нетронутых залежах бокситов литоклазов очень мало и трещины возникли вследствие диагенетической усадки бокситов.

В процессе позднейшего карстообразования подошвы во многих залежах происходили обвалы и скольжение боксита. В таких случаях поверхности скольжения гладкие, блестящие, на них видны борозды, указывающие на направление перемещения. Они отличаются от плоскостей разломов небольшим распространением и тем, что всегда находятся около углублений на поверхности подошвы.

В спокойно залегающих бокситовых месторождениях Венгрии литоклазы находятся в первую очередь вблизи сбросов. В тектонически нарушенных районах имеется больше литоклазов. Они пересекают бокситы в разных направлениях через 10—20 см, образуя угол в 120° между их главными направлениями. В карьере Антимос, находящемся вблизи Дистомона в Гре-

ции, нами обнаружены очень твердые бокситы, пронизанные параллельными трещинами через каждые 5—10 см. В более дислоцированной залежи Малия-Зеза района Элеусис — Мандра в Греции твердые бокситы пронизаны таким количеством литоклазов, что при добыче бокситы распадаются на мелкие куски. В некоторых местах подземных выработок эти миллиметрового размера кусочки боксита засыпают выработку, затрудняя эксплуатацию и крепление. В карстовых бокситах такие случаи, однако, очень редки.

4.4.5. Корки и выделения на контакте с подстилающими породами

Во многих залежах бокситов средиземноморского типа на контакте с подошвой наблюдается корка толщиной от нескольких миллиметров до сантиметров. Распределение корки очень изменчиво даже внутри одного месторождения. Состав ее тоже разнообразен.

Наиболее часто встречаются корки, богатые железом. В карьерах месторождения Гант в Венгрии корки имеют широкое распространение и их легко изучить. Их мощность составляет в среднем 2—4 см, но иногда достигает и 10 см. Цвет темно-красный, темно-фиолетовый (цветной рис. 12). По направлению к подстилающим доломитам корки не оконтурены, а пропитывают подошву на глубину 10—40 см и окрашивают ее в фиолетовый цвет. По направлению к бокситам контуры резкие, местами на верхней поверхности корки наблюдаются друзы кристаллов. Главным минералом корок являются гематит и гётит.

Под залежами туронского возраста в горах Киона в Греции часто встречается бурая твердая железная корка мощностью 3—10 см. В ней господствует гётит. Подобные богатые железом корки часто имеются и под бокситовыми залежами Югославии, Италии и Франции. Их мощность обычно составляет всего несколько миллиметров.

Местами на нижней стороне железной корки находится черная, богатая марганцем корка, а между ними встречаются белые гнезда гиббсита или непрерывный слой гиббсита. Особенно отчетливо эта тройная корка развита под залежами бокситовых глин вблизи Черсегтомая в Венгрии [32—35].

Черная корка обычно состоит из литиофорита или тодорокита или из смеси этих двух минералов. Местами на подошве наблюдается только эта богатая марганцем черная корка, например на бокситовых месторождениях Элеусис — Мандра. В карьере Антимос вблизи Дистомона в Греции наблюдается черная, богатая марганцем корка, рыхлая, пористая, мощностью в несколько сантиметров. Минералы марганца пронизывают подстилающие известняки на глубину 20—30 см и придают им черный цвет. Марганцевые корки также часто встречаются под бокситовыми залежами Югославии и Франции; реже под бокситами острова Ямайки.

Под отдельными залежами туронского бокситоносного горизонта в горах Киона в Греции автором установлены только белые волокнистые выделения гиббсита, а железной и марганцевой корок не обнаружено. Местами среди выделений гиббсита встречаются гнезда, заполненные белым мыловидным галлуазитом, размером в несколько сантиметров. Над гиббситом изредка наблюдаются желтые, рыхлые, пористые выделения гётита.

Встречаемые местами в нижней части многих бокситовых залежей гальки известняков и доломитов часто покрыты налетами марганца или железа и марганца.

Во многих залежах на контакте с подошвой обнаружены выделения кальцита. Они особенно хорошо развиты под залежью Кабан на месторождении Бедарьё во Франции. Кальцит образует агрегаты радиально-лучистого строения, длина кристаллов в них достигает 10—15 см [116].

На итальянском месторождении Спинаццола на контакте с подошвой нами найдены вторичные кристаллы кальцита длиной несколько сантиметров. На границе с подстилающими доломитами в залежах Халимба и Маломвёльдь в Венгрии автором также обнаружены кристаллы радиально-лучистого кальцита, которые собраны в лучистые, шаровидные и иные друзы. В небольших углублениях на поверхности доломитов они достигают размера 1—3 см.

Кроме описанных выше широко распространенных корок и выделений, другие минералы на контакте с подошвой встречаются исключительно редко. Вблизи Перей во Французских Пиренеях Комбом [113], например, была найдена буровато-черная очень твердая пирит-гипсовая корка на подстилающих доломитах. В Греции под залежью Фтериа I в горах Киона на поверхности подстилающих известняков был обнаружен зеленовато-голубой налет толщиной 1—4 мм, состоящий из минерала таковита [49]. Под залежью бокситов Назда югославского бокситоносного района Власеница автором были найдены рыхлые выделения мощностью несколько миллиметров, представленные ярко-зеленым малахитом.

По нашему мнению, большинство этих корок и выделений являются эпи- и гипергенными образованиями. Представления об их образовании изложены в разд. 5.4.3.

4.5. Физические свойства бокситов

4.5.1. Излом

Для характеристики излома бокситов не существует метода объективной количественной оценки. В литературе по бокситам находим много довольно неопределенных объяснений понятия «излом». На основании изучения большого количества бокситовых проб мы различаем следующие 6 типов изломов:

а) *неровный излом*: поверхность излома неровная, неправильная;

б) *ровный излом*: поверхность излома характеризуется незначительными неровностями, ровная;

в) *параллелепипедальный излом*: от удара боксит распадается на параллелепипеды различного размера, поверхность изломов плоская;

г) *раковистый излом*: поверхность излома имеет форму ракушек размером 0,5—10 см^2;

д) *пластинчатый излом*: под действием удара боксит распадается на тонкие пластинки;

е) *землистый излом*: поверхность излома боксита землисто-зернистая.

В приложении 2 показан порядок частот типов излома по месторождениям. Наиболее распространен неровный излом. За ним следует землистый излом. Большая часть бокситов огромных залежей зоны Карибского моря характеризуется землистым изломом. В большинстве залежей Задунайского Среднегорья в Венгрии и Власеницы в Югославии помимо бокситов с неровным изломом в небольшом количестве встречаются бокситы с землистым изломом.

Большинство бокситов казахстанского типа характеризуется неровным изломом, реже встречается землистый излом. Для месторождений тиманского типа характерны в основном бокситы с неровным изломом. Бокситы островов Тихого океана мы относим к бокситам с землистым изломом, хотя они настолько рыхлые, почвообразные, что об изломе говорить трудно.

Раковистый излом является достаточно распространенным, но внутри отдельных месторождений частота его обычно небольшая. В Венгрии обнару-

жены бокситы с раковистым изломом, в первую очередь на месторождениях Ньирад и Альшопере. Раковистый излом встречается в бокситах Франции, Югославии, Греции и в девонских бокситах Урала.

Частота остальных трех типов изломов незначительна по сравнению с описанными. Бокситы с параллелепипедальным изломом встречены в наибольшем количестве в бокситоносном районе Элеусис — Мандра в Греции. Бокситы с хорошим параллелепипедальным изломом имеются на месторождении Унтерлаусса в Австрии, в палеоценовых югославских залежах Козина, в мальмском бокситоносном горизонте гор Киона и Парнас в Греции, а также на месторождении Аксеки — Сейдишехир в Турции.

Бокситы с ровным изломом в наибольшем количестве обнаружены в залежах триасовых бокситов в Словении и в мезозойских бокситах Греции. Среди венгерских бокситов на месторождении Надьхаршань наблюдается самое большое количество бокситов с ровным изломом.

Реже других встречается пластинчатый излом. Собственно говоря, этот тип излома обнаружен только в бокситовых и бокситоподобных глинах, сопровождающих бокситы. Он встречается наиболее часто во французских бокситоносных районах Арьеж и Лангедок.

На основе сравнения большого количества проб мы пришли к заключению, что излом бокситов в первую очередь определяется их структурой и твердостью, определенную роль играет также характер выполнения пространства и тектонические воздействия.

Там, где бокситы построены из структурных элементов различной твердости, излом обычно неровный. Раковистый излом наиболее часто встречается в бокситах пелитоморфной, микрозернистой и колломорфной структур, но только в случае твердых бокситов. На цветном рис. 13 показан образец пелитоморфного боксита с характерным раковистым изломом. Если бокситы с такой же структурой рыхлые и пористые, то они обладают землистым изломом. Землистый излом характерен исключительно для рыхлых бокситов, в твердых плотных бокситах он не встречается.

Ровный излом возникает в твердых бокситах, где при неоднородной структуре отдельные структурные элементы обладают одинаковой твердостью. При изломе таких бокситов ломаются и пизолиты, и гальки, и при этом образуется довольно ровная поверхность излома.

Параллелепипедальный излом нами установлен исключительно в твердых бокситах, тектонически сильно дислоцированных и пронизанных системой трещин. Такие бокситы ломаются вдоль литоклазов или параллельно им. Бокситы с параллелепипедальным изломом обычно являются пелитоморфными или микрозернистыми, т. е. структура их однородна.

Пластинчатый излом возникает вследствие слоистости бокситовых и бокситоподобных глин.

4.5.2. Характер поверхности

Для характеристики поверхности бокситов также не разработаны количественные критерии. По своему опыту автор различает следующие 6 типов поверхности:

а) сильно шероховатая,
б) шероховатая,
в) слабо шероховатая,
г) гладкая,
д) жирно-скользкая,
е) землистая.

Большинство бокситов являются шероховатыми, количество слабо шероховатых и землистых бокситов меньше. Остальные три типа встречаются значительно реже.

Свойства поверхности бокситов зависят прежде всего от структуры бокситов. Чем большей неоднородностью характеризуется структура, тем более шероховаты бокситы. Бокситы пелитоморфной и колломорфной структур обычно гладкие или слабо шероховатые.

Минеральный состав также играет некоторую роль в свойствах поверхности бокситов. Бокситовые глины и глинистые бокситы обычно жирноскользкие вследствие большего количества глинистых минералов в их составе. Твердость и тип выполнения пространства также влияют на свойства поверхности, например землистая поверхность наблюдается исключительно в рыхлых и пористых бокситах малой твердости.

4.5.3. Твердость

Под термином *твердость* мы понимаем сопротивление бокситов внешним механическим воздействиям. Твердость бокситов является не просто средневзвешенным значением твердости образующих их минералов, а сложным петрографическим свойством, зависящим как от твердости отдельных минералов, так и от структуры, размера зерен и типа выполнения пространства.

Вследствие отсутствия современных средств по измерению твердости мы были вынуждены прибегнуть к использованию традиционной шкалы Мооса. На основании исследования сотни проб значения твердости по шкале Мооса мы сгруппировали следующим образом:

Твердость по Моосу	Характеристика боксита
Выше 8,0	Большой твердости
4,0—8,0	Очень твердый
3,0—4,0	Твердый
2,0—3,0	Средней твердости
1,0—2,0	Малой твердости
0,5—1,0	Рыхлый (мягкий)
0,1—0,5	Нецементированный

В приложении 2 указан порядок частот встречаемости бокситов различной твердости по месторождениям. Имея в виду общее количество бокситов, автором выполнены расчеты для определения средневзвешенных значений частоты появления во всей совокупности карстовых бокситов, и было получено следующее распределение:

Твердость	Частота, %
Выше 8,0	1
4,0—8,0	23
3,0—4,0	22
2,0—3,0	15
1,0—2,0	20
0,5—1,0	18
0,1—0,5	1
	100

Бокситы с твердостью более 8 — это наждаки. Крайне высокая твердость наждаков — следствие метаморфизма. Частота наждаков и нецементированных бокситов незначительна. Последние находятся исключительно в бокситоносных районах Тихого океана. Такой нецементированный боксит показан на цветном рис. 14. Отдельные комья этих бокситов легко растираются руками. Бросается в глаза, что остальные степени твердости имеют приблизительно одинаковую частоту.

Результаты расчетов по средневзвешенным значениям в зависимости от геологического возраста показаны в табл. 9.

Таблица 9

Распределение бокситов (в %) по твердости в зависимости от геологического возраста

Геологический возраст залежей \ Твердость по шкале Мооса	>8,0	4,0–8,0	3,0–4,0	2,0–3,0	1,0–2,0	0,5–1,0	0,1–0,5
Четвертичный	—	—	—	—	—	—	100
Плиоцен—миоцен	—	—	—	4	36	60	—
Олигоцен	—	40	34	13	8	5	—
Эоцен—палеоцен	—	5	11	29	38	17	—
Верхний мел	—	26	25	28	18	3	—
Нижний мел	<1	14	34	26	15	11	—
Юра	—	63	34	2	1	—	—
Триас	<1	40	53	3	2	1	—
Пермь	22	53	25	—	—	—	—
Карбон	<1	54	35	5	6	—	—
Девон	3	38	43	16	—	—	—
Силур	—	—	—	—	—	—	—
Ордовик	40	60	—	—	—	—	—
Кембрий	—	60	40	—	—	—	—

В общем чем древнее бокситы, тем более длительными были процессы, обусловливающие увеличение твердости бокситов, и тем выше их твердость. Процессы, увеличивающие твердость, происходили чрезвычайно медленно, для их развития требовались миллионы лет.

Влияние множества других факторов (кроме времени) на твердость бокситов доказывается тем, что бокситы одного и того же геологического возраста имеют различную твердость. Одним из таких факторов является *литостатическое давление*. Бокситы миоценового, плиоценового и четвертичного возрастов рыхлые, нецементированные, так как они никогда не были покрыты кровлей. Под влиянием нагрузки вышележащих пород бокситы постепенно становятся плотными и твердыми.

Другим фактором является *тектоническое давление*. Чем более спокойное залегание имеют бокситы, тем меньше твердость. Для численного подтверждения этого явления мы сгруппировали бокситовые залежи карбона и верхнего мела в зависимости от степени их тектонической нарушенности и определили частоты их твердости по отношению к общему количеству бокситов (табл. 10 и 11).

Сначала сопоставим месторождения каменноугольного возраста: эти бокситы характеризуются преимущественно средней и небольшой твердостью, несмотря на то что речь идет о древних бокситах (например, бокситы Южного Тимана). Умеренно дислоцированные бокситы Китая относятся к твердым и очень твердым, только близ поверхности иногда встречаются бокситы с малой твердостью. В складчатой области Туркестанского хребта бокситы очень твердые, они претерпели даже слабый динамометаморфизм, среди них встречаются наждаки.

Подобная картина наблюдается и при рассмотрении верхнемеловых бокситов. В тектонически спокойных Чадобецких и Тургайских залежах и на Енисейском кряже наиболее часто встречаются бокситы малой твердости и даже имеется относительно много рыхлых бокситов. В тектонически слабо нарушенных залежах преобладают бокситы средней твердости, а рыхлых бокситов немного. Это характерно для верхнемеловых залежей Венгрии.

Таблица 10

Распределение (в %) бокситов каменноугольного возраста по твердости в зависимости от степени их тектонической нарушенности

Степень тектонической нарушенности окситовых залежей \ Твердость по шкале Мооса	> 8,0	4,0—8,0	3,0—4,0	2,0—3,0	1,0—2,0
Залежи без тектонической нарушенности	—	13	15	46	26
Залежи средней тектонической нарушенности	—	60	36	—	4
Залежи сильной тектонической нарушенности	5	40	55	—	—

Таблица 11

Распределение (в %) бокситов верхнемелового возраста по твердости в зависимости от степени их тектонической нарушенности

Степень тектонической нарушенности бокситовых залежей \ Твердость по шкале Мооса	> 8,0	4,0—8,0	3,0—4,0	2,0—3,0	1,0—2,0	0,5—1,0
Залежи без тектонической нарушенности	—	—	19	22	40	19
Залежи слабой тектонической нарушенности	—	—	19	49	30	2
Залежи сильной тектонической нарушенности	—	48	30	17	5	—
Залежи весьма сильной тектонической нарушенности	—	17	56	27	—	—

В сильно дислоцированных залежах преобладают очень твердые бокситы (например, в залежах Югославии и Греции). В очень сильно нарушенных залежах немного меньше бокситов средней твердости, но, однако, они не содержат бокситов малой твердости (например, залежи Австрии и Средней Италии).

Для остальных геологических эпох положение аналогично. Особенно заметно это при сопоставлении твердости палеоценовых и эоценовых бокситов Задунайского Среднегорья, в большинстве своем слабо затронутых тектоническими процессами. Бокситы этих залежей характеризуются, как правило, небольшой твердостью, в большинстве залежей встречаются даже рыхлые бокситы. Но бокситы того же возраста Югославии и Греции являются твердыми или обладают средней твердостью, а рыхлых бокситов среди них не обнаружено. Но эти залежи являются сильно или умеренно дислоцированными.

Минеральный состав также имеет существенное значение для твердости бокситов. Этим объясняется тот факт, что внутри одной залежи может суще-

ственно меняться твердость бокситов. Среди породообразующих минералов бокситов гиббсит и бёмит обладают приблизительно одинаковой твердостью (2,5—4 по шкале Мооса), поэтому вариации в содержании этих двух минералов не влияют на твердость бокситов. Диаспор имеет твердость 6,5—7. Поэтому внутри одной залежи диаспоровые бокситы всегда более твердые, чем бёмитовые. Гематит и гётит также увеличивают твердость бокситов, так как их твердость 5—6. На многих бокситовых залежах можно наблюдать, что твердость бокситов, богатых железом, больше, чем твердость бокситов со средним или бедным содержанием железа. По результатам исследований Конта и Кужварта [262], твердость бокситов залежи Маркушовце в Словакии тем больше, чем больше в них гематита. Глинистые минералы уменьшают твердость бокситов, поэтому внутри одной залежи бокситовая глина и глинистый боксит всегда более мягкие, чем высококачественные бокситы.

Тип выполнения пространства также влияет на твердость бокситов. При постоянном минеральном составе пористые бокситы менее твердые, чем плотные. Вторичные процессы, в результате которых увеличивается пористость бокситов за счет растворения отдельных компонентов, могут значительно снизить твердость бокситов.

Для большинства латеритных бокситов твердость является переменным свойством: в естественном своем положении они обычно влажные и мягкие, а после добычи, высыхая на поверхности, становятся значительно тверже. Вследствие этого в Индии латериты и латеритные бокситы употребляются в качестве строительного материала (отсюда происходит и их название, по-латыни later — *кирпич*, данное английским геологом Баккененом).

Для карстовых бокситов это явление менее характерно. Среднетвердые, твердые и очень твердые бокситы в горновлажном состоянии характеризуются такой же твердостью, как и в сухом состоянии. Эти типы составляют 74% всех карстовых бокситов. Сорта бокситов с малой твердостью и рыхлые бокситы несколько затвердевают при высыхании. Например, твердость бокситов Задунайского Среднегорья в горновлажном состоянии в среднем на 0,5—1,0 меньше, чем после их высыхания. (В приложении 2 твердость бокситов дана всегда для сухого состояния.) Бокситы Ямайки при высыхании также несколько твердеют, поэтому в предыдущем столетии их использовали в качестве штукатурки и строительного раствора, смешивая с гашеной известью. Эти характерные, красного цвета, стены местное население называет «испанскими стенами» [487].

Рыхлые пористые бокситы Гаити, высыхая на поверхности, также становятся устойчивым кирпичеподобным строительным материалом [175]. На обнажениях месторождения Сьерра-де-Баоруко в Доминиканской Республике видны затвердевшие куски рыхлых бокситов размером в несколько кубических метров [174]. В бокситоносных районах юго-восточной части США бокситы в горновлажном состоянии очень мягкие, но, высыхая, немного твердеют. Большие глыбы бокситов, находящиеся на поверхности обнажений, всегда более твердые, чем вскрываемые на глубине [63].

Увеличение твердости бокситов на воздухе объясняется перекристаллизацией, связанной с высыханием, в первую очередь минералов железа, главным образом алюмогётита.

4.5.4. Выполнение пространства

Выполнение пространства в бокситах количественно характеризуется пористостью по следующей формуле:

$$P = \frac{d - D}{d} \cdot 100\%,$$

где P — пористость, d — удельный вес, D — объемный вес.

По нашему опыту, целесообразно определять *кажущуюся* (*открытую*) пористость:

$$P_1 = \frac{W-V}{W-S} \cdot 100\%,$$

где P_1 — кажущаяся пористость в %, W — вес пропитанного водой боксита, S — вес боксита, погруженного в воду, V — вес куска сухого боксита.

Это понятие «кажущаяся пористость» было введено Алленом [7, 8] для характеристики бокситов и огнеупорных глин. Оно отражает количество выполняемых водой открытых пор и микропор. По нашим опытам, настоящая и кажущаяся пористость большинства бокситов одинаковы или мало отличаются друг от друга.

Пористость бокситов даже в пределах одной залежи может существенно меняться, поэтому среднее значение можно определить только на основании очень большого количества данных. Наибольшей пористостью обладают молодые непокрытые рыхлые бокситы. Например, по исследованиям Терсинье [435], средняя пористость бокситов острова Лифу составляет 75—76%. Средняя пористость бокситов острова Ямайки — 50% [487], бокситов Гаити — 44—48% [175]. Пористость венгерских бокситов обычно составляет 15—30%. Большинство бокситов триаса и палеозоя характеризуется пористостью менее 10%.

В пределах одного бокситоносного района пористость более древних бокситов меньше, чем более молодых. Например, для бокситов Словении автором были определены следующие значения пористости:

Возраст бокситоносного горизонта	Пористость, %
Олигоцен	10—34
Палеоцен	8—12
Турон	8—10
Мальм	2—5
Средний триас	1,5—3

В пределах одной и той же залежи высококачественные бокситы обычно обладают наибольшей пористостью, а глинистые бокситы и бокситовые глины — меньшей. В залежах туронского бокситоносного горизонта Средней Греции Ниа [322] установил, что внутри одной залежи диаспоровые бокситы обладают большой пористостью, бёмитовые — средней, а каолинит-бёмитовые бокситы характеризуются малой пористостью. Ниа объяснял это явление диагенетическим выщелачиванием и диаспоризацией, что подробно изложено в главе о минералогии.

Бокситы большой пористости одновременно характеризуются и хорошей *проницаемостью*. Например, бокситы острова Ямайки обладают прекрасной проницаемостью. Залежи поглощают значительные массы воды тропических дождей за чрезвычайно короткое время и отводят их к подошве. Вследствие этого бокситы Ямайки трудно поддаются эрозии, они устойчивы на протяжении десятилетий, в крупных выемках дорог нет обвалов и размывов. По Андерсону [9], это свойство легко теряется при уплотнении. Для уплотнения достаточна ручная трамбовка, которая систематически применяется в местном сельском хозяйстве. В открытых выработках также наблюдается снижение проницаемости боксита под трамбующим влиянием отбойных машин и тяжелых грузовых машин.

С точки зрения петрографии важным фактором является не только соотношение выполненного и невыполненного пространства, но и *характер выполнения пространства*. В бокситах размеры и формы невыполненного пространства могут быть очень различными независимо от пористости. В этом

отношении среди карстовых бокситов нами были выделены следующие группы:

а) *Микропористые бокситы*: размер пор менее 0,05 мм; эти так называемые микропоры не видны на поверхности породы даже с помощью лупы.

б) *Пористые бокситы*: размер пор от 0,05 до 0,5 мм, они различаются с помощью лупы.

в) *Ноздреватые бокситы*: диаметр пустот колеблется от 0,5 до 5,0 мм, форма их приблизительно круглая или овальная.

г) *Трубчато-ноздреватые бокситы*: в бокситах имеются прямолинейные или изогнутые трубчатые полости диаметром 1—2 мм и длиной 1—2 см.

д) *Бокситы с изометричными полостями*: размер полостей более 5 мм, их форма приблизительно изометричная.

е) *Бокситы с трубчатыми полостями*: прямолинейные или изогнутые трубчатые полости диаметром более 5 мм и длиной несколько сантиметров.

ж) *Губчатые бокситы*: пустоты располагаются очень густо, боксит по внешнему облику похож на губку.

Эти семь основных видов пористости качественно можно определить намного легче и быстрее, чем вычислить пористость в процентах. Мы оценили частоту встречаемости этих видов для каждого месторождения, показав их в отдельном столбце приложения 2. На основании этого для всех карстовых бокситов нами подсчитана средневзвешенная частота основных видов пористости выполнения пространства:

Характер пористости	Частота, %
Микропористые бокситы	56
Пористые бокситы	36
Ноздреватые бокситы	7
Бокситы с изометричными полостями Бокситы с трубчатыми полостями Губчатые бокситы Трубчато-ноздреватые бокситы	1
	100

Преобладающее большинство карстовых бокситов являются микропористыми и пористыми, ноздреватых бокситов мало, а частота остальных четырех групп чрезвычайно мала. Трубчатые полости часто наблюдаются в латеритных бокситах. По нашему мнению, причина этого кроется в интенсивном растворении и перераспределении вещества в латеритных бокситах.

В залежах средиземноморского типа количество трубчато-ноздреватых бокситов и бокситов с трубчатыми полостями ничтожно мало, они обнаружены главным образом в залежах казахстанского типа (например, на Аркалыкском и южноуральских месторождениях и месторождениях Енисейского кряжа). Трубчатые дырки и полости обычно располагаются вертикально. Они образуются в результате растворения породы фильтрующимися вниз грунтовыми водами, а также на месте корней древних растений.

Губчатые бокситы образовались в результате вторичных процессов, главным образом за счет растворения находящихся в бокситах известняковых и доломитовых галек. Таким образом произошел губчатый девонский боксит Северного Урала, образец которого показан на цветном рис. 15. Князева [255] описала губчатые пемзовидные бокситы, образовавшиеся за счет гипергенного выветривания (растворение обломков известняка) в Ивдельском месторождении Северного Урала. На месторождениях юго-восточной части США изредка также встречаются губчатые бокситы.

Полости в бокситах возникают также в результате вторичных процессов на месте растворения крупных галек. Нами обнаружены характерные

полостные бокситы в туронском бокситоносном горизонте вблизи Надрта в Словении и в палеоценовом бокситоносном горизонте в окрестности Козины в Словении. Частота этих бокситов и здесь является подчиненной. И в туронском бокситоносном горизонте гор Парнас и Киона в Греции встречается небольшое количество бокситов с изометричными полостями.

При позднейшем растворении по линиям нарушений в бокситах могут образоваться особенно большие полости. Например, вдоль линии сброса в северо-восточной части залежи Хоссу-Харастош месторождения Гант в Венгрии была обнаружена полость длиной в несколько метров и шириной в среднем полметра с каемками кальцита и арагонита по стенкам [252].

Более крупные полости могут образоваться в ходе эпигенетического карстового растворения подошвы, если бокситы и покрывающие слои достаточно устойчивы и не обрушаются. В одной залежи туронского бокситоносного горизонта гор Киона в Греции нами отмечена цилиндрическая полость диаметром около 20 м и высотой 30 м. Окончание полости наблюдалось на границе с кровлей, а в подошве она создала углубление в форме карстовой воронки. Вертикальные стены полости сложены твердым бокситом, а глыбы, обрушенные из центральной части, находились на дне воронки.

Ноздреватые бокситы формируются в результате вторичного растворения мелких галек и зерен карбоната и окисления пирита и марказита. Это явление наблюдалось нами в серых бокситах туронского бокситоносного горизонта гор Киона и Парнас. Иногда наблюдается растворение пизолитов и бобовин с образованием сферических пустот. Часто встречаются такие бокситы на месторождениях юго-восточной части США (цветной рис. 16). Подобные ноздреватые бокситы обнаружены и в верхней части залежей месторождения Арьеж во Франции.

Нами подсчитана частота встречаемости разных типов выполнения пространства в зависимости от геологического возраста месторождений (табл. 12).

Таблица 12

Частота (в %) типов выполнения пространства в карстовых бокситах в зависимости от геологического возраста залежей

Геологический возраст залежей	Микропористые бокситы	Пористые бокситы	Ноздреватые бокситы	Остальные типы выполнения пространства
Четвертичный	—	100	—	—
Плиоцен — миоцен	—	82	18	—
Олигоцен	77	22	1	—
Эоцен — палеоцен	34	56	8	2
Верхний мел	73	22	4	1
Нижний мел	68	30	2	<1
Юра	99	<1	<1	—
Триас	99	1	—	—
Пермь	99	—	<1	<1
Карбон	93	6	1	—
Девон	80	9	8	3
Ордовик	100	—	—	—
Кембрий	100	—	—	—

Между геологическим возрастом боксита и типом выполнения пространства имеется тесная связь. Миоценовые и более молодые бокситы пористые, ноздреватые, бокситы от олигоцена до нижнего мела обычно смешанопористые и микропористые, более древние бокситы преимущественно микропористые. В формировании такой картины кроме факторов времени и литостатического давления большую роль играло тектоническое воздействие.

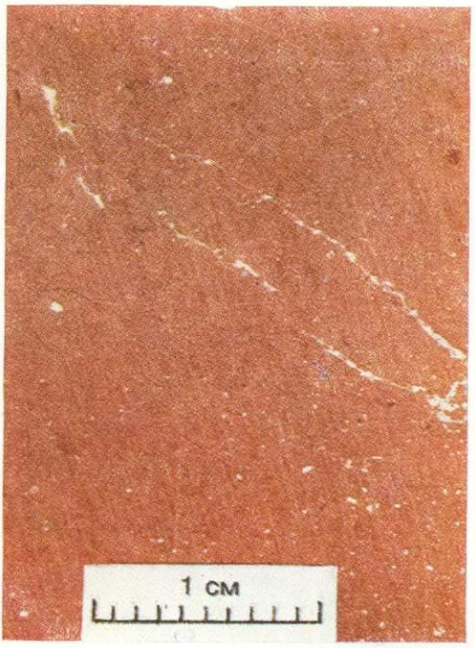


Рис. 1. Пелитоморфная основная масса бокситa.

Верхнеюрский бокситовый горизонт, Итея, Средняя Греция; полированная поверхность.

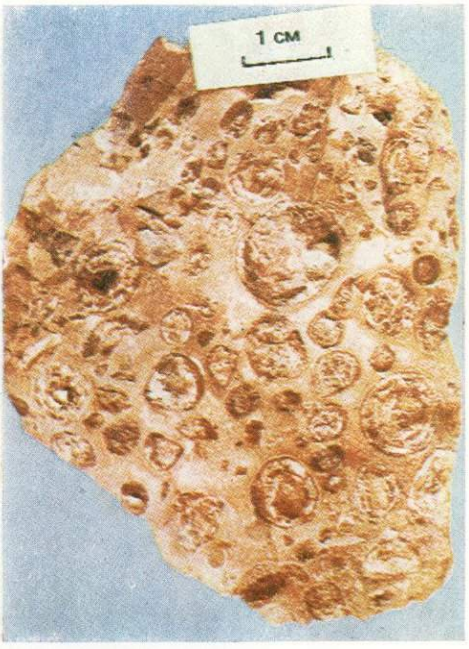


Рис. 2. Бобовый боксит.

Месторождение Маэстразго, залежь Фуэнтеспалда, Испания.



Рис. 3. Микрообломочная структура бокситa.

Верхнедевонский бокситовый горизонт, Южный Урал; полированная поверхность.

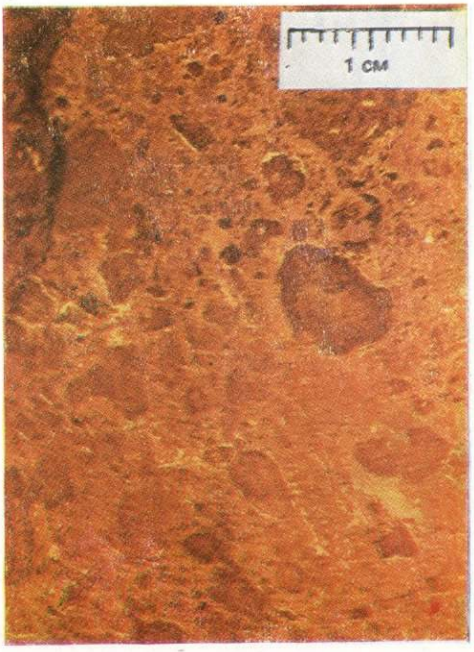


Рис. 4. Аренитовая структура бокситa.

Месторождение Гант, залежь Хоссу-Харастош, Венгрия; полированная поверхность.

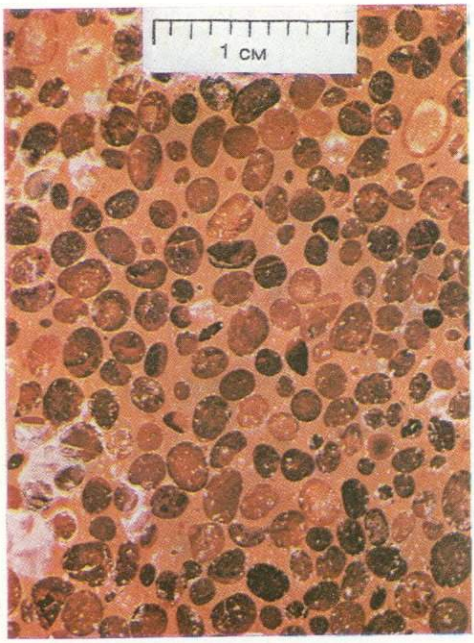


Рис. 5. Пеллетовая структура боксита.

Месторождение Халимба — Маломвёльдь, Венгрия; полированная поверхность.

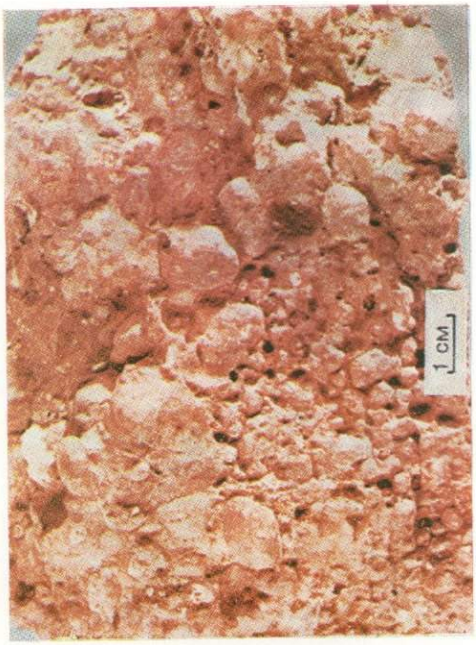


Рис. 6. Конгломератовая структура боксита.

Месторождение Нежа, Венгрия.

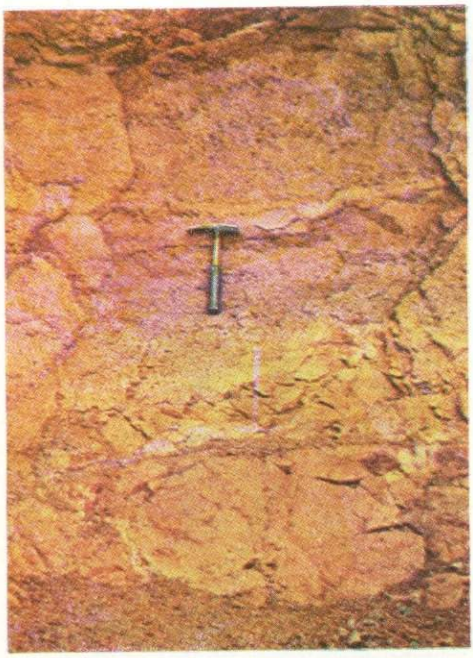


Рис. 7. Боксит со слабо выраженной слоистостью.

Месторождение Гант, залежь Хоссу-Харастош, Венгрия.

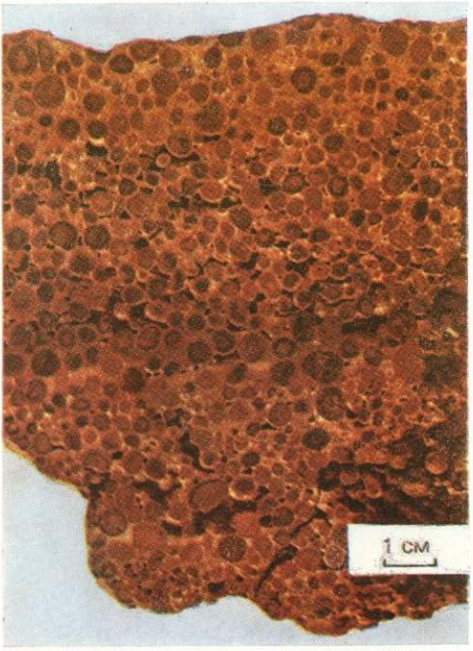


Рис .8. Сортированная (градационная) слоистость переотложенных пизолитов и пеллет в бокситe.

Верхне-Тобольское месторождение.

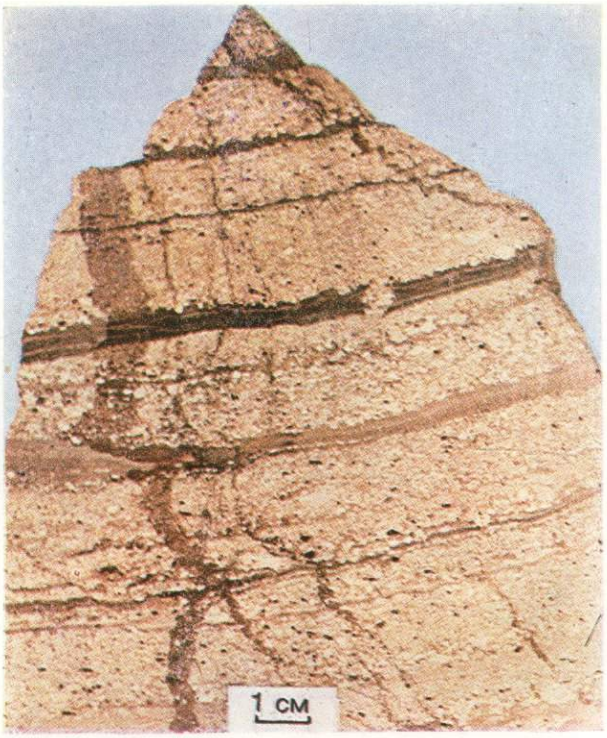


Рис. 9. Ленточная слоистость бокснта.
Северный Урал, субровский горизонт.

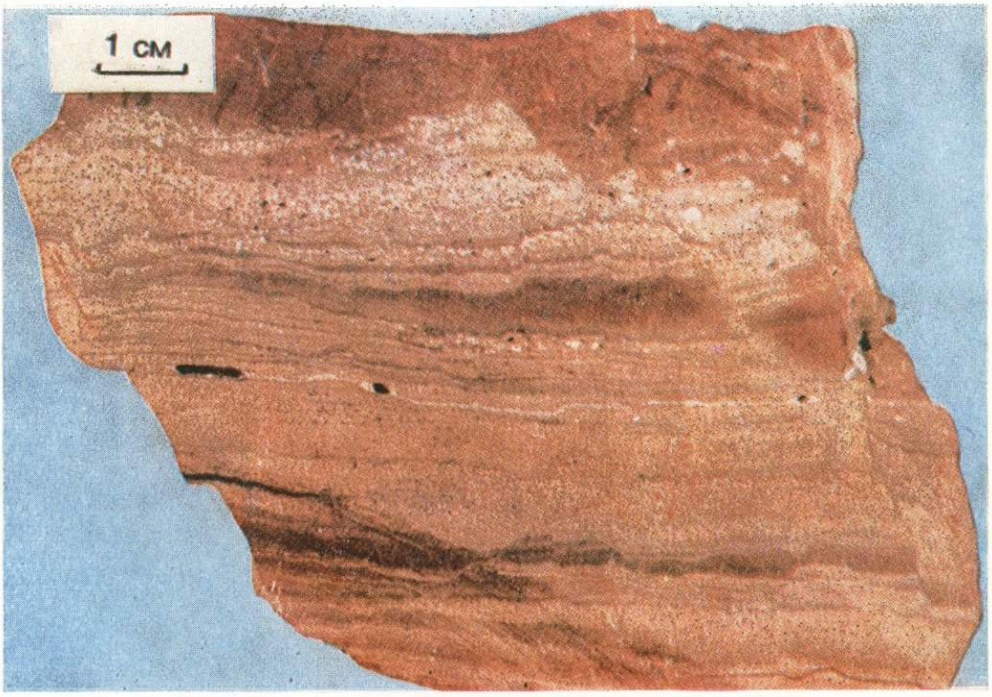


Рис. 10. Тонкая слоистость бокснта.
Северный Урал, субровский горизонт.

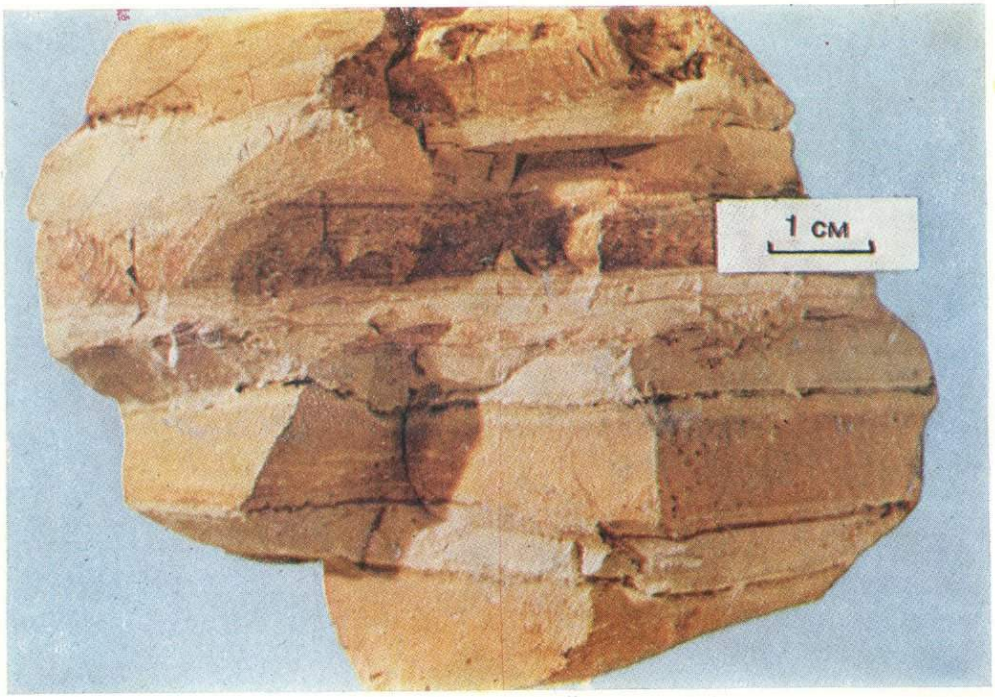


Рис. 11. Тонкослоистая бокситовая глина в средней части бокситовой залежи.
Виница, Метлика, залежь Храст, Словения, Югославия.

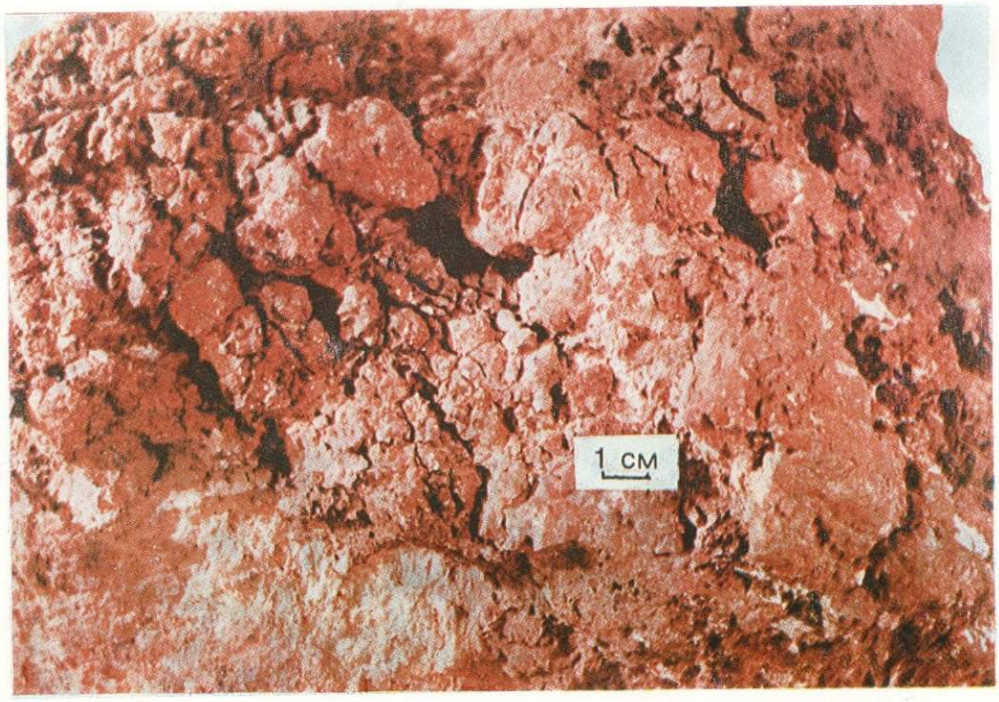


Рис. 12. Железистая корка на поверхности доломита подошвы боксита.
Месторождение Гант, залежь Хоссу-Харастош, Венгрия.

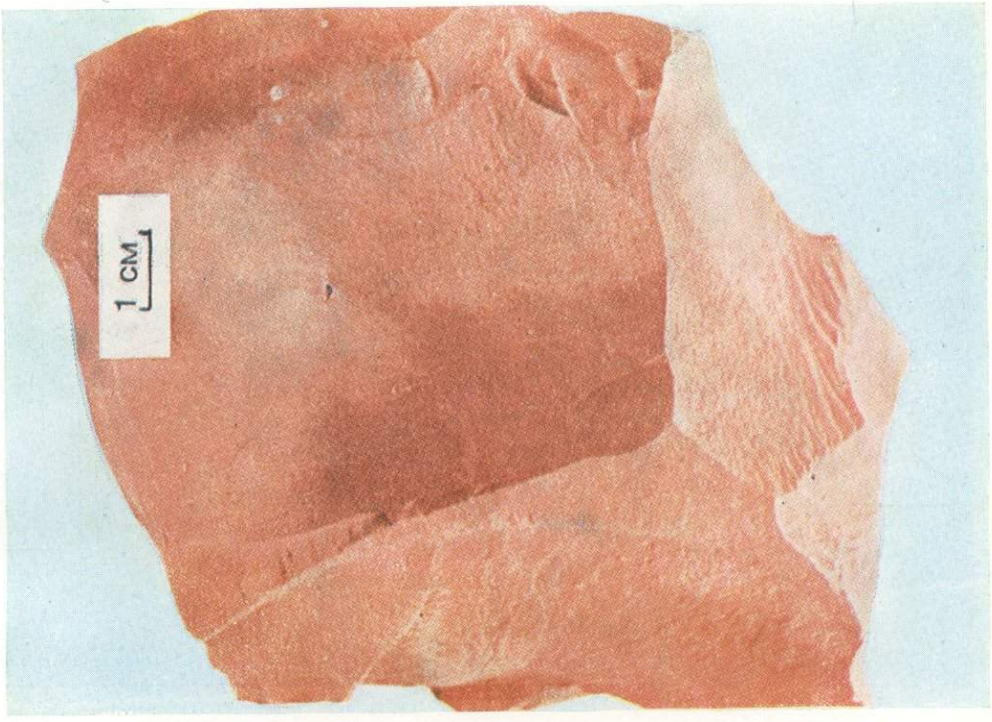


Рис. 13. Пелитоморфный боксит с раковистым изломом.
Долина реки Савини, залежь Злабор-Хран, Словения, Югославия.



Рис. 14. Рыхлый боксит четвертичного возраста.
Остров Маре, юго-западная часть Тихого океана.

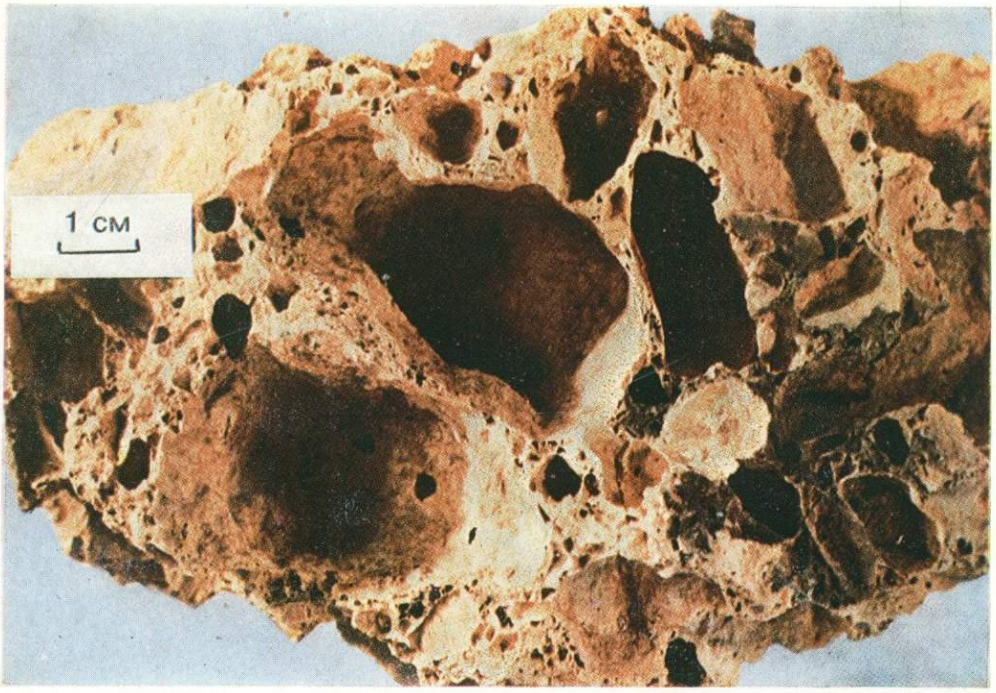


Рис. 15. Губчатый боксит.
Северный Урал, субровский горизонт.

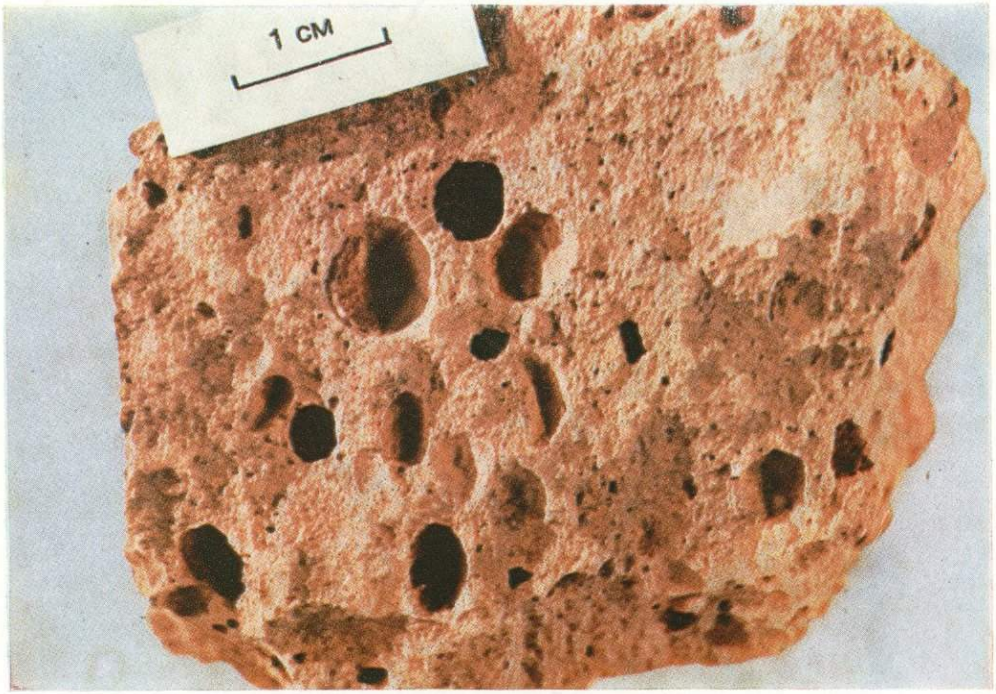


Рис. 16. Боксит с изометричными полостями.
Полости образовались за счет растворения бобовин. Колберт-Каунти, штат Алабама, США.

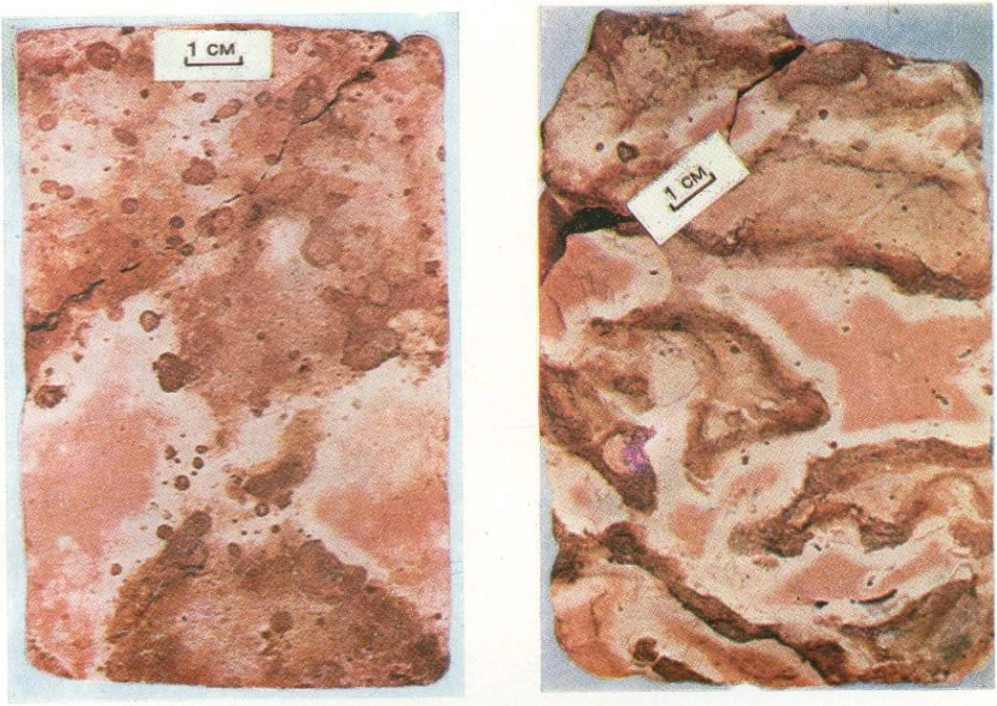


Рис. 17. Пестрый боксит (полированная поверхность).
Месторождение Гант, залежь Хоссу-Харастош, Венгрия.

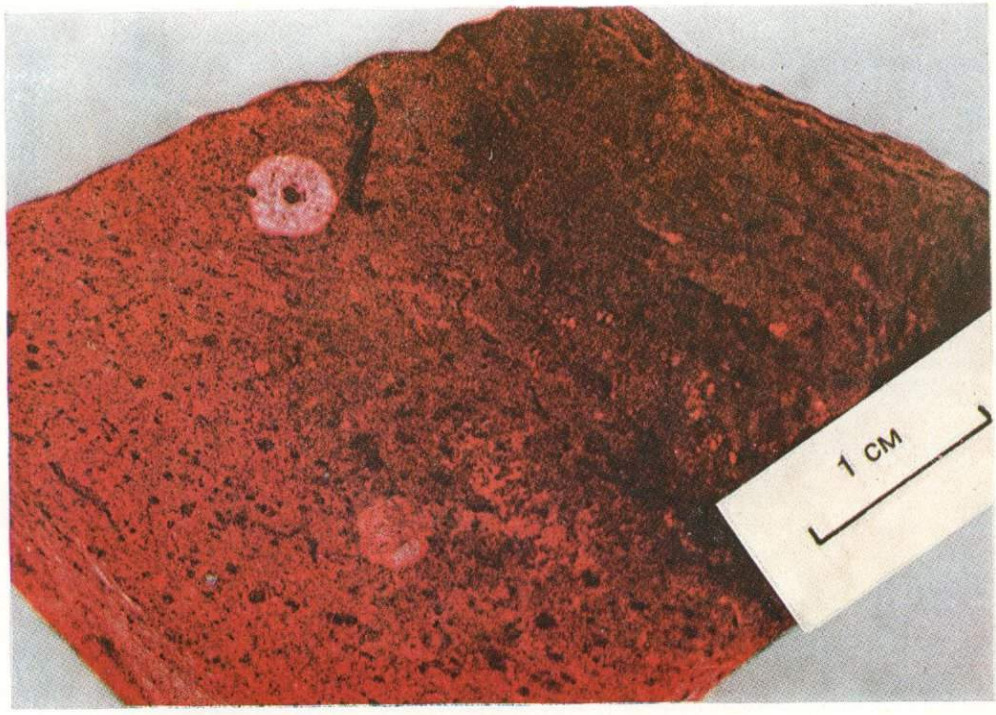


Рис. 18. Светлые пятна круглой формы в темно-красном боксите.
Месторождения Подлипа, Словения, Югославия.

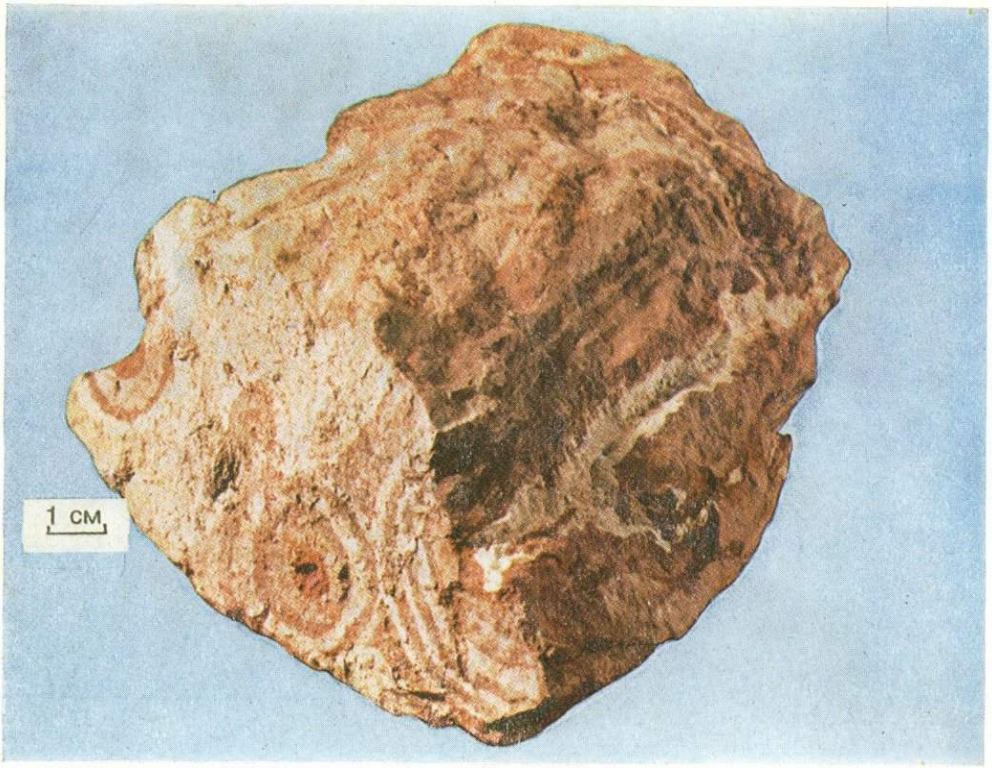


Рис. 19. Кольца Лизеганга вокруг прежних корней растений.
Месторождение Ньирад, группа залежей Дюльт-Ньиреш, Венгрия.

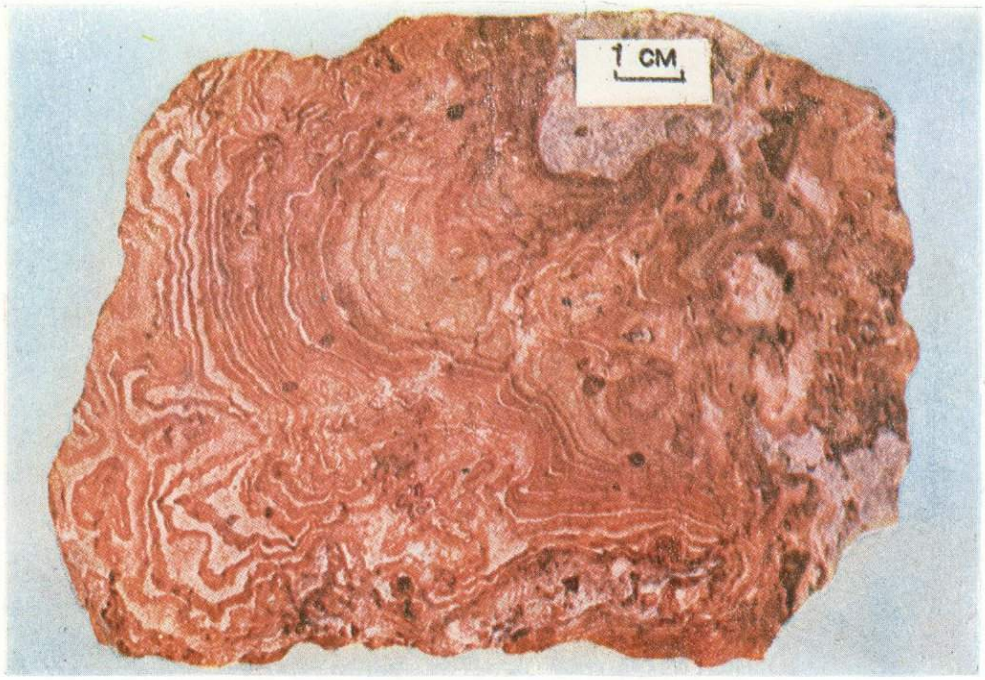


Рис. 20. Кольца Лизеганга, образовавшиеся при окислении серого пиритового боксита.
Месторождение Ньирад, группа залежей Изамайор, Венгрия.

Бокситы Венгрии полностью соответствуют этим выводам: они смешанопористые и микропористые. На большинстве месторождений обнаружено небольшое количество ноздреватых бокситов. Самые древние и претерпевшие тектоническое воздействие бокситы месторождения Надьхаршань полностью микропористые.

Тончайшие, даже под микроскопом невидимые особенности выполнения пространства изучаются с помощью *сканирующего электронного микроскопа*. В последние годы было сделано много снимков сканирующим электронным микроскопом различных бокситов в Проектном и научно-исследовательском институте алюминиевой промышленности Венгрии [46]. Наиболее важные результаты этих исследований заключаются в следующем.

В карстовых бокситах различаются глобулярный, равномерно микропористый, равномерно плотный и тканеобразный типы выполнения пространства. В изученных до сих пор латеритных бокситах глобулярный тип выполнения пространства не был обнаружен. Наряду с равномерно микропористым, равномерно плотным и тканеобразным типами выполнения пространства в латеритных бокситах встречается колломорфно-губчатый и каркасный типы.

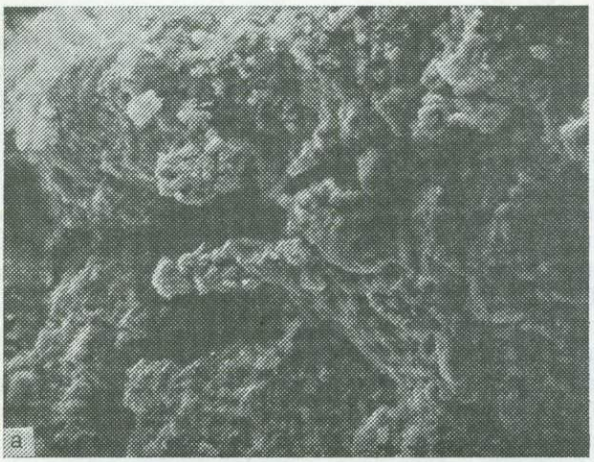
Все молодые неперекрытые карстовые бокситы имеют *глобулярный тип* выполнения пространства. Самое рыхлое глобулярное выполнение пространства было обнаружено в бокситах острова Луайоте в Тихом океане (рис. 119). Здесь кристаллиты объединены в агрегаты размером 20—300 мкм, которые столбообразными частями опираются друг на друга. Такое столбчато-агрегатное выполнение пространства обеспечивает необычайно высокую пористость этих бокситов. Кристаллиты в бокситах острова Ямайки слагают агрегаты размером 2—20 мкм, между которыми остаются свободные микропоры размером в несколько микрон. Эти бокситы также характеризуются высокой пористостью (рис. 120).

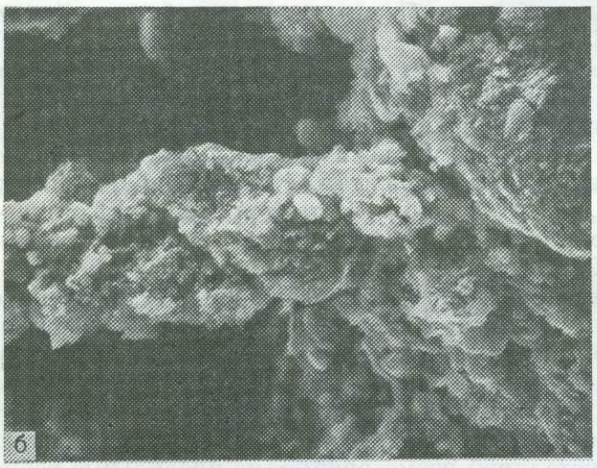
Под влиянием литостатического давления первоначально глобулярное выполнение пространства уплотняется, но глобули не исчезают. Так, венгерские бокситы имеют глобулярный тип выполнения пространства, но размер агрегатов составляет только 1—10 мкм, а микропоры между ними еще меньше (рис. 121). Внутри агрегатов кристаллиты тесно примыкают друг к другу. Подобное микростроение характерно для большинства французских бокситов. Во всех этих бокситах кристаллиты изометричные, но правильные ребра и грани в них встречаются очень редко. Соприкасающиеся друг с другом агрегаты создают относительно прочный трехмерный каркас, который противостоит литостатическому давлению покрывающих слоев мощностью 200—400 м.

Если литостатическое давление продолжительно по времени, например в случае палеозойских бокситов, то происходит постепенное уплотнение боксита. При этом глобулярное выполнение пространства переходит в *микропористое* или в *равномерно плотное*. Параллельно с уплотнением уменьшается пористость боксита. Аналогичное уплотнение и преобразование характера микростроения происходит и под действием тектонических процессов.

Пример равномерного микростроения показан на рис. 122, изображающем образец триасового боксита из Словении. Хорошо видно, что в этом боксите уже нет агрегатов и все минералы распределены равномерно. В середине фотоснимка можно видеть большое аутигенное зерно каолинита. Хорошо различимы изогнутые пластинки каолинита.

При сильном тектоническом сжатии начинается перераспределение вещества и формируется плотное *тканеобразное выполнение пространства*. Хорошим примером этого служат пермские бокситы месторождения Тапна в северной части Вьетнама (рис. 123). При перекристаллизации в них образовались кристаллы размером 5—50 мкм. Часть залежи в течение неогена





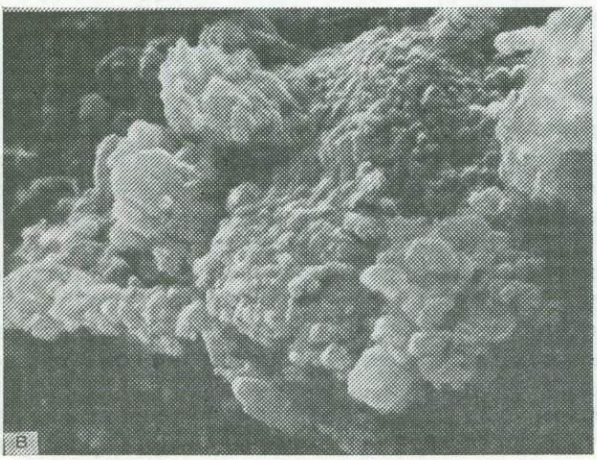


Рис. 119. Выполнение пространства в голоценовом боксите острова Маре, юго-западная часть Тихого океана.

Снимки получены на сканирующем электронном микроскопе. Увеличение: *а* — 300, *б* — 1000, *в* — 10 000.

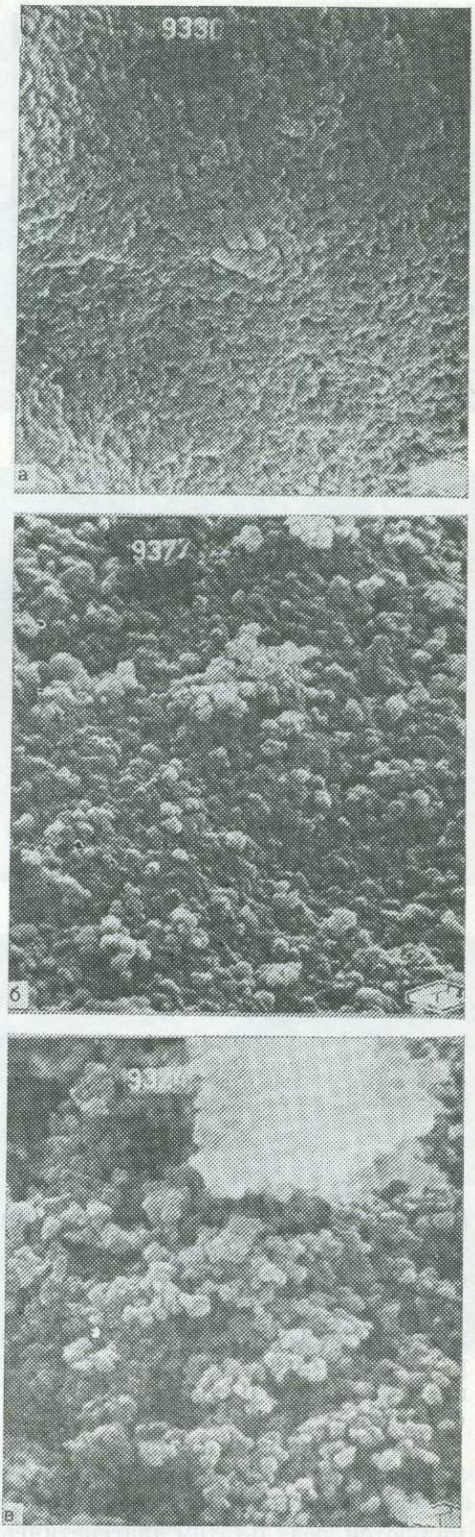


Рис. 120. Выполнение пространства в типичных бокситах острова Ямайки.

Месторождение плато Манчестер. Снимки получены на сканирующем электронном микроскопе, ув. 10 000. Пористость боксита: *а* — наименьшая; *б* — средняя; *в* — наибольшая.

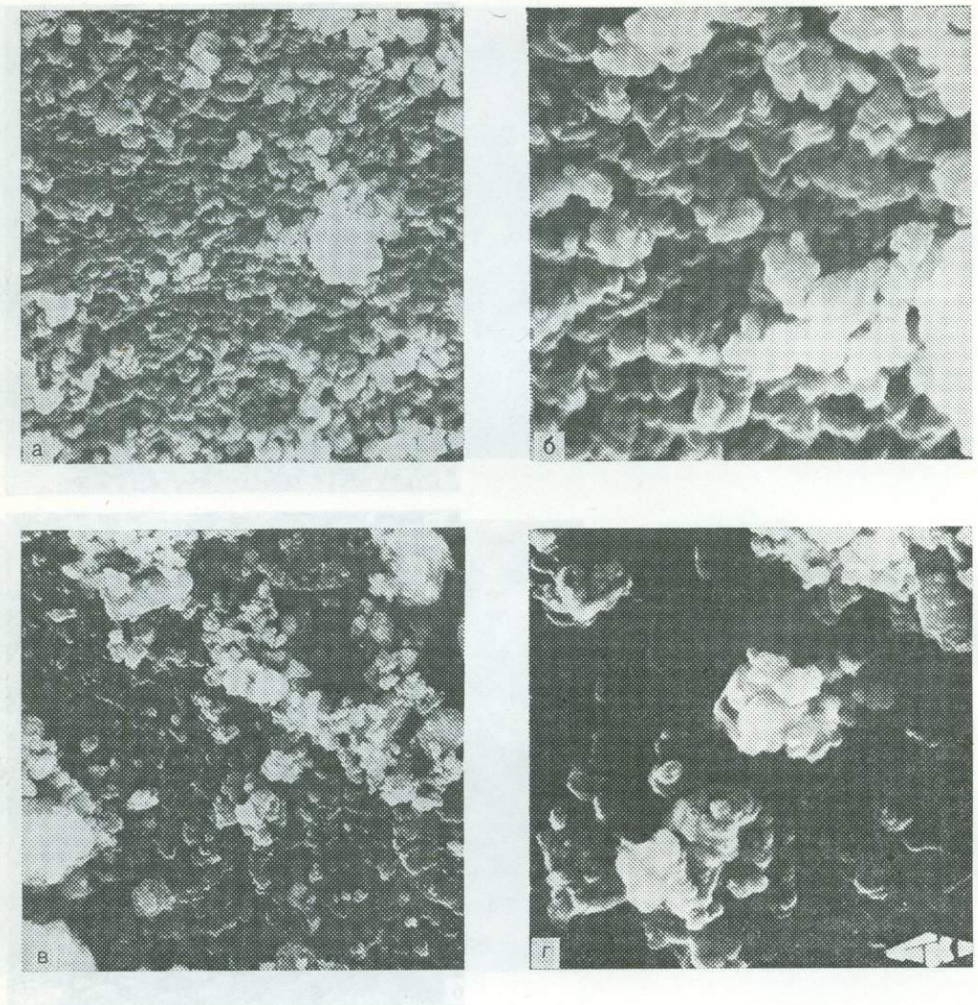
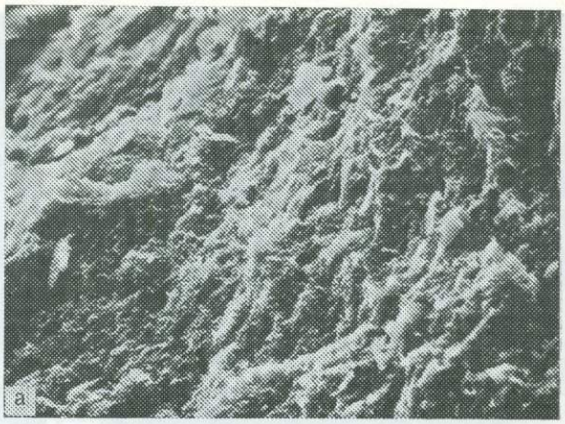
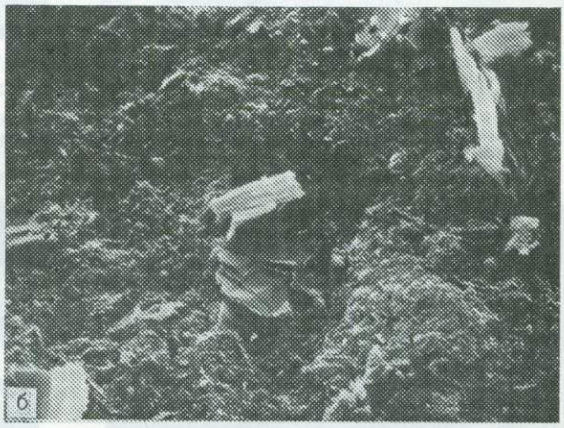


Рис. 121. Выполнение пространства в типичных венгерских бокситах.
Снимки получены на сканирующем электронном микроскопе. *а* — красный боксит, месторождение Ньирад, залежь Дюльт-Ньиреш VII, ув. 4800; *б* — то же, ув. 16 000; *в* — красный боксит, месторождение Халимба, залежь Маломвёльдь XI, ув. 4800; *г* — то же, ув. 16 000.

была эродирована, и у подножия склона накопились переотложенные вторичные бокситы. В этих вторичных залежах салентинского типа обломки древних бокситов подверглись частичному окислению и растворению, вследствие чего увеличилась их пористость и образовались неправильные микроходы (рис. 124). На фотоснимке видны хлопьеобразные выделения вторичных минералов. Таким образом, вторичное переотложение и связанные с ним поверхностные процессы могут значительно преобразовать исходное микростроение бокситов.

Итак, микростроение латеритных и карстовых бокситов существенно различается между собой, что свидетельствует о разнице в их генезисе. В бокситах морфология зерен и характер выполнения ими пространства являются результатом диагенетических, эпигенетических и гипергенных процессов или указывают на их отсутствие в данной залежи.





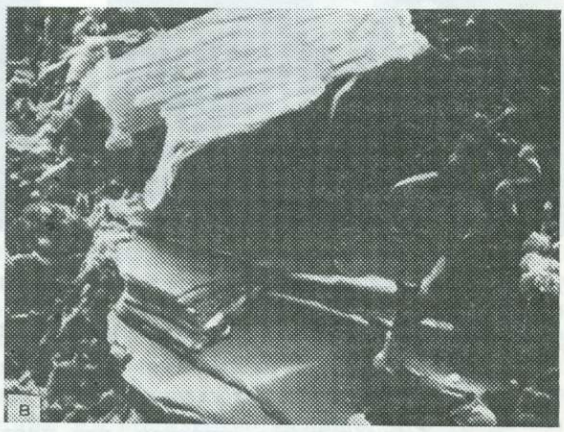


Рис. 122. Выполнение пространства в триасовом боксите месторождения Подлипа в Югославии.

Снимки получены на сканирующем электронном микроскопе. Увеличение: *а* — 1000; *б* — 3000; *в* — 10 000.

Систематическое исследование бокситов различных месторождений со сканирующим электронным микроскопом, определение микростроения и сравнение его с другими свойствами бокситов являются очень важной задачей изучения бокситов как в научном, так и в практическом отношении.

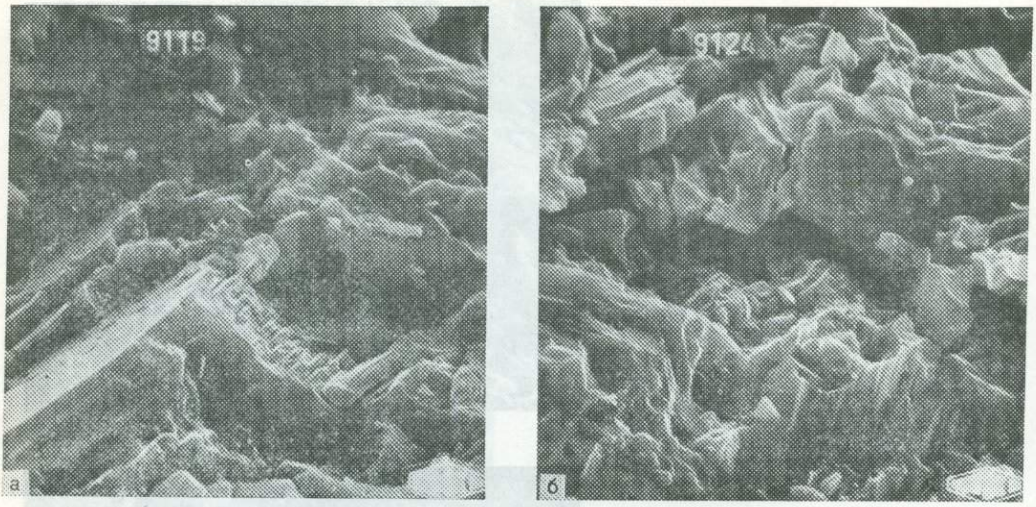


Рис. 123. Выполнение пространства в верхнепермских бокситах месторождения Тапна, район Каобанг. Вьетнам.

Снимки получены на сканирующем электронном микроскопе, ув. 3000. *а* — черный боксит; *б* — темно-серый боксит.

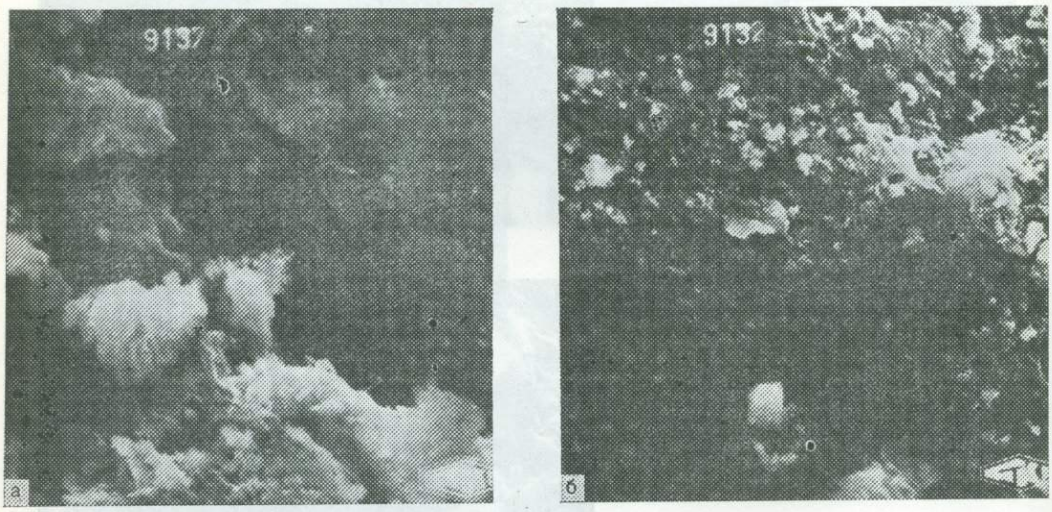


Рис. 124. Выполнение пространства в переотложенном и выветрелом боксите месторождения Тапна, район Каобанг, Вьетнам.

Снимки со сканирующим электронным микроскопом, ув. 3000.

4.5.5. Цвет бокситов

В учебниках часто пишется, что цвет бокситов — красный, но в действительности их цвет может быть самым разным: белым, светло-желтым, охристо-желтым, желтовато-бурым, бурым, розовым, кирпично-красным, ржаво-красным, шоколадно-бурым, фиолетовым, зеленым, светло-серым, темно-серым и даже черным. Рядом с одноцветными бокситами часто встречаются и пестрые разности.

Входящие в состав бокситов минералы алюминия и титана, а также каолинит и галлуазит либо белые, либо бесцветные, поэтому цвет боксита в первую

очередь определяется окислами и гидроокислами железа, железосодержащими глинистыми минералами, органическими веществами и в небольшой мере марганцевыми минералами. Гематит придает бокситам красный, розовый и фиолетовый цвет, гётит — желтый и желтовато-бурый, маггемит — блекло-бурый, ферришамозиты — темно-бурый цвет. Тонкодисперсные пирит и марказит окрашивают бокситы в серый, сидерит — в светло-серый, хлорит — в зеленый, органическое вещество и гидроокиси марганца — в серый или черный цвета. Чем больше содержание окрашивающего минерала в боксите, тем гуще оттенок, придаваемый ему данным минералом. При тонкодисперсном распределении красящего компонента его содержание уже 0,5—1,0% придает бокситу характерный цвет.

Красные, фиолетовые, розовые, желтые, желтовато-бурые и пестрые бокситы указывают на окислительную среду их образования. Белые бокситы означают значительное растворение железа, что происходит обычно при процессах восстановления. Темно-бурые ферришамозитовые бокситы означают слабое проявление восстановительных процессов, а серые и черные — более сильное. Следовательно, характер оттенков бокситов позволяет не только делать выводы о минералогическом составе бокситов, но и дает представление о различных геохимических процессах, происходящих в ходе образования бокситов.

4.5.5.1. Распространение бокситов различного цвета. На основании полевых наблюдений, изучения собранных проб и литературных данных мы определили частоту встречаемости бокситов разного цвета в карстовых бокситах по месторождениям (приложение 2). По этим данным, отнесенным к общему количеству карстовых бокситов, нами определена взвешенная частота главных цветовых групп бокситов:

Цвет боксита	Частота, %
Красный, розовый, фиолетовый	53
Серый	17
Пестрый	11
Желтый, желтовато-бурый	9
Зеленый, серовато-зеленый	5
Темно-бурый	2
Белый	2
Черный	1

Несомненно, что чаще всего встречаются бокситы красного цвета и близких к нему оттенков, но нельзя пренебрегать количеством серых и пестрых бокситов. Весьма ограниченная распространенность темно-бурых, белых и черных бокситов указывает на исключительные условия их образования.

Автором определена частота встречаемости цветов бокситов в зависимости от геологического возраста залежей (табл. 13). В левой части таблицы показаны цвета, соответствующие окислительным условиям образования, в правой — восстановительным, посредине — переходным. Из таблицы видно, что частота цветов зависит от геологического возраста. Красные и фиолетовые бокситы наиболее распространены в залежах четвертичного возраста, но и в других геологических периодах их очень много, за исключением карбона и перми. В последних наиболее часто встречаются серые и зеленые бокситы. В мезозойских месторождениях их количество меньше, а в третичных эти два типа бокситов постепенно исчезают.

Темно-бурые и черные бокситы проявляются с максимальной частотой в пермском периоде. Начиная с юры частота темно-бурых бокситов составляет всего несколько десятых процента, а в третичных залежах они совсем отсутствуют, за исключением некоторых переотложенных залежей во Вьетнаме. Бокситы этих месторождений образовались в перми, а в неогене были переотложены. Частота желтых и пестрых бокситов незначительна в пале-

Таблица 13

Частота (в %) окраски карстовых бокситов в зависимости от геологического возраста залежей

Геологический возраст залежей	Красный и фиолетовый	Желтый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный
Четвертичный	100	—	—	—	—	—	—	—
Плиоцен—миоцен	76	10	9	4	<1	<1	<1	—
Олигоцен	57	3	32	—	—	<1	7	—
Эоцен—палеоцен	48	18	22	5	—	1	5	<1
Верхний мел	60	13	18	2	<1	1	5	—
Нижний мел	72	7	13	1	<1	2	4	<1
Юра	81	11	<1	<1	<1	4	3	—
Триас	65	—	11	<1	7	8	8	—
Пермь	8	—	5	—	10	27	43	7
Карбон	6	<1	2	1	2	18	70	<1
Девон	50	7	5	—	5	12	16	5
Ордовик	100	—	—	—	—	—	—	—
Кембрий	83	—	—	—	—	15	—	2

озойских залежах, в мезозойских возрастает, а в интервале верхний мел—олигоцен достигает максимума. Их частота уменьшается в залежах миоцена и плиоцена, а в четвертичных отложениях она равна нулю. Белые бокситы, характеризующиеся незначительным распространением, в наибольшем количестве встречаются в палеоценовых и эоценовых залежах.

С геохимической точки зрения наиболее важно, что цвета, указывающие на восстановительную среду образования, имеют наибольшую частоту в карбоне и перми и меньшую в девоне и триасе. Накопление большинства бокситов тогда происходило в основном в восстановительной обстановке. Для остальных геологических эпох преобладают цвета, указывающие на окислительную среду образования бокситов, а начиная с неогена эти цвета господствуют.

Таблица 14

Частота (в %) окраски карстовых бокситов по типам месторождений

Тип месторождения	Красный и фиолетовый	Желтый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный
Средиземноморский	63	10	12	2	2	3	7	1
Тиманский	5	1	1	1	4	15	68	5
Казахстанский	58	14	13	9	—	—	4	2
Арьежский	70	—	19	—	—	5	6	—
Салентинский	60	2	27	—	2	1	8	—
Тульский	—	10	—	60	—	—	30	—

Если судить по данным табл. 14, то в залежах средиземноморского, казахстанского, арьежского и салентинского типов наиболее часто встречаются красные и фиолетовые цвета. В средиземноморском типе более или менее представлены все цвета бокситов, в остальных некоторые цвета отсутствуют. Диапазон цветов в залежах тиманского типа существенно отличается от этих четырех типов: с максимальной частотой проявляются серые бокситы, значительно количество зеленых. Суммарная частота красных, желтых и пестрых бокситов, означающих окислительные условия образования, составляет

всего 7%. Это обстоятельство также подтверждает необходимость выделения тиманских бокситовых залежей в качестве самостоятельного типа.

Генетическая обособленность залежей тульского типа отражена в их характерных цветах: наиболее часто встречаются белые бокситы, за ними следуют светло-серые, потом светло-желтые, остальные оттенки совсем отсутствуют.

Внутри отдельных типов залежей, даже между отдельными месторождениями одного и того же геологического возраста, возможны существенные различия по цвету. Хорошим примером этому служат месторождения Задунайского Среднегорья Венгрии, на юго-западе которого (Ньирад, Сёц, Халимба) бокситы характеризуются преимущественно красным цветом, на месторождениях Искасентдьёрдь и Гант господствуют желтовато-бурые и пестрые окраски бокситов. До сих пор не было найдено черных и темно-бурых бокситов ни на одном из венгерских месторождений, а зеленые бокситы обнаружены в крайне малом количестве только на месторождениях Гант и Надьхаршань. Белые бокситы встречаются также очень редко, они известны на месторождениях Надьедьхаза-Мань, Гант, Нежа и Надьхаршань в количестве, не превышающем 5%.

На острове Ямайка была установлена следующая зависимость между цветом бокситов и морфологией залежей: преобладающее большинство высоколежащих залежей имеет красный цвет. В тектонических грабенах, например Порус-Валли, и на низких известняковых равнинах, например Сент-Элизабет, красные бокситы чередуются с охристо-желтыми, желтовато-красными и пестрыми. В залежи Пеппер на равнине Сент-Элизабет, имеющей самую низкую отметку, нижняя часть бокситового тела характеризуется светло-желтым цветом, эти бокситы наиболее светлые на Ямайке, а к верхам залежи цвет постепенно становится красным.

По таблице цветов в приложении 2 можно определить частоту отдельных окрасок бокситов. По литературным данным, многие месторождения представлены исключительно красными разностями. Бокситы островов Тихого океана обладают характерным блекло-бурым цветом из-за большого содержания органического вещества. Известно только одно небольшое месторождение, полностью сложенное желтыми бокситами,— это Надрт в Словении. Сильно обогащены желтыми бокситами месторождения Велика-Планина в Сербии (60%) и Нурра на острове Сардиния (50%). Максимальное количество пестрых бокситов обнаружено на венгерском месторождении Кишлёд (50%) Мактеш-Рамон в Израиле (40%) и Сисопхон — Баттамбанг (40%) в Кампучии.

Больше всего белых бокситов содержится в месторождениях Миссури (60%) и в небольших залежах близ Тулы и Рязани (60%). Значительное количество белых бокситовых глин встречается на месторождении Биела-Поляна (40%) в Черногории. Максимальная частота темно-бурых бокситов наблюдается в двух бокситоносных горизонтах месторождения Джаджерм (примерно по 50%) в Северном Иране, а также на месторождении Йезд (30%). Частота зеленых бокситов имеет максимальное значение на Бердском и Обуховском месторождениях (50%), а также на месторождении Козина в Югославии (40%) и Кандахар в Афганистане (40%). Серые бокситы встречаются большей частью в Китае. По литературным данным, месторождение в провинции Ляонин сложено целиком серыми бокситами, а на других месторождениях количество этих бокситов в среднем равно 70%. Бокситы Южно-Тиманского месторождения характеризуются преимущественно серым цветом (70%). Черный оттенок господствует в более или менее метаморфизованных бокситах и наждаках, например в месторождениях острова Наксос (30%) в Греции и Западного Таврa (10%) в Турции. На остальных месторождениях количество бокситов нигде не превышает 10%.

4.5.5.2. Пестрые бокситы. Эти бокситы весьма разнообразны по распределению в них цветовых пятен. Наиболее часты следующие типы:

а) *Светлые прожилки на более темном фоне.* Под термином «прожилки» мы подразумеваем отличающиеся от окружающей среды по цвету удлиненные пятна бокситов, не зависящие от структурных элементов породы. Не следует их путать с выполнением трещин, так как последние — структурные элементы. Прожилки обычно имеют ширину 0,5—5 см и длину 10—300 см, их контакты преимущественно резкие, реже стертые. Направление прожилков обычно вертикальное или почти вертикальное, их мощность вниз постепенно уменьшается. Например, на венгерских месторождениях Ньирад, Сёц, Халимба, Кишлёд и Искасентдьёрдь прожилки часто встречаются в верхней части залежей. Основная масса обычно имеет красный цвет, а прожилки — желтовато-белый, бледно-желтый или розовый цвет.

Во многих бокситовых залежах Венгрии наблюдается правильная последовательность цветов: середина прожилков бледно-фиолетовая или розовая, затем постепенное заметное осветление по краям до бледно-желтого. Основной кирпично-красный цвет боксита более темный по краям прожилков в полоске шириной 0,5—1 см. Такое распределение цвета прослеживалось нами в горных выработках на десятки метров; в удаленных друг от друга, иногда на десятки километров, залежах наблюдалась такая же картина. По нашему мнению, вертикальные прожилки являются продуктами позднего диагенеза и эпигенеза. Они образовались под влиянием кислых грунтовых вод, просачивающихся сверху вниз. На месте прожилков большая часть первоначально содержавшегося железа растворилась и была вынесена. Меньшая часть железа осаждалась вдоль прожилков, что явилось причиной образования описанной выше каемки темно-красного оттенка.

б) *Светлые пятна неправильной формы на темном фоне.* Диаметр пятен колеблется от 1 до 30 см, их контуры обычно резкие, реже стертые. Это распределение цветов также не зависит от структурных элементов бокситов. Подобные бокситы особенно часто встречаются на месторождениях Искасентдьёрдь и Гант, где наблюдается порядок цветов такой же, как в прожилках (цветной рис. 17). По нашему мнению, эти пятна образовались за счет диа- и эпигенетического растворения железа, но в этих случаях фильтрация грунтовых вод происходит не в одном направлении, а в нескольких.

в) *Круглые или овальные светлые пятна на темном фоне.* Поперечный разрез этих пятен иногда образует геометрически правильный круг. Их диаметр колеблется от 1 мм до 3 см. Пятна не зависят от структурных элементов бокситов. Их цвет обычно светло-красный, светло-желтый или серовато-белый. В середине их иногда наблюдается более темное пятно. Например, в ржаво-красных бокситах бокситоносного горизонта среднего триаса в Словении часто встречаются желтые или розовые круглые пятна, середина в которых светло-серая, серая или темно-серая (цветной рис. 18). Контуры пятен совершенно не зависят от ооидной структуры этих бокситов. Такие пятна часто встречаются и в бокситах нижней части залежи Халимба III в Венгрии.

Эти пятна могли образоваться за счет вторичного растворения железа. Вследствие их правильной формы и изолированного положения нельзя трактовать их как результат воздействия грунтовых вод. Возможно, что микроорганизмы создавали местные центры восстановления, и двухвалентное железо здесь легче растворялось.

г) *Темные пятна на светлом фоне* обычно приурочены к структурным элементам бокситов. В общем случае основная масса светлая, а ооиды, пизолиты, сферические зерна, бокситовые гальки и куски бокситовых обломков более темные. Особенно часто встречается этот тип распределения окраски в бокситах с конгломератовой и брекчиевой структурами. Подобное распре-

деление цветов видно на образцах бокситов с пеллетовой (цветной рис. 5) и пизолит-пеллетовой структурой (цветной рис. 8).

На месторождении Кишлёд в Венгрии такие бокситы часто встречаются в верхних частях залежи. Их структура конгломератовая и брекчиевая, цвет основной массы светло-желтый и охристо-желтый, а твердые и плотные бокситовые гальки окрашены в кирпично-красный цвет. Здесь произошло эпигенетическое растворение железа, вследствие которого большая часть железа удалилась из более рыхлой водопроницаемой основной массы, а более плотные гальки боксита остались нетронутыми и сохранили первоначальный красный цвет.

д) *Светлые ооиды, пизолиты, бобовины в темной основной массе.* Такое распределение окраски встречается достаточно редко. Вблизи Лескале в Арьеже, Франция, в верхней части бокситовой залежи нами наблюдались кирпично-красные бокситы, содержащие желтовато-белые пизолиты. На месторождении Миссури, США, местами наблюдаются серые бокситы ооидной структуры, в которых отдельные ооиды имеют серовато-белый или совсем белый цвет, т. е. они более светлые, чем основная масса. Механизм образования такого распределения цветов еще не известен. По всей вероятности, здесь происходил вынос железа. Возможно, что пирит и марказит были приурочены к отдельным ооидам или пизолитам, и поэтому в ходе позднейшего окисления они растворились.

е) *Полосчатые бокситы.* Окраска располагается полосами — светлые и темные полосы приблизительно параллельны друг другу, концентрические или беспорядочно извилистые. Ширина отдельных полос может меняться от 1 мм до 2 см. Распределение полос не связано со структурными элементами бокситов. Полосы наблюдаются на относительно небольших участках поверхности, максимально на площади в несколько квадратных метров. Концентрические полосы обычно называются кольцами Лизеганга по имени ученого, который открыл это явление в начале нашего столетия. Путем моделирования он доказал, что ионы оседают периодически (ритмично) из ионных растворов, диффундирующих через тонкодисперсную среду, создавая формы, аналогичные агату. Тонкодисперсное состояние бокситов способствовало этому явлению и здесь. Растворы, создающие темные и светлые полосы, содержат главным образом ионы трехвалентного железа и реже ионы марганца.

По собственным наблюдениям автора, кольца Лизеганга в бокситах образовались главным образом за счет окисления пирита. Например, в Венгрии на карьере Феликс II около села Сёц пиритовые бокситы, подвергшиеся полному эпигенетическому окислению, замещались бокситами со светлыми и темно-фиолетовыми полосами шириной 0,5—1 м. На шахте Дюльт-Ниреш месторождения Ньирад кольца Лизеганга приурочены к приблизительно вертикальным остаткам корней, находящимся в светло-серых пиритовых бокситах. В местах, где бокситы не подвергались эпигенетическому окислению, остатки корней сразу заметны своим темно-серым цветом и большим содержанием пирита. Грунтовые воды легче всего проникали по остаткам корней и окисляли пирит, а часть мобилизованного железа опять оседала, образуя 4—6 концентрических колец Лизеганга вокруг корней (цветной рис. 19). На линзе Дюльт-Ниреш VII встречаются бокситы с кольцами Лизеганга, окружающие серые пиритовые бокситы (цветной рис. 20). Такое же явление, только в меньшей мере, было установлено и в залежах месторождения Искасентдьёрдь.

Бокситы с полосами Лизеганга в залежи Трубьела в Черногории, Югославия, были названы Драговичем [138] «леопардитами». Здесь светло-серые полосы чередуются с темно-серыми и зеленовато-бурыми. (Это название ошибочно, так как леопард не полосатый, а пятнистый.)

По Бушинскому [88], бокситы с кольцами Лизеганга встречаются в девонских залежах на Северном Урале. Такие бокситы особенно часто встречаются в карьерах Красной Шапочки. Эти полосы в основном железистые, красного и бурого цвета, но встречаются и марганцовистые черные полосы. Образование полос Бушинский объясняет близповерхностным окислением пиритсодержащих бокситов.

Таким образом, пестрые бокситы образовались под влиянием вторичных процессов, они могут быть очень различными в зависимости от состава пронизывающих бокситы растворов, текстуры и проницаемости породы, кроме того, в ходе их образования могли играть некоторую роль и микроорганизмы.

4.5.5.3. Окрашивающие свойства бокситов. Одни типы бокситов окрашивают (пачкают) руки, другие нет. Это свойство употребляется в СССР при полевых описаниях бокситов («маркий», «немаркий»). Исходя из этого, мы считаем необходимым различать следующие группы бокситов:

а) сильно маркие,
б) маркие,
в) слабо маркие,
г) немаркие.

По нашим данным, чем больше твердость и чем меньше пористость бокситов, тем они менее маркие. Рыхлые бокситы с большой пористостью больше всего окрашивают руки. Эффективность окрашивания не зависит от цвета бокситов, и белые бокситы могут быть сильно маркими.

Сильно маркими можно назвать бокситы Ямайки, Гаити и Доминиканской Республики. Бокситы Задунайского Среднегорья преимущественно маркие, в меньшей мере сильно маркие. Бокситы месторождения Надьхаршань — слабо маркие. Большая часть твердых бокситов палеозоя относится к немаркими, хотя в девонских залежах Урала встречаются тоже маркие и слабо маркие бокситы.

В общем случае степень маркости характерна для каждого месторождения, но внутри отдельных залежей могут все-таки встречаться и более, и менее маркие бокситы. Исследование характера распределения бокситов по их маркости помогает распознать различные минералогические и петрографические процессы их образования.

4.6. Петрографическое расчленение бокситовых залежей

По петрографическому строению и распределению петрографических разновидностей в залежах можно установить определенные закономерности. Ниже эти закономерности рассмотрены по типам залежей.

В залежах *средиземноморского типа* высококачественные бокситы обычно находятся в средней части залежи, а к периферии они становятся более глинистыми. Редко наблюдаются залежи, большей частью состоящие из высококачественных бокситов, которые окаймляются полосой глинистых бокситов и бокситовых глин небольшой мощности (0,5—1 м). Подобное явление наблюдается в некоторых залежах Далмации, Ямайки, Черногории и Средней Греции. Гораздо чаще наблюдается, что в залежах, при сохранении концентрического распределения, количество собственно бокситов, глинистых бокситов и бокситовых глин одинаковое. Однако имеются и такие залежи, в которых высококачественные бокситы залегают в верхней трети или четверти залежи, а под ними находятся глинистые бокситы, бокситовые глины или бокситоподобные глины. Такие залежи встречены, например, на некоторых участках бассейна Сёц в Венгрии.

Перемещения, связанные с обрушением, происходящие при поздних карстовых процессах, могут разрушить первоначальное правильное петрографическое распределение залежей и превратить в хаос весь разрез залежи или ее отдельных частей. Подобное явление произошло на многих залежах месторождения Бедарьё во Франции (рис. 106).

В девонских залежах Урала часто наблюдается характерное двойное строение: нижняя, более мощная часть залежей состоит из высококачественных бокситов красно-бурого цвета, под которыми залегают глинистые бокситы и бокситовые глины, а верхняя часть мощностью 1—2 м состоит преимущественно из глинистых бокситов и бокситовых глин зеленого и серого цвета (рис. 29). Нижняя часть залежи имеет обычно слабую, а верхняя — хорошую слоистость. Здесь речь идет о первичном сингенетическом расхождении, которое произошло в результате изменения среды осадконакопления: нижняя часть осаждалась преимущественно на суше, а верхняя — в лагуне или мелком море [192, 88].

В залежах средиземноморского типа, в которых первичное переотложение играло весьма большую роль, а образование кровли произошло сразу же за образованием залежей и препятствовало дальнейшей бокситизации, наблюдается переслаивание бокситов разной структуры и состава. Это явление встречено, например, в крупной пластообразной залежи бассейна Халимба в Венгрии, где бокситы, кроме того, переслаиваются с обломочными доломитами (рис. 113 и 114).

Внутри некоторых залежей обнаруживается *эрозионное несогласие*. Например, в залежи Устон месторождения Бедарьё во Франции Комбом [114, 116] были установлены три поверхности эрозионного несогласия в тех местах, где позднейшее карстование подстилающих пород проявилось слабо (рис. 115). Наоборот, там, где позднейшие карстовые процессы происходили интенсивно, первичное строение залежи уже не распознается вследствие обрушений и скольжений.

Среди залежей *тиманского типа*, в южнотиманских залежах, [190] самые высококачественные бокситы располагаются в средней части бокситовых тел. Около них непосредственно залегают глинистые бокситы, затем бокситовые глины и бокситоподобные глины. Такое же строение бокситовых тел наблюдается и на китайских месторождениях.

В бокситоносных формациях, вмещающих залежи *казахстанского типа*, бокситовые тела располагаются в одном или нескольких горизонтах. В их петрографическом строении не наблюдается общих закономерностей.

Внутри залежей карстовых бокситов меняется не только петрографический состав, но и структура. Для аллотигенно-обломочных структур чаще всего характерно повторное чередование размера зерен в вертикальном разрезе. Это явление излагалось в связи с градационной слоистостью, но и в обычных слоистых бокситах наблюдается чередование слоев с грубо- и тонкозернистыми обломочными структурами.

Для аутигенных структур обычно наблюдается постепенный рост величины структурных элементов снизу вверх по разрезу. В самой нижней, глинистой, части залежей наблюдается обычно пелитоморфная структура, затем отмечаются ооиды. Размер ооидов увеличивается, и ооидная структура постепенно переходит в пизолитовую. В то же время возрастает и количество ооидов и пизолитов на единицу поверхности. Макропизолиты (бобовины) обнаружены в первую очередь в самых верхних частях залежей, например на Аркалыкском месторождении в СССР. Там же среди обычно рыхлых или небольшой твердости бокситов в верхней части бокситовых тел наблюдаются более твердые сцементированные глыбы бокситов размером 1—3 м. Эти глыбы прослеживаются на расстоянии 20—100 м, следуя непосредственно друг за другом, затем их размер все уменьшается и наконец они полностью

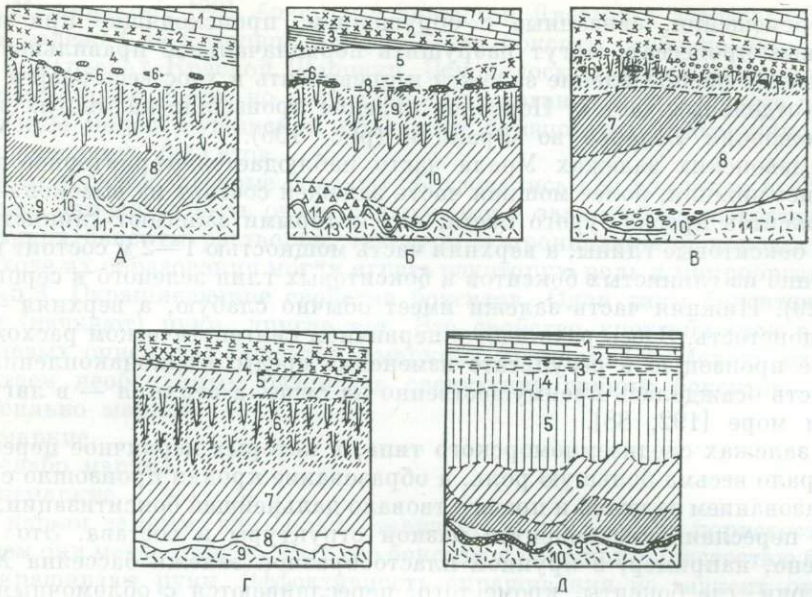


Рис. 125. Примеры петрографического строения бокситовых месторождений Задунайского Среднегорья, Венгрия.

А. Месторождение Ньирад, участок Изамайор. *1* — желтый и серый милиолиновый известняк; *2* — серая углистая глина с пиритом; *3* — слоистая пестрая глина; *4* — глинистый боксит оранжевого и фиолетового цвета; *5* — глинистый боксит и бокситовая глина, серая, пиритовая; *6* — темно-коричневая железистая корка и железистые гнезда; *7* — красный боксит с желтыми пятнами; *8* — красный боксит; *9* — глинистый боксит и бокситовая глина, розовая и фиолетовая; *10* — бокситовая глина охро-желтая; *11* — доломит подошвы. *Б. Месторождение Сёц, участки Хатарвёльдь, Феликс, Нирешкут.* *1* — желтый милиолиновый известняк; *2* — серая углистая глина; *3* — слоистая пестрая глина; *4* — светло-желтый боксит и глинистый боксит; *5* — боксит и глинистый боксит оранжевого цвета; *6* — глинистый боксит фиолетового цвета; *7* — глинистый боксит серый, пиритовый; *8* — темно-коричневая железистая корка; *9* — красный боксит с желтыми пятнами и прожилками; *10* — красный глинистый боксит и бокситовая глина; *11* — желтая и светло-бурая бокситовая глина; *12* — охро-желтая бокситовая глина; *13* — доломит подошвы. *В. Месторождение Халимба, залежь Череш.* *1* — серый милиолиновый известняк; *2* — серая углистая глина с пиритом; *3* — серый глинистый боксит и бокситовая глина с пиритом; *4* — пестрый боксит; *5* — красный боксит с желтыми пятнами и прожилками; *6* — ооидно-пизолитовый глинистый боксит; *7* — красный боксит; *8* — красно-коричневый глинистый боксит; *9* — красная бокситовая глина с обломками известняка и доломита; *10* — светло-желтая бокситовая глина; *11* — доломит и известняк подошвы. *Г. Месторождение Искасентдьёрдь, залежь Кинчеш — Йожеф.* *1* — желтый и серый милиолиновый известняк; *2* — темно-серая углистая глина с пиритом; *3* — светло-серый глинистый боксит с пиритом; *4* — фиолетовый глинистый боксит с железистыми гнездами; *5* — желтый и бурый боксит; *6* — бурый боксит с желтыми пятнами и прожилками; *7* — красный боксит; *8* — светло-красный глинистый боксит и бокситовая глина; *9* — доломит подошвы. *Д. Месторождение Гант, залежи Харастош, Уйфелтараш, Мелегеш.* *1* — желтый пресноводный известняк; *2* — слоистая серая и бурая глина; *3* — пестрая бокситовая глина; *4* — конгломерат боксита, пестрый; *5* — красный и желтовато-бурый боксит; *6* — оранжевый и охро-желтый боксит; *7* — красный глинистый боксит; *8* — желтая бокситовая глина; *9* — темно-красная железистая корка; *10* — доломит подошвы.

исчезают. Структура этих бокситов обычно пизолит-бобовая или бобовая. Их облик напоминает «железный панцирь» латеритных бокситов. Вероятно, они образовались в результате подобных процессов в латеритных бокситах. В советской литературе они называются каменистыми бокситами. (Каменистые бокситы встречаются и в других бокситовых залежах казахстанского типа.)

Вследствие *вторичных процессов* разрезы бокситов во многих местах характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Наиболее часто наблюдается обесцвечивание бокситов вблизи кровли в интервале 0,5—3 м. Это происходит обычно за счет диа- или эпигенетического растворения железа. Таким образом сформировались пестрые типы бокситов, в которых пизолиты, гальки и обломки бокситов остались более темными вследствие их большей плотности и меньшей проницаемости, чем основная масса. Это явление часто отмечается в залежах бокситов Франции, Италии, Югославии и Греции.

В залежах Задунайского Среднегорья в Венгрии, где кровля представлена болотными угленосными глинами или углями, самая верхняя часть бокситов мощностью 0,5—2 м восстановлена. В ходе восстановления некоторая часть железа растворилась и снова осадилась в виде зерен пирита. Бокситы приобрели светло- и темно-серый цвет и содержат углистые остатки растительных корней.

На обнаженных участках и там, где мощность кровли менее 50 м, серые бокситы подверглись гипергенному окислению и приобрели бледно-фиолетовый, розовый, оранжевый или светло-кремовый цвет. Железо снова стало подвижным и осадилось в форме конкреций, корок и выполнения гнезд в этой же зоне или на ее нижней границе. Мобилизованное железо местами образовало полосы и кольца Лизеганга. Эта верхняя часть залежи по цвету достаточно резко отличается от нижележащей, менее измененной средней части. Граница между ними обычно гладкая, иногда ломаная, изредка совсем стертая.

В верхах средней части залежей бокситы ржаво- или кирпично-красного цвета с желтыми прожилками; описание их дано в разд. 4.5.5.2. Их мощность обычно равна 0,5—2 м, в чрезвычайно редких случаях достигает 3 м. Большинство прожилков всегда перпендикулярно к поверхности залежи, т. е. при горизонтальном залегании прожилки вертикальны. Книзу прожилки постепенно становятся тоньше и сменяются все меньшими по размеру пятнами.

Такие бокситы с желтыми прожилками находятся как под серыми бокситами, так и под их гипергенно окисленными разновидностями, следовательно, они не могут быть продуктами окисления пирита. Вероятно, во время пиритизации железо, содержащееся в первоначально однородных красных бокситах, было растворено циркулирующими восстановительными растворами гумусовых кислот. На рис. 125, показывающем несколько типичных разрезов залежей важнейших месторождений Задунайского Среднегорья, видно, что помимо указанных общих черт для отдельных месторождений характерны локальные особенности.

На месторождениях, которые со времени накопления находились близ дневной поверхности и не были перекрыты, действие преобразующих вторичных процессов оказывается значительно слабее, чем можно было ожидать (например, на месторождениях Ямайки, Гаити, Доминиканской Республики и островов Тихого океана). По цвету и структуре эти залежи более или менее однородны, в них наблюдается только постепенное изменение качества бокситов, описанное в начале данной главы.

5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БОКСИТОВ

5.1. Исходные данные

В данной работе были использованы имеющиеся в литературе по минералогии данные, это результаты почти 6000 полуколичественных и количественных определений. Кроме того, автором были выполнены количественные минералогические исследования более чем для 1500 проб с помощью разработанного им комплексного метода, использующего рентгенодифрактометр, дериватограф и химический анализ совместно [41, 42]. Были исследованы бокситы не только венгерских, но и важнейших зарубежных месторождений. Очень полезными для проводимой работы явились исследования, выполненные с помощью электронного микрозонда [51, 54].

Общее число использованных собственных данных и заимствованных из литературы можно считать вполне достаточным для надежного обоснования выведенных нами общих закономерностей. Однако же для детального изучения минералогии каждого отдельного месторождения требуется дополнительное проведение тысячи исследований.

До сих пор в карстовых бокситах было определено 145 минералов, по крайней мере 20 из них встречаются не менее чем на 10 месторождениях и среднее количество их на месторождениях превышает 1%. Эти минералы, составляющие большую часть карстовых бокситов, были названы автором *породообразующими минералами бокситов*. В нижеследующих разделах рассмотрено их распространение, частота проявления и парагенетические ассоциации. Описаны все встречающиеся в карстовых бокситах минералы и условия их образования.

5.2. Распространение породообразующих минералов и их парагенетические связи

5.2.1. Среднее количество породообразующих минералов

На основании имеющихся в нашем распоряжении данных было рассчитано присутствие среднего количества минералов в месторождениях в следующих пределах: 0,1—1%, 1—5%, 10—20%, 20—40%, 40—60% и 60—70%. Полученные результаты представлены на рис. 126 в форме гистограммы. По горизонтали нанесены интервалы выделенных значений, по вертикали же указывается число таких месторождений, где среднее содержание минерала соответствует этим значениям. Данные умышленно не пересчитаны на процент частоты, потому что таким образом можно проследить рас-

пространенность минералов и количественно. Числа, обозначенные кружком, означают число месторождений, где был обнаружен данный минерал. Для семи месторождений минералогических данных найти не удалось. Общее количество бокситов в этих месторождениях не составляет и 10 млн. т, т. е. не более 0,1% общего количества карстовых бокситов.

Распространенность минералов и их среднее количество не зависят друг от друга. Например, рутил и анатаз относятся к наиболее распространенным минералам в карстовых бокситах, однако их среднее содержание достаточно мало. В то же время в наибольших средних количествах встречающиеся бёмит, диаспор и гиббсит встречаются поодиночке и не во всех месторождениях.

Наиболее распространенным из алюминиевых минералов является *бёмит*. По диаграмме на рис. 126 в наибольших количествах (40—60%) чаще всего встречается он. *Диаспор* менее распространен, но среднее его содержание в тех месторождениях, где он встречается, 40—60 или 20—40%. *Гиббсит* так же распространен, как и диаспор, но его частота в месторождениях намного меньше и чаще всего составляет 20—40%. *Корунд* встречается гораздо реже, чем указанные три минерала. Имеются два максимума частоты: один (20—60%) соответствует более или менее метаморфизованным бокситам, другой (0,5—10%) — неметаморфизованным залежам. Корунд первой группы всегда макрокристаллический, а второй группы — крипто- и микрокристаллический.

Из минералов железа наиболее распространен *гематит*, и его средние содержания для месторождений наиболее значительны. В большинстве месторождений он встречается в количестве 10—20%. Распространенность *гётита* немного меньше, чем распространенность гематита, однако среднее количество в большинстве случаев составляет 1—5%. На гистограммах прекрасно видно, что эти два минерала железа являются наиболее распространенными и встречаются в наибольших количествах.

Из силикатных минералов самым распространенным является *каолинит*, присутствие которого до настоящего времени доказано на 150 месторождениях. На 72 месторождениях среднее количество каолинита составляет 20—40%, на 11 — 40—60% и на трех месторождениях — 60—70%. По сравнению с каолинитом прочие минералы играют второстепенную роль, и не только по распространенности, но и по среднему содержанию.

Двумя наиболее важными минералами титана являются *анатаз* и *рутил*. Их распространенность приблизительно одинакова, и они встречаются на большинстве бокситовых месторождений. Среднее количество этих минералов незначительно, анатаза в большинстве месторождений — 1—3%, рутила — 0,3—1%.

Таким образом, только восемь минералов присутствует в большинстве месторождений и играет решающую роль в минералогическом составе бокситов. Такими минералами являются бёмит, диаспор, гиббсит, гематит, гётит, каолинит, анатаз и рутил.

5.2.2. Соотношения основных групп минералов

Парагенезисы минералов лучше всего можно узнать, если соотношения содержания минералов и их изменения проследить по минералогическим группам. Ниже рассмотрены четыре группы минералов: алюминий-, железо-, кремний- и титансодержащие. Принимая парагенезис за 100%, рассмотрим долю каждого минерала отдельно.

5.2.2.1. Минералы алюминия. В карстовых бокситах алюминиевые минералы образуют различные парагенезисы. Оценка их частоты (в процентах) по месторождениям представлена в приложении 3. Нами вычислена частота

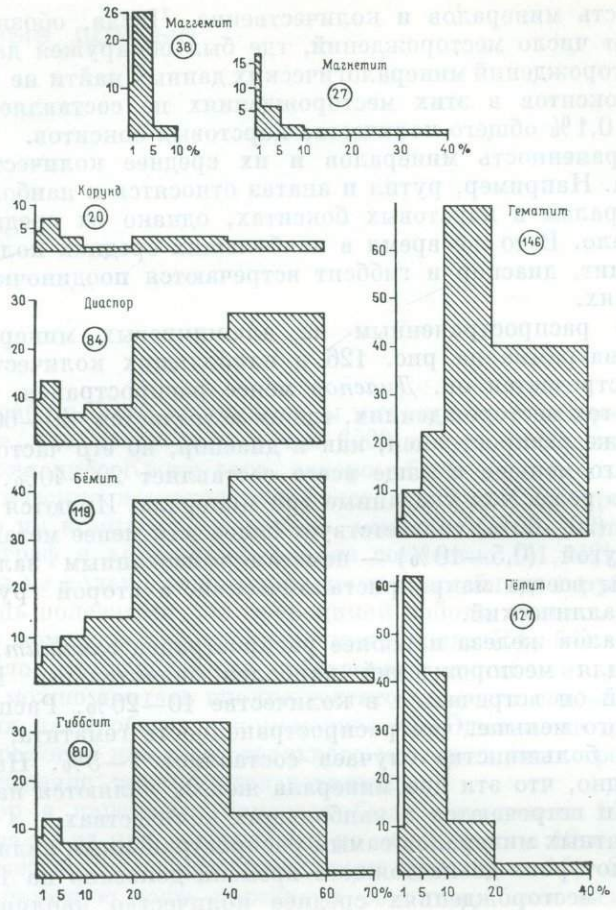


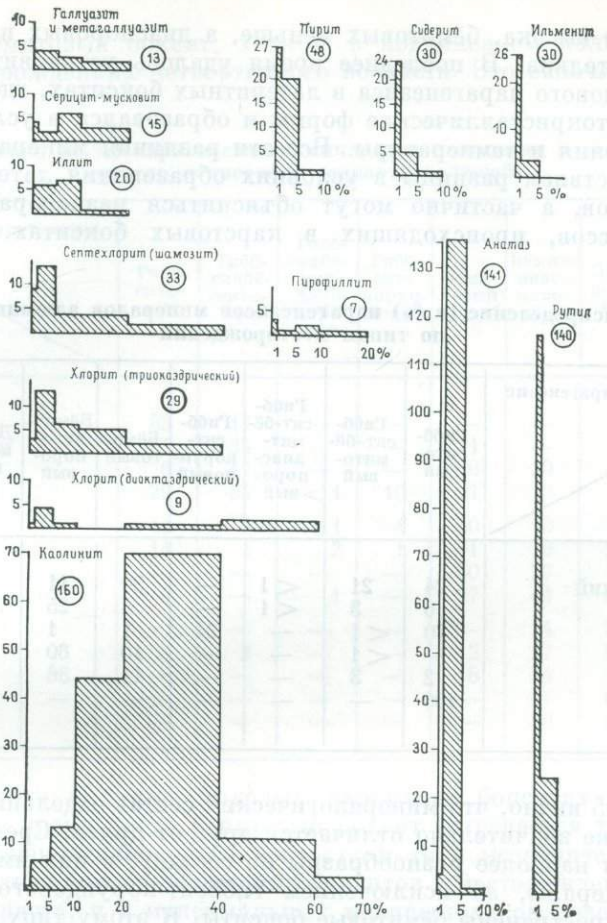
Рис. 126. Диаграммы распределения породообразующих минералов в бокситовых место-
Вертикальная ось обозначает число месторождений, горизонтальная ось — среднее содержание дан-
содержащих данный минерал.

встречаемости парагенезисов в общемировых запасах бокситов:

Парагенезис	Частота, %
Гиббситовый боксит	24
Бёмитовый боксит	23
Диаспоровый боксит	20
Бёмит-гиббситовый боксит	15
Бёмит-диаспоровый боксит	14
Гиббсит-корундовый боксит	2
Корундовый боксит	1
Гиббсит-бёмит-диаспоровый боксит	1
Всего	100

Автор считает чисто гиббситовым, бёмитовым, диаспоровым или корундовым такой боксит, где наряду с основным минералом алюминия относительное количество любого другого алюминийсодержащего минерала не превышает 10% (принимая за 100% сумму минералов алюминия). В двухчленных группах минералов относительное количество каждого из двух минералов более 10%; то же относится и к трехчленным группам.

Из сказанного прежде всего видно, что однокомпонентные парагенезисы встречаются чаще других и составляют 67,6% карстовых бокситов. Суммар-



рождениях.

ного минерала по месторождениям. Цифры в кружках показывают число бокситовых месторождений,

ная частота двухкомпонентных групп составляет 32%, однако трехкомпонентная группа составляет лишь 0,3%. Таким образом, минералообразующие процессы способствуют созданию чисто однокомпонентных систем, выражающих состояние равновесия, реже образуются двухкомпонентные системы, а трехкомпонентные системы формируются только в совершенно исключительных условиях. Хотя имеются четыре главных алюминиевых минерала, четырехкомпонентный карстовый боксит до сих пор не известен.

Корунд-диаспоровый и корундовый бокситы образовались в ходе метаморфических преобразований бокситов, и это указывает на специальные условия образования. Заслуживает внимания то, что среди нормальных бокситов, не претерпевших метаморфических преобразований, частота трех однокомпонентных систем приблизительно одинакова. Следовательно, в карстовых бокситах для образования трех алюминиевых минералов имелись одинаковые возможности. Среди них первое место занимает гиббсит. На первый взгляд это противоречит тому, что бёмит обнаруживается в большинстве месторождений. При оценке распространенности минералов принималось во внимание только число месторождений (рис. 126) независимо от размера их запасов. Однако настоящий расчет относится к взвешенной сумме карстовых бокситов, за счет чего разногласие между данными отсутствует.

Для латеритных бокситов частота вышеуказанных парагенезисов численно не известна. Однако можно установить, что частота гиббситовых бок-

ситов наиболее высока, бёмитовых меньше, а диаспоровых и диаспор-бёмитовых незначительна. В последнее время удалось установить присутствие гиббсит-корундового парагенезиса в латеритных бокситах, где корунд имеет микро- и криптокристаллические формы и образовался в условиях поверхностного давления и температуры. Все эти различия минерального состава являются следствием разницы в условиях образования латеритных и карстовых бокситов, а частично могут объясняться разнообразием второстепенных процессов, происходящих в карстовых бокситах.

Таблица 15

Распределение (в %) парагенезисов минералов алюминия по типам месторождений

Типы месторождений \ Парагенезис	Гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Гиббсит-бёмит-диаспоровый	Гиббсит-корундовый	Бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый	Диаспор-корундовый	Корундовый
Средиземноморский	24	21	<1	—	30	11	12	1	<1
Тиманский	6	3	<1	—	4	25	62	—	—
Казахстанский	70	<1	—	24	1	1	3	—	—
Арьежский	—	<1	—	—	10	60	30	—	—
Салентинский	2	3	—	—	11	36	48	—	—
Тульский	100	—	—	—	—	—	—	—	—

Из табл. 15 видно, что минералогический состав отдельных типов месторождений также значительно отличается друг от друга. Средиземноморские месторождения наиболее разнообразны по составу, в них имеются все алюминиевые минералы, за исключением гиббсит-корундового парагенезиса. Наиболее распространены бёмитовые бокситы. К этому типу месторождений относятся также и все более или менее метаморфизованные (корундовые) бокситы. Для тиманского типа месторождений характерно преобладание диаспоровых и диаспор-бёмитовых бокситов. В месторождениях арьежского и салентинского типа эти две ассоциации минералов встречаются также наиболее часто. В противоположность этому месторождения казахстанского типа в большинстве случаев имеют гиббситовый состав. Далее, только в этом одном типе месторождений встречается и притом в значительной концентрации гиббсит-корундовый боксит. Такой минеральный состав ближе всех других к составу латеритных бокситов, причину чего автор видит в том, что после накопления бокситовых залежей в данном случае происходили процессы, весьма близкие к латеритообразованию. Особенность месторождений тульского типа подчеркивается и их минеральным составом: они сложены исключительно гиббситовыми бокситами.

Обнаруживается прямая зависимость между парагенезисами алюминиевых минералов и геологическим возрастом залежей — геологический возраст увеличивается последовательно в ряду: гиббситовые — бёмитовые — диаспоровые бокситы (табл. 16). В месторождениях палеогенового, неогенового и четвертичного возраста преобладают гиббситовые, в мезозойских — бёмитовые, а в палеозойских — диаспоровые бокситы. Чисто гиббситовые бокситы можно встретить только до нижнего мела. Это же относится и к гиббсит-бёмитовому бокситу. В более древних бокситах они встречаются только случайно и в незначительных количествах, а в месторождениях более древних, чем каменноугольные, совершенно отсутствуют.

Гиббсит-бёмитовый боксит, хотя и в подчиненном количестве, встречается в месторождениях четвертичного возраста. Это означает, что наряду

Таблица 16

Распределение (в %) парагенезисов минералов алюминия в зависимости от геологического возраста залежей

Парагенезис / Геологический возраст залежей	Гиббситовый	Гиббсидбёмитовый	Гиббсидбёмитдиаспоровый	Гиббситкорундовый	Бёмитовый	Бёмитдиаспоровый	Диаспоровый	Диаспоркорундовый	Корундовый
Четвертичный	83	17	—	—	—	—	—	—	—
Плиоцен — миоцен	65	34	—	—	1	—	—	—	—
Олигоцен	6	17	—	—	6	29	42	—	—
Эоцен — палеоцен	29	34	<1	10	21	3	3	—	—
Верхний мел	11	9	<1	4	50	13	13	—	—
Нижний мел	14	1	2	1	61	9	11	<1	—
Юра	—	—	—	—	60	37	3	—	—
Триас	4	—	1	—	27	41	26	1	10
Пермь	—	—	—	—	—	24	54	12	10
Карбон	3	2	—	—	2	27	64	1	<1
Девон	—	—	—	—	18	34	43	3	2
Ордовик	—	—	—	—	—	—	60	40	—
Кембрий	—	—	—	—	—	50	50	—	—

с гиббситом даже в самых молодых карстовых бокситах образовывался бёмит. В то же время чисто бёмитовый боксит встречается только в месторождениях миоцен-плиоценового возраста и то в незначительных количествах. Значительно больше бёмитовых бокситов в месторождениях палеоцен-эоценового возраста, и в максимальных количествах он известен в нижнем мелу и в юре. В бокситах более древнего происхождения доля бёмита постепенно уменьшается. Наиболее древние бокситы чисто бёмитового состава относятся к девонскому периоду.

Гиббсит-бёмит-диаспоровые бокситы известны в месторождениях от триасового до эоценового возраста, но нигде не встречаются в значительных количествах. Гиббсит-корундовые бокситы встречаются в месторождениях от нижнего мела до эоцена, внутри этого интервала они концентрируются в месторождениях палеоцен-эоценового возраста. Из вышеизложенного ясно, что этот парагенезис встречается лишь в месторождениях казахстанского типа, к тому же он очень ограничен и во времени.

Бёмит-диаспоровые и диаспоровые бокситы появляются впервые в месторождениях олигоценового возраста и не встречаются в месторождениях более молодого возраста. Необходимо добавить, что вообще геологический возраст некоторой части диаспоровых бокситов олигоценового периода весьма спорен, и, вероятно, они более древние, чем предполагается в настоящее время (например, месторождения в Словении). Таким образом, в бокситах олигоценового возраста действительная доля бёмит-диаспоровых и диаспоровых бокситов, наверное, намного меньше, чем показано в таблице. Бёмит-диаспоровые бокситы начиная с юрского периода встречаются чаще, а от кембрия до юры содержание их остается приблизительно одинаковым. В то же время чисто диаспоровые бокситы сконцентрированы в пределах от кембрийского до пермского периода. Таким образом, сдвиг во времени проявлялся и в этих двух парагенезисах.

Большая часть диаспор-корундовых и корундовых бокситов, образовавшихся под воздействием метаморфизма, встречается в месторождениях палеозойского периода. В месторождениях моложе нижнего мела такие бокситы неизвестны.

Возраст, однако, не является единственным фактором, контролирующим минеральные парагенезисы, и внутри одного геологического периода можно встретить несколько разновидностей парагенезисов. Важную роль играли также и *тектонические силы*. Для доказательства этого автор рассчитал, каким образом изменяется процентное содержание различных парагенезисов минералов алюминия внутри одного геологического периода в зависимости от степени дислоцированности залежей. В качестве примера приводятся средние значения для месторождений каменноугольного и палеоценового возраста (табл. 17).

Таблица 17

Распределение (в %) парагенезисов минералов алюминия по степени тектонической дислоцированности залежей

Парагенезис / Степень тектонической дислоцированности залежей	Гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Гиббсит-бёмит-диаспоровый	Гиббсит-корундовый	Бёмитовый	Бёми-диаспоровый	Диаспоровый	Диаспор-корундовый	Корундовый
Залежи каменноугольного возраста									
Недислоцированные	30	23	—	—	24	6	17	—	—
Слабо дислоцированные	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Средне дислоцированные	—	—	—	—	—	29	71	—	—
Сильно дислоцированные	—	—	—	—	—	25	45	20	10
Залежи эоцен-палеоценового возраста									
Недислоцированные	67	—	—	29	4	—	—	—	—
Слабо дислоцированные	9	59	—	—	32	—	—	—	—
Средне дислоцированные	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сильно дислоцированные	2	38	3	—	41	11	5	—	—
Очень сильно дислоцированные	38	62	—	—	—	—	—	—	—

В месторождениях каменноугольного периода зависимость однозначна: гиббситовые и гиббсит-бёмитовые бокситы известны исключительно лишь в тектонически не нарушенных месторождениях (Тиманский кряж). Средне- и сильно дислоцированные залежи в большинстве своем являются диаспоровыми. В последней группе встречаются также и претерпевшие динамометаморфизм бокситы, в состав которых входят корундовые и корунд-диаспоровые парагенезисы.

Для месторождения палеоценового и эоценового возраста картина не настолько однозначна. Действительно, в этом случае в залежах спокойного залегания больше всего гиббситовых бокситов, но они встречаются также и в сильно и даже в очень сильно дислоцированных залежах. В наибольших концентрациях бёмитовые, бёмит-диаспоровые и диаспоровые бокситы встречаются в сильно дислоцированных залежах. Резко отличен от ожидаемого состав сильно дислоцированных месторождений района Обровац, Новиград и Дрниш в Югославии, поскольку они в основном состоят из гиббсит-бёмитовых бокситов и в меньшей степени сопровождаются гиббситовыми бокситами. Таким образом, думается, что в некоторых случаях, несмотря на сильное тектоническое воздействие, боксит мог оставаться гиббситовым

и гиббсит-бёмитовым. Условия и причины этого явления пока еще не известны, для их выявления необходимо выполнить более подробное тектоническое исследование данных месторождений.

Как упоминалось уже несколько раз, парагенезис гиббсит-корундовых бокситов (табл. 16) интенсивнее всего проявлен в месторождениях палеоценового и эоценового возраста. Среди них он встречается исключительно лишь в залежах, которые не претерпели тектонических воздействий.

Выводы. В образовании парагенезиса минералов алюминия одинаковую роль играют геологический возраст, тектонические силы и тип залежи. Кроме того, с помощью минералогического исследования разрезов залежей и отдельных проб бокситов можно доказать влияние и других факторов (разд. 5.2.4 и 5.2.5).

5.2.2.2. Минералы железа. В бокситах парагенезисы минералов железа разнообразнее, чем минералов алюминия. Причиной этого является то, что алюминиевые минералы представлены исключительно окислами и гидроокислами, а минералы железа, кроме того, еще и сульфидами, карбонатами и даже богатыми железом силикатами. Автором различаются нижеприведенные 22 парагенезиса, для которых была также рассчитана частота, взвешенная по количеству боксита:

Парагенезис	Частота, %
Гематит-гётитовый боксит	42
Гематитовый боксит	23
Шамозит-лептохлоритовый боксит	12
Гётитовый боксит	8
Пирит-лептохлоритовый боксит	3
Шамозит-гётитовый боксит	2
Сидеритовый боксит	2
Пиритовый боксит	2
Гематит-гётит-маггемитовый боксит	1
Гематит-магнетитовый боксит	1
Гематит-лептохлоритовый боксит	1
Гематит-сидеритовый боксит	2
Магнетитовый боксит	
Гематит-маггемитовый боксит	
Пирит-гётитовый боксит	
Шамозит-гематит-гётитовый боксит	
Гётит-маггемитовый боксит	1
Пирит-гётит-гематитовый боксит	
Пирит-гематитовый боксит	
Сидерит-лептохлорит-пиритовый боксит	
Лептохлорит-сидеритовый боксит	
Пирит-сидеритовый боксит	

Как и ранее, в данном случае к однокомпонентным парагенезисам автор относит такие, в которых помимо главного минерала любой другой минерал железа содержится в количестве менее 10% от общего содержания минералов железа. В двух- и трехкомпонентных парагенезисах количество каждого минерала более 10%.

Хотя минералы железа образуют множество парагенезисов, все же на 73% они состоят из гематита и гётита или их смеси. Наряду с ними довольно важную роль играют только лептохлорит-шамозитовые бокситы. В отличие от алюминиевых минералов здесь наиболее часто встречаются двухкомпонентные парагенезисы и чаще, чем в алюминиевых минералах, трехкомпонентные. Это является следствием многостороннего вторичного преобразования минералов железа. Автором не были обнаружены парагенезисы, состоящие более чем из трех компонентов. По-видимому, физико-химические условия равновесия этого не допускают.

Среди главных минералов железа маггемит является единственным, который не образует однокомпонентной системы. По-видимому, метастабильное состояние препятствует его концентрации.

Суммарная частота последних 11 парагенезисов составляет 3%. Их распространенность ограничивается несколькими месторождениями и соответствует местным условиям минералообразования, поэтому последние автором в следующих расчетах не учтены.

В латеритных бокситах гематит-гётитовый парагенезис встречается достаточно часто. Однако чаще встречается чисто гётитовый боксит. В то же время более редки лептохлоритовые, шамозитовые, пиритовые и сидеритовые парагенезисы. Объяснение этого автор видит в том, что латеритные бокситы подверглись намного меньшему восстановительному влиянию как в период накопления бокситов, так и в более позднее время.

В табл. 18 парагенезисы минералов железа сгруппированы автором таким образом, что слева помещены минералы, содержащие железо (III), посредине — железо (III) и железо (II) вместе, а справа — железо (II). Недостающая до 100% разница по типам залежей соответствует упомянутым выше парагенезисам минералов с малой частотой.

Средиземноморские, казахстанские и арьежские залежи похожи друг на друга. В каждом типе чаще других встречается гематит-гётитовый парагенезис, затем следует гематитовый. Все три типа залежей в большинстве своем содержат минералы железа (III), а суммарное количество парагенезисов минералов железа (III) — железа (II), а также железа (II) составляет приблизительно 10%. Сильно отличается от них тиманский тип залежей, важнейшими минералами в которых являются лептохлориты и феррошамозиты. Кроме того, и здесь процентное содержание пиритовых и сидеритовых бокситов является наибольшим. Поэтому в залежах данного типа минералы железа (III) составляют всего 8%.

В залежах салентинского типа наиболее частым является гематит-гётитовый боксит. Наряду с этим северовьетнамские переотложенные бокситы, относящиеся к данному типу залежей, довольно часто содержат шамозит-гематит-гётитовый парагенезис. Вообще же данный парагенезис встречается очень редко, поэтому он не учтен в таблице. В залежах тульского типа единственным минералом железа является гётит.

Яркая зависимость вырисовывается между распределением минералов железа и геологическим возрастом (табл. 19). В бокситах четвертичного периода важную роль играют гематитовый и гематит-гётитовый парагенезисы, содержащие также и маггемит. В более ранние периоды маггемит встречается реже, больше того, в нижнем мелу он вообще исчезает.

В третичных бокситах самым распространенным является гематит-гётитовый боксит. Наряду с ним встречаются как чисто гётитовые, так и чисто гематитовые бокситы, но в меньших количествах. Ничтожно мало здесь количество парагенезисов минералов железа (III) и железа (II).

В мезозойских отложениях уменьшается доля чисто гётитового и гематит-гётитового бокситов. Вместо них значительно возрастает содержание гематитового боксита. Все больше и больше объем парагенезисов минералов железа (III) — железа (II) и железа (II), хотя ни один из них не достигает 10%. В мезозойских бокситах появляются лептохлорит-гематитовые и шамозит-гётитовые типы бокситов.

В верхнем палеозое содержание парагенезисов минералов железа в корне меняется. Повышается количество лептохлорит-шамозитовых бокситов, особенно в залежах каменноугольного возраста. Наряду с этим значительны доли шамозит-гётитовых и пирит-лептохлоритовых бокситов. Как раз в этот период увеличивается количество пиритового и сидеритового бокситов. Одновременно снижается содержание гематитового и гематит-гётитового

Таблица 18

Распределение (в %) парагенезисов минералов железа по типам месторождений

Парагенезис / Тип месторождений	Гематит-гётит-маггемитовый	Гётит-маггемитовый	Гётитовый	Гётит-гематитовый	Гематитовый	Гематит-маггемитовый	Лептохлорит-гематитовый	Шамозит-гётитовый	Лептохлорит-шамозитовый	Пирит-лептохлоритовый	Пиритовый	Сидеритовый
Средиземноморский	1	<1	9	50	26	2	1	3	2	2	2	<1
Тиманский	—	—	<1	3	4	<1	—	—	71	8	4	9
Казахстанский	4	—	11	48	26	<1	3	—	—	—	2	5
Арьежский	—	—	1	41	48	—	—	4	<1	4	<1	<1
Салентинский	—	—	1	57	10	—	—	—	—	—	—	—
Тульский	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 19

Распределение (в %) парагенезисов минералов железа в зависимости от геологического возраста залежей

Парагенезис / Геологический возраст залежей	Гематит-гётит-маггемитовый	Гётит-маггемитовый	Гётитовый	Гётит-гематитовый	Гематитовый	Гематит-маггемитовый	Лептохлоритовый	Шамозит-гётитовый	Лептохлорит-шамозитовый	Пирит-лептохлоритовый	Пиритовый	Сидеритовый
Четвертичный	82	15	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—
Плиоцен — миоцен	1	—	10	88	1	—	—	—	—	—	—	—
Олигоцен	<1	<1	5	76	11	—	—	—	<1	<1	1	—
Эоцен — палеоцен	<1	<1	18	62	13	1	—	—	—	—	1	—
Верхний мел	2	—	10	36	41	1	<1	2	<1	<1	4	—
Нижний мел	<1	—	7	37	45	4	1	1	<1	1	2	<1
Юра	—	—	2	17	74	—	1	<1	3	—	—	—
Триас	—	—	—	24	52	<1	8	3	5	3	<1	1
Пермь	—	—	—	—	13	17	—	24	24	12	—	—
Карбон	—	—	<1	2	6	—	2	—	68	8	4	8
Девон	—	—	—	7	48	3	7	—	13	17	—	3
Ордовик	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
Кембрий	—	—	—	—	83	—	—	—	—	17	—	—

бокситов. Начиная с девонского периода снова увеличивается количество гематитового боксита, в то же время доля парагенезисов минералов железа (III) — железа (II) и железа (II) постепенно уменьшается.

Чисто гётитовый боксит можно обнаружить лишь в месторождениях каменноугольного возраста и то в незначительных количествах. Роль гематит-гётитового боксита также намного меньше, чем в третичный или мезозойский период. В девонский период этот парагенезис также совершенно не появляется и роль его переходит к гематитовому бокситу. Метаморфизованные бокситы характеризуются магнетитовыми и магнетит-гематитовыми парагенезисами.

Эти различия наиболее ярко проявляются при сводном группировании парагенезисов минералов железа (III), а также железа (III) — железа (II) и железа (II) (табл. 20).

Таблица 20

Распределение (в %) окисленных и восстановленных парагенезисов минералов железа в зависимости от геологического возраста залежей

Геологический возраст залежей	Минералы железа(III)	Минералы железа(II), а также железа(III) и железа(II)
Четвертичный	100	—
Плиоцен — миоцен	100	—
Олигоцен	93	7
Эоцен — палеоцен	94	6
Верхний мел	89	11
Нижний мел	90	10
Юра	93	7
Триас	77	23
Пермь	13	87
Карбон	8	92
Девон	54	46
Ордовик	100	—
Кембрий	83	17

В четвертичных плиоценовых и миоценовых залежах встречаются парагенезисы минералов только железа (III). Парагенезисы минералов железа (III) — железа (II) и железа (II) появляются в олигоцене, но вплоть до юрского времени их содержание не превышает 10%. Доля их начинает увеличиваться в триасовых залежах и максимального значения достигает в каменноугольный и пермский периоды. От девона до кембрия количество их снова снижается. Данные об ордовикских бокситах ограничены одним-единственным месторождением незначительных размеров.

Большая часть минералов железа (III) и (II) и железа (II), находящихся в бокситах, имеет сингенетическое происхождение. Таким образом, основные минералогические различия бокситов разного возраста появлялись не в процессе диагенеза, а обусловлены обстановкой в момент отложения. Эти условия, в особенности в каменноугольный и пермский периоды, по своему характеру были намного более восстановительными, чем в последующие геологические периоды.

Выводы. В образовании парагенезисов минералов железа главную роль сыграли окислительно-восстановительные условия среды. В меньшей степени могли влиять формы залегания. Роль тектоники была весьма незначительной по сравнению с ее ролью в образовании парагенезисов минералов алюминия. Обычно более значительное влияние тектоники сдвигает гематит-

гётитовое отношение в сторону гематита. Прочие факторы рассмотрены в разд. 5.2.4 и 5.2.5.

5.2.2.3. Силикатные минералы. В карстовых бокситах автором обнаружено 11 парагенезисов силикатных минералов. Их средневзвешенная частота относительно количества боксита составляет:

Парагенезис	Частота, %
Каолинитовый боксит	65
Каолинит-септехлоритовый боксит	14
Каолинит-галлуазитовый боксит	10
Каолинит-иллитовый боксит	4
Каолинит-хлоритовый боксит	3
Септехлоритовый боксит	1
Хлоритовый боксит Каолинит-пирофиллитовый боксит Пирофиллитовый боксит Галлуазитовый боксит	1
Метаморфизованные бокситы с хлоритоидом, маргаритом, дистеном, ставролитом и другими минералами	2
Всего	100

При рассмотрении парагенезисов автором за основу были приняты количественные соотношения и интервалы содержаний, упомянутые при описании минералов алюминия и железа. К группе каолинита автором был отнесен диккит, встречающийся в некоторых местах в качестве сопровождающего минерала, метагаллуазит был отнесен автором к одной группе с галлуазитом. В одну группу объединены различные парагенезисы силикатных минералов метаморфизованных бокситов.

Самым важным силикатным минералом карстовых бокситов является каолинит, который самостоятельно или вместе с каким-нибудь другим силикатным минералом встречается в большинстве карстовых бокситов. Таким образом, чаще всего проявляется однокомпонентный парагенезис, более того, трех- или четырехкомпонентные парагенезисы здесь вообще не встречаются.

По оценке автора, в латеритных бокситах частота чисто каолинитовых парагенезисов не превышает 50—60%, количество каолинит-галлуазитовых бокситов несколько больше, значительна также роль чисто галлуазитового парагенезиса. Отношение каолинит-иллитовых бокситов соответствует карстовым бокситам, а все остальные парагенезисы силикатных минералов весьма незначительны. Характерной чертой является также то, что большая часть латеритных бокситов содержит кварц, устойчивый к процессам гипергенеза и сохраняющийся при латеритообразовании.

Частота парагенезисов силикатных минералов по типам залежей довольно разнообразна (табл. 21). В залежах казахстанского типа наибольшую роль играют каолинитовые бокситы, несколько снижается их роль в средиземноморских, арьежских и салентинских залежах. Значительно отличается от них тиманский тип, где в большинстве случаев имеет место каолинит-септехлоритовый боксит и часты также парагенезисы каолинит-иллитовых минералов, а чисто каолинитовый боксит встречается в подчиненных количествах. Залежи тульского типа совершенно отличаются от прочих, так как преобладающее значение в них имеет галлуазитовый и в меньшей степени галлуазит-каолинитовый парагенезисы минералов. В данном типе месторождений наряду с галлуазитом встречается также немного аллофана.

Из данных табл. 22 видно, что галлуазитовый и галлуазит-каолинитовый бокситы встречаются в больших количествах в залежах четвертичного периода, реже — в миоцен-плиоценовых залежах, а в более древних месторожде-

Таблица 21

Распределение парагенезисов силикатных минералов по типам месторождений (в %)

Парагенезис / Тип месторождений	Галлуазитовый	Галлуазит-каолинитовый	Каолинитовый	Каолинит-иллитовый	Каолинит-септехлоритовый	Каолинит-хлоритовый	Хлоритовый	Септехлоритовый	Каолинит-пирофиллитовый	Пирофиллитовый	Парагенезисы метаморфизованных бокситов
Средиземноморский	<1	14	73	1	4	4	1	1	<1	—	2
Тиманский	—		11	18	68	2	1	—	—	—	—
Казахстанский	—	<1	95	2	2	<1	—	—	—	—	—
Арьежский	—	—	78	5	5	2	—	5	—	5	—
Салентинский	—	—	68	—	24	8	—	—	—	—	—
Тульский	80	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 22

Распределение парагенезисов силикатных минералов в зависимости от геологического возраста залежей (в %)

Парагенезис / Геологический возраст залежей	Галлуазитовый	Галлуазит-каолинитовый	Каолинитовый	Каолинит-иллитовый	Каолинит-септехлоритовый	Каолинит-хлоритовый	Хлоритовый	Септехлоритовый	Каолинит-пирофиллитовый	Пирофиллитовый	Парагенезисы метаморфизованных бокситов
Четвертичный	2	98	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плиоцен — миоцен	<1	38	60	2	—	—	—	—	—	—	—
Олигоцен	—	—	78	—	14	7	<1	—	—	—	—
Эоцен — палеоцен	—	<1	93	<1	1	4	—	<1	—	—	—
Верхний мел	—	<1	95	<1	2	<1	<1	1	<1	—	—
Нижний мел	—	—	95	1	<1	2	2	<1	—	—	—
Юра	—	—	95	<1	<1	<1	3	<1	—	—	<1
Триас	—	—	71	3	15	4	—	3	—	3	2
Пермь	—	—	12	—	24	12	—	12	—	—	40
Карбон	—	—	13	17	65	3	<1	—	<1	—	1
Девон	—	—	46	—	21	20	5	3	—	—	6
Ордовик	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Кембрий	—	—	53	30	—	—	17	—	—	—	—

ниях — уже только в следах. От миоцена до триаса каолинитовые бокситы играют господствующую роль. Содержание их начинает снижаться в триасовый период, а в залежах пермского и каменноугольного периодов становится совершенно подчиненным. Вместо него значительно увеличивается роль каолинит-септехлоритового боксита и в меньшей степени каолинит-хлоритового и каолинит-иллитового. Таким образом, каолинит в качестве сопутствующего минерала присутствует и в этих парагенезисах. Чисто хлоритовый и септехлоритовый бокситы, также в наибольшем количестве, известны в палеозойских месторождениях. Пирофиллитовый и каолинит-пирофиллитовый бокситы до сих пор были обнаружены только в залежах палеозоя и мезозоя.

Такое распределение объясняется отчасти вторичными преобразованиями минералов, частично же условиями первичного осадконакопления. Исчезновение галлуазита из бокситов послемиоценового возраста, по всей вероятности, может быть объяснено тем, что он преобразовался в каолинит. Большая часть имеющихся в боксите септехлоритов и хлоритов имеет сини диагенетическое происхождение и тесно связана с процессом образования данного месторождения. Таким образом, можно предположить, что смена парагенезисов силикатных минералов вызвана изменениями условий образования боксита.

Влияние тектонических сил значительно не изменило парагенезиса силикатных минералов. Полностью новые парагенезисы силикатных минералов возникают только в результате метаморфизма.

5.2.2.4. Минералы титана. Титановые минералы карстовых бокситов менее разнообразны, чем все описанные выше. Всего автором было обнаружено 7 парагенезисов минералов, средневзвешенная частота которых по количеству боксита следующая:

Парагенезис	Частота, %
Анатаз-рутиловый боксит	90
Рутил-анатаз-ильменитовый боксит	4
Рутиловый боксит	2
Анатазовый боксит	2
Рутил-анатазовый боксит	1
Рутил-ильменитовый боксит Ульвошпинель-ильменит-рутил-анатазовый боксит	1
Всего	100

При выделении парагенезисов автор принимал за основу уже описанные выше количественные соотношения. Таким образом, чаще других встречается анатаз-рутиловый боксит. В этом парагенезисе преобладает анатаз, его количество в 2—5 раз превышает количество рутила. Известно очень мало таких карстовых бокситов, в которых преобладал бы рутил. В таблице они названы рутил-анатазовыми бокситами. Частота однокомпонентных парагенезисов намного меньше, чем в любой из предыдущих групп минералов. Примечательно, что встречаются трех- и даже четырехкомпонентные парагенетические ассоциации. Это объясняется отчасти тем, что большая часть ильменита и ульвошпинели попадает в боксит в форме обломочных зерен, т. е. их присутствие не связано с условиями физико-химического равновесия.

Частота чисто анатазового боксита в латеритных бокситах по оценке автора составляет 30—40%. Остальную же часть составляет в основном анатаз-рутиловый боксит с преобладанием анатаза. Рутиловый и рутил-анатазовый бокситы весьма редки.

Автором была рассчитана также и частота титановых минералов по типам залежей, но не было обнаружено достойных упоминания отклонений. Един-

ственным исключением является тульский тип залежи, для которого характерно почти полное отсутствие титана.

Наряду с общим преобладанием анатаз-рутилового парагенезиса в бокситах существует определенная зависимость между частотой появления парагенезисов минералов титана и геологическим возрастом (табл. 23).

Таблица 23

Распределение парагенезисов минералов титана в зависимости от геологического возраста залежей (в %)

Парагенезис / Геологический возраст залежей	Анатазовый	Рутил-анатазовый	Анатаз-рутил-ильменитовый	Анатаз-рутиловый	Рутиловый	Рутил-ильменитовый	Ульвошпинель-ильменит-анатаз-рутиловый
Четвертичный	100	—	—	—	—	—	—
Плиоцен — миоцен	1	96	3	—	—	—	—
Олигоцен	9	25	66	—	—	—	—
Эоцен — палеоцен	2	95	3	—	—	—	—
Верхний мел	<1	95	4	<1	—	—	—
Нижний мел	—	97	3	—	—	—	—
Юра	<1	98	—	<1	<1	—	—
Триас	—	92	—	3	5	—	—
Пермь	—	—	60	<1	19	21	—
Карбон	—	95	—	—	5	—	—
Девон	—	78	—	10	4	—	8
Ордовик	—	—	—	—	—	—	—
Кембрий	—	—	—	—	100	—	—

Так, самые молодые залежи содержат только анатаз, а в залежах допалеоценового возраста анатазовый боксит встречается уже только в ничтожных количествах. Чем древнее боксит, тем меньше в нем содержание анатаза и больше рутила. Чисто рутиловый боксит встречается в залежах древнее триаса, но анатаз полностью исчезает только в кембрии. Все метаморфизованные бокситы также являются чисто рутиловыми. Таким образом, первично образовавшийся анатаз в процессе истории Земли постепенно перекристаллизовался в рутил. По-видимому, этому процессу кроме фактора времени способствовало также и давление нагрузки кровли. Такое же влияние оказывал и метаморфизм.

Распределение парагенезисов, содержащих ильменит и ульвошпинель, весьма неопределенно. Так как большая часть этих минералов попадала в боксит в обломочном виде, то обогащение ими может зависеть от местных условий эрозии в определенное геологическое время.

По исследованиям автора, тектоническая нарушенность месторождений только в малой степени повлияла на парагенезис титана. Однако можно установить, что влияние тектонических сил сдвинуло соотношение анатаза и рутила в сторону рутила.

5.2.2.5. Сравнение основных групп минералов. Из четырех основных групп минералов бокситов минералы железа оказались наиболее разнообразными, они образуют 22 парагенезиса, силикатные минералы — 11, минералы титана — 7 и алюминия — 9 парагенезисов. Однако частота только нескольких парагенезисов является значительной. Это хорошо видно при рассмотрении частот встречаемости парагенезисов в каждой группе. Частота парагенезисов минералов титана (анатаз — рутил) составляет 90%, для силикатных минералов (каолинит) — 65%, для минералов железа

(гематит — гётит) — более 45% и для минералов алюминия (гиббсит) — 24%. Распространенность бёмитового и диаспорового бокситов почти одинаковая. Это хорошо согласуется со сделанными на основании диаграмм рис. 126 выводами, согласно которым преобладающая часть карстовых бокситов состоит из 8 минералов: бёмита, гиббсита, диаспора, гематита, гётита, каолинита, анатаза и рутила.

Среди алюминиевых и силикатных минералов наиболее распространены однокомпонентные системы (67,6 и 66,9%). Среди минералов железа и титана наиболее частыми оказались двухкомпонентные системы (62,5 и 91,3%). Этому частично послужили первичные физико-химические условия (стремление к равновесному состоянию), отчасти же свою роль сыграли и вторичные процессы.

Оказалось, что типы залежей отличаются друг от друга не только по способу залегания, но и по минеральному составу. Эти различия особенно значительны среди парагенезисов минералов алюминия. Между средиземноморскими, казахстанскими и арьежскими типами залежей разница в содержании минералов железа и силикатов невелика, а тиманский тип в этом отношении значительно от них отличается. Только в отношении минералов титана не было отмечено явных различий между залежами разных типов.

Минералогическое строение салентинского типа из-за вторичного переотложения весьма случайно и не может считаться однозначным. Бокситы тульского типа по своему минеральному составу очень резко отличаются от бокситов всех других типов, что связано с принципиально иными условиями их генезиса.

Распределение всех групп минералов демонстрирует однозначную связь с геологическим возрастом. Это может быть объяснено отчасти влиянием фактора времени, отчасти же последующей перекристаллизацией (например, перекристаллизация анатаза в рутил, маггемита в гематит и галлуазита в метагаллуазит). Имеются и такие парагенезисы минералов, первичное обогащение которыми характерно для какого-то определенного периода геологического времени или является всегда следствием диагенетических процессов. Таким, например, является поразительное обогащение парагенезисами минералов железа (III) — железа (II) и железа (II) в каменноугольный и пермский периоды, в меньшей мере в девонский и триасовый. Здесь, видимо, сказалось своеобразие условий отложения.

Роль тектоники для алюминиевых минералов была показана однозначно, для других же минералов более неопределенно.

Все эти расчеты были направлены на открытие самых общих минералогических закономерностей и относятся ко всем карстовым бокситам. Ниже последовательно рассмотрены закономерности минералогического состава более мелких единиц: сначала бокситоносных областей или месторождений, затем некоторых залежей и, наконец, структурных элементов.

5.2.3. Изменения минерального состава в пределах бокситоносных районов и месторождений

В большинстве случаев минеральный состав бокситов в пределах одного бокситового района неодинаков. Если в районе имеется несколько бокситовых горизонтов, то внутри одного бокситового горизонта различия обычно меньше, чем между разными горизонтами. В качестве примера можно привести далматский бокситовый район (табл. 24).

Минералогия отдельных бокситовых горизонтов достаточно однообразна, а в бокситовых горизонтах, следующих друг за другом, появляются новые парагенезисы и исчезают старые. Проявленная в карстовых бокситах последовательность изменения состава в связи с геологическим возрастом:

Таблица 24

Распределение парагенезисов минералов алюминия по бокситовым горизонтам бокситоносного района Далмации, Югославия (в %)

Геологический возраст горизонта \ Парагенезис	Гиббситовый	Бёмит-гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Бёмитовый	Диаспор-бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый
Олигоцен	10	90	—	—	—	—	—
Средний эоцен	30	50	20	—	—	—	—
Палеоцен	—	—	70	30	—	—	—
Сенон	—	—	—	90	10	—	—
Баррем	—	—	—	100	—	—	—
Средний триас	—	—	—	10	30	30	30

гиббсит — бёмит — диаспор — выдерживается в пределах отдельного бокситового района. Однако здесь имеются исключения, например месторождения Средней Греции (табл. 25).

Таблица 25

Распределение (в %) парагенезисов минералов алюминия по бокситовым горизонтам бокситоносного района Средней Греции

Геологический возраст горизонта \ Парагенезис	Бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый
Сенон	—	—	100
Турон	25	35	40
Верхний мальм	60	40	—
Нижний мальм	30	70	—

Здесь самый молодой горизонт боксита является наиболее диаспоровым, но в данном случае эту аномалию нельзя объяснять тектоническим воздействием, так как степень его такая же, как в других районах. Наиболее вероятной причиной, по мнению Ниа [322], здесь могло быть интенсивное образование диаспора в процессе диагенеза в туронском веке.

В большинстве бокситовых районов в каждом бокситовом горизонте палеогеографические и физико-химические факторы, контролирующие минералообразование, были примерно одинаковыми. Затем они могли резко меняться, и соответственно менялась минералогия боксита.

В таких бокситовых районах, где большая часть бокситов образовалась одновременно, изменения их минерального состава могут иметь следующие закономерности:

1) состав однороден по всему бокситовому району;

2) средние значения по залежам изменяются в каком-либо определенном направлении;

3) в каждой отдельной залежи настолько быстро и глубоко изменяется состав, что невозможно указать на общие закономерности для района.

Для выявления минералогических особенностей бокситового района необходимо выполнить сотни минералогических определений, что было сделано до сих пор только для небольшого числа районов, и поэтому можно привести лишь несколько характерных примеров.

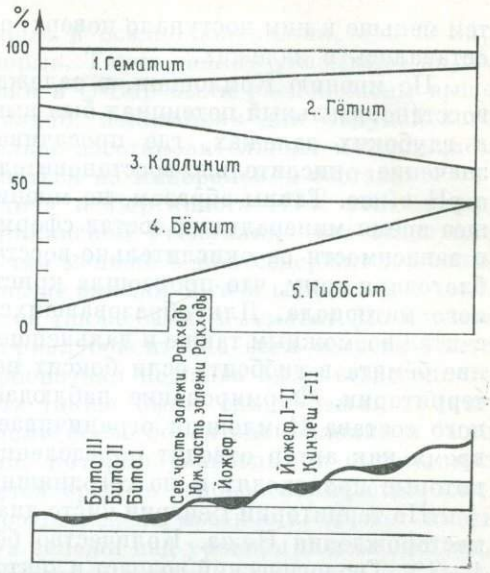


Рис. 127. Среднее содержание породообразующих минералов в боксите различных залежей месторождения Искасентдьёрдь, Венгрия [258].

Нижний рисунок обозначает предполагаемое положение залежей во время бокситообразования.

Примером из первой группы является бокситовый район Средней Италии, где состав бокситов одинаков как для месторождений гор Абруцци, так и Кампании — бёмит-гематит-анатаз-рутиловый. Отдельные залежи немного отличаются друг от друга только количеством минералов. Китайские бокситовые районы, несмотря на их большую протяженность, также весьма однообразны в минералогическом отношении.

Примером для второй группы является бокситовый район Задунайского Среднегорья Венгрии. В исследованиях, выполненных ранее [39], было обнаружено, что залежи, расположенные выше, обычно содержат больше гиббсита и гётита, тогда как залегающие ниже богаче бёмитом и гематитом. Это автор объясняет влиянием карстовых вод; верхние залежи размещаются выше их уровня, а залегающие ниже — под ним. Поскольку в залежах, богатых гиббситом, степень окисления железа (Fe_2O_3/FeO) выше, чем в обогащенных бёмитом, было сделано предположение, что среда с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом способствовала образованию гиббсит-гётитового парагенезиса, а с более низким — образованию бёмит-гематитового.

Расположенные по южному краю Халимбайского бассейна и выше по рельефу залежи Маломвёльдь являются гиббситовыми с небольшим содержанием бёмита. Среднее отношение бёмита к гиббситу составляет 16 : 84. В расположенном глубже Черешском рудном теле отношение между бёмитом и гиббситом возрастает до 95 : 5. И наконец, в середине бассейна наиболее глубоко располагается крупная залежь, полностью состоящая из бёмита.

Подобные изменения наблюдались Комлошши [258] на месторождении Искасентдьёрдь. Однако характер изменений не согласуется с современным положением залежей в рельефе, и Комлошши предположил, что настоящее распределение минералов отражает условия рельефа, существовавшие в период отложения боксита (рис. 127). В соответствии с этим во время бокситонакопления залежи Кинчеш и Йожеф были расположены частично или полностью над уровнем карстовых вод. Из-за постоянного просачивания атмосферных осадков они лучше выщелачивались, и поэтому среднее содержание каолинита в них наименьшее. Чем глубже располагались залежи,

тем меньше к ним поступало поверхностных осадков и тем больше каолинита оставалось в залежах.

По мнению Комлошши, в залежах, размещенных выше, окислительно-восстановительный потенциал был выше, а pH немного ниже. В то же время в глубоких залежах, где просачивание грунтовых вод было медленнее, значение окислительно-восстановительного потенциала могло быть ниже, а pH выше. Таким образом, по мнению Комлошши, наблюдаемый в настоящее время минеральный состав сформировался в период бокситонакопления в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала и pH среды благодаря тому, что произошла кристаллизация частично аморфного основного материала. Для образовавшихся таким путем минералов Комлошши считал возможным также и дальнейшее преобразование, например превращение бёмита в гиббсит, если боксит переотложился на расположенной выше территории. Формирование наблюдаемого в настоящий момент минерального состава Комлошши ограничивает временем накопления залежей, в то время как автор отводит определенную роль вторичным преобразованиям, которые происходят и по сегодняшний день.

На территории Венгрии чисто диаспоровый состав имеют только бокситы месторождения Нежа. Количество бёмита и гиббсита в них не превышает 1—3%. Геологический возраст и тектоническая дислоцированность такие же, как на месторождениях Задунайского Среднегорья, и среда бокситонакопления также могла бы быть идентичной. Так, в своей ранней работе автор обогащение диаспором объяснял отчасти влиянием тектонических сил, отчасти же региональным прогреванием в результате вулканической деятельности в миоцене. Выполненные с тех пор геологические изыскания не подтвердили это предположение, поэтому в настоящее время автор считает более вероятным, что диаспоровый боксит был переотложен из более древней залежи также диаспорового состава. Это подтверждается также и грубообломочной конгломерат-брекчиевой структурой этого боксита.

Диаспором обогащен также и боксит залежей месторождения Надьхаршань. По расчетам автора, состав боксита здесь следующий: диаспоровый боксит — 10%, диаспор-бёмитовый боксит — 50% и бёмитовый боксит — 40%. Это месторождение древнее других месторождений Венгрии и в тектоническом отношении наиболее сложно построено. (См. относящиеся сюда данные из приложения 1.) Бокситовые фации также отличаются от фаций Задунайского Среднегорья. Вероятно, боксит накапливался в непосредственной близости от побережья древнего моря или в лагунах в более восстановительных условиях, чем предполагалось выше. Месторождение Падуреа-Краюлуи (Румыния), которое имеет тот же геологический возраст, строение и фации, сложено в основном диаспоровыми бокситами. Кажется вероятным, что в этих месторождениях большая часть диаспора имеет сингенетическое и диагенетическое происхождение. Впоследствии развитию диаспоризации также содействовали тектонические силы сжатия.

Во Франции в бокситах Прованса по направлению с юго-запада на северо-восток постепенно изменяется средний состав месторождений: месторождение Ревест является чисто бёмитовым, Бриньоль — на 80% бёмитовое, на 20% бёмит-гиббситовое с преобладанием бёмита. Далее в северо-восточном направлении залежи О-Вар уже только на 10% бёмитовые, на 80% бёмит-гиббситовые и на 10% чисто гиббситовые. Хотя современный холмистый рельеф постепенно повышается к северо-востоку, закономерностей в расположении залежей нет, они встречаются на разных гипсометрических уровнях. Таким образом, современный рельеф не дает объяснения, а воспроизвести древний рельеф почти невозможно. Стратиграфический перерыв, к которому приурочены залежи, наиболее короток в Ревесте и самый длинный в О-Вар. В районе Ревеста и Бриньоля местами перерыва вообще нет

или имеется довольно короткий перерыв в осадконакоплении, а в О-Вар повсюду отмечается определенный перерыв. Такие данные указывают на то, что в период бокситонакопления залежи в О-Вар были расположены выше по рельефу, чем в Ревесте. Следовательно, показанная для Задунайского Среднегорья разница между окислительно-восстановительным потенциалом и pH могла и здесь иметь место и сказаться на минеральном составе.

На основании исследований Голдича и Бергквиста [174, 175] можно утверждать, что на Гаити и в Доминиканской Республике чем выше над уровнем моря располагаются залежи, тем меньше в них содержится каолинита и галлуазита. Располагающиеся выше залежи богаче гиббситом и гётитом, а в расположенных ниже появляется также бёмит и гематит. По мнению Голдича и Бергквиста, исходный материал боксита на всем острове Гаити мог быть одинаковым, потому что карбонатная подошва была везде одного состава и условия накопления боксита также были одинаковыми. Таким образом, отмеченные различия произошли после бокситонакопления и были вызваны такими внешними факторами, которые зависели от высоты над уровнем моря. Таким фактором является среднее годовое количество осадков, которое тем больше, чем выше расположена местность. Может иметь значение также и относительная высота залежи над уровнем подземных вод, которая, по мнению авторов, также возрастает вместе с относительной высотой над уровнем моря. Следовательно, при более высоком рельефе было больше осадков, которые лучше просочились в залежи. Вследствие этого часть каолинита и галлуазита растворилась и кремнезем из залежей был вынесен. Часть бёмита перешла в гиббсит, часть гематита в гётит. Оба преобразования принимались просто за процесс гидратации, но определенную роль могла играть также и разница между окислительно-восстановительным потенциалом и pH.

Данные Андерсона [9], Хилла [211], а также наблюдения самого автора на острове Ямайка подтверждают, что минеральный состав боксита в первую очередь изменяется в зависимости от рельефа. В расположенных на большой высоте бокситах каолинита мало, а преобладающим минералом железа является гематит. В тектонических грабенах и на низко расположенных известняковых плато гематит в боксите постепенно сменяется гётитом. Это можно хорошо проследить и невооруженным глазом: красный цвет боксита постепенно переходит в охро-желтый. Ниже 200 м над уровнем моря боксит более глинистый, а затем на высоте 50—100 м глинистый боксит сменяется бокситовой глиной. По мнению Ли [499], эта «линия глин» на равнине Сент-Элизабет располагается на высоте 200 футов, т. е. 60 м над уровнем моря. Наряду с высотой рельефа на состав боксита влияла также и проницаемость известнякового основания. На поверхности мергелистого глинистого известняка «Монпелье» повсюду боксит сменяется бокситовой глиной.

По мнению Терентьевой [437], в Боксонском бокситоносном районе, в северной, тектонически более сложной его части, угол падения залежей составляет 80—90° и бокситы имеют диаспоровый состав. В средней и южной частях данного района, где залежи менее изменены тектоникой (угол падения всего 30—40°), боксит диаспоровый с бёмитом и бёмитовый с диаспором. Минералогический переход осуществляется на протяжении 6—8 км. По мнению Терентьевой, среди южноуральских залежей девонского возраста более дислоцированные бокситы имеют преимущественно диаспоровый состав, а менее дислоцированные — бёмитовый. Таким образом, в этих двух бокситовых районах разница в тектоническом воздействии привела к постепенному изменению минерального состава.

Примером третьей группы является туронский горизонт бокситов в Средней Греции. Здесь, по результатам исследований Ниа [322], в большинстве залежей рядом встречаются диаспоровый, смешанный бёмит-диаспоровый

и бёмитовый бокситы. Распространение постепенных минералогических изменений по всему бокситовому району в данном случае обнаружено не было.

5.2.4. Изменение минерального состава в пределах залежей

В большинстве бокситовых залежей по направлению от подошвы к кровле, а также и в боковых направлениях минеральный состав изменяется. По опыту автора, большие различия наблюдаются между окисленными и восстановленными участками залежей, поэтому сравнение начинаем с них.

5.2.4.1. Сравнение окисленных и восстановленных участков залежей. Во становленные участки легко можно отличить от окисленных по цвету, первые имеют серый, зеленый, черный или серовато-белый цвет, последние же — красный, желтый, лиловый цвет или пеструю окраску.

Рассмотрим несколько примеров.

Нижние части залежей кембрийского возраста *Боксонского бокситоносного района* окрашены преимущественно в красный цвет, а верхние — в зеленовато-серый. И те и другие сложены диаспор-бёмитовым бокситом, соотношение этих минералов неизменно, но общее количество их меньше в восстановленной части залежи. В окисленной части главным кремниевым минералом является каолинит с небольшим количеством серицита и мусковита, главным минералом железа — гематит. В восстановленных частях залежи не встречаются ни каолинит, ни гематит, их заменяет лептохлорит с небольшим количеством пирита. Для обеих частей залежей рутил является единственным минералом титана. Таким образом, сущность изменения заключается в том, что большинство минералов железа и кремния, встречающихся в окисленных частях, в восстановленных частях представлены минералами железа(II) и кремния. По мнению Орловой [331], красный боксит откладывался в мелкой воде, в окислительных условиях. В результате медленной трансгрессии зеленовато-серые бокситы отлагались в мелком море, а с удалением от берега — в восстановительных условиях. Вынесенный в море бокситовый материал сразу же восстанавливался, и поэтому восстановленные минералы являются сингенетическими.

Нижняя, большая часть девонских *североуральских бокситовых залежей* имеет красный цвет, верхняя же часть — зеленый, серый и черный. Основными минералами окисленной части залежей являются диаспор, бёмит, гематит, каолинит, анатаз и рутил [192]. В восстановленной части каолинит и гематит отсутствуют. Их место занимают лептохлориты в сопровождении сидерита и меньшего количества пирита. Местами концентрируется кальцит или органическое вещество. Общее количество диаспора, бёмита, анатаза и рутила снижается в восстановленной части залежей, но изменений в их относительных содержаниях обнаружить не удалось. Таким образом, изменения подобны изменениям в боксонских бокситах. По мнению Бушинского [88], красный боксит накапливался на суше, иногда в водных бассейнах, в окислительных условиях. Верхняя часть залежей в результате трансгрессии отлагалась уже в морских лагунах. С суши сюда также сносился материал красного боксита, но в морской воде под воздействием органических веществ он быстро восстанавливался. Следовательно, группа минералов восстановленной части залежей является сингенетической и раннедиагенетической.

Примерно то же наблюдается в *южноуральских залежах* верхнего девона. Единственное различие заключается в том, что окисленная часть залежи в данном случае содержит также и ферришамозит, который в восстановленной части залежи преобразовался в феррошамозит. Условия образования были подобны североуральским [243].

Среди залежей триасового возраста, в первую очередь в залежах Враце на плато Лика, восстановленные бокситы встречаются в самом низу залежи (рис. 55). Этот серовато-зеленый боксит имеет диаспор-бёмитовый состав. Основными глинистыми минералами являются ферришамозит и клинохлор, местами встречается также немного каолинита и иллита. В расположенной выше красной окисленной части залежи возрастает количество бёмита и диаспора, их соотношение также переменное. Место шамозита и клинохлора занимает каолинит и гематит в сопровождении небольшого количества гётита. Исчезает также иллит. В обеих частях залежи минералы титана представлены анатазом и небольшим количеством рутила. По мнению Шинковца [399], в начале осадконакопления плоские карстовые бассейны на поверхности были заполнены глинистым коллоидным илом. Это была озерная болотистая среда, где и образовалась восстановленная часть залежей. Залегающий выше красный боксит отложился уже в окислительных условиях, частично же окисленный минеральный парагенезис образовался в ходе происходившей на месте латеритизации. В данном случае процессы были обратными по сравнению с происходившими в кембрийских и девонских залежах. В каждом случае восстановленный парагенезис минералов является сингенетическим или диагенетическим.

В нижнемальмском *бокситовом горизонте близ Дистомона* в Средней Греции боксит образует залежи в форме вытянутых линз с максимальной мощностью 2 м. Средняя и нижняя их части имеют темно-красный цвет, вверх и к краям линз цвет постепенно переходит в желто-коричневый, затем в коричнево-серый. Их минеральный состав, по результатам исследований автора, показан в табл. 26.

Таблица 26

Минеральный состав окисленных и восстановленных бокситов в бокситовой залежи вблизи Дистомона, Греция (в %)

Цвет боксита	Бёмит	Диаспор	Гематит	Гётит	Феррошамозит	Каолинит	Пирит	Анатаз	Рутил
Красный	50,4	6,6	28,0	—	—	11,5	—	1,6	1,1
Желтовато-бурый	46,2	—	18,6	6,0	—	25,9	—	1,2	1,1
Серый	6,3	43,2	—	0,8	40,0	5,3	0,5	2,4	0,6

И в этом случае в восстановленной части залежи гематит и каолинит сменяются феррошамозитом и в незначительных количествах — пиритом. Однако здесь в окисленной части залежи однозначным является обогащение бёмитом, а в восстановленной части — диаспором. По результатам исследований автора, окисленная часть залежи отлагалась еще на суше, а восстановленная — в лагуне. Об этом свидетельствует слоистость восстановленных частей. Непосредственная кровля состоит из светло-серого морского известняка. В данном случае роль органического материала, возможно, менее значительна. По мнению автора, парагенезис восстановленных минералов здесь также сингенетический, в крайнем случае раннедиагенетический.

В этом же бокситоносном районе в туронском бокситовом горизонте большая часть залежей окислена. В средней и нижней их частях автором были обнаружены овальные участки серого и зеленого цветов диаметром 0,5—3,0 м (рис. 128) в красном боксите диаспор-бёмитового состава, с преобладанием одного или другого минерала. Сопровождающими минералами являются гематит, каолинит, гётит, анатаз и рутил. В зеленом боксите гематит и каолинит сменяются феррошамозитом, а в сером феррошамозит исче-

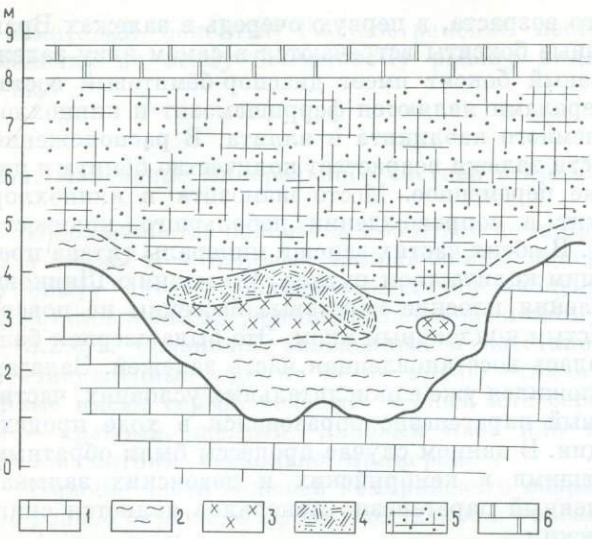


Рис. 128. Геологический разрез бокситовой залежи в открытом карьере.

Горы Киона, туронский бокситовый горизонт, Греция. *1* —известняк подошвы; *2* — бурый боксит; *3*—серый пирит-марказитовый боксит; *4*— зеленый шамозитовый боксит; *5* — красный боксит; *6* — известняк кровли.

зает и вместо него появляются пирит, марказит и опять каолинит. Соотношение бёмита и диаспора переменное, изменения не подчиняются какой-либо явной закономерности.

Возникновение этих восстановленных участков залежи объяснялось Бардошши и Маком [49] тем, что в период бокситоотложения под влиянием усиленной деятельности микроорганизмов образовались местные восстановительные центры, где еще мягкий боксит восстанавливался, т. е. данный процесс можно отнести к раннедиагенетическим. Во внешней части восстановительной зоны гематит и каолинит сменяются феррошамозитом. В местах же, где разложение серосодержащих белков микроорганизмов давало H_2S необходимой концентрации, образовался пирит и марказит, а каолинит сохранился.

В самой верхней части этих залежей встречаются также бледно-серые участки круглой или овальной формы диаметром 0,2—2,0 м. Содержание в них 0,5—2% пирита и нескольких десятых процента органического вещества указывает на то, что эти линзы имеют восстановленный характер. В них содержится только 1—2% гематита и гётита, а также несколько процентов каолинита. Однако в них весьма много диаспора (до 80—90%), анатаза и рутила. По мнению автора, здесь восстановительные реакции произошли под действием углистой глины из непосредственной кровли и богатого органическим веществом известняка и привели к полному растворению восстановленных минералов железа. Об этом свидетельствует особенно большая пористость этих бокситов. Это могли быть позднедиагенетические, а также эпигенетические процессы. В восстановленных частях залежи не встречается ни шамозит, ни лептохлорит.

Большинство залежей нижнего мела месторождения *Падуреа-Краюлуи в Румынии* состоит из окисленных красных и коричневых бокситов. В верхней части залежей встречаются также зеленоватые, реже серые или черные восстановленные бокситы с максимальной мощностью 1 м. На основании исследований, выполненных Папиу и его сотрудниками [345, 346], окисленная часть залежей является преимущественно диаспоровой, иногда с небольшим количеством бёмита; главные сопровождающие минералы: каолинит, гематит и в меньшей степени гётит. В восстановленных частях залежей больше бёмита, чем диаспора, более того, местами боксит имеет чисто бёмитовый состав. Каолинит исчезает, значительно снижается содержание гема-

тита. Их место занимает лептохлорит. В определенной степени, однако, концентрируется также гётит. По наблюдениям автора, в зеленых бокситах появляется также и феррошамозит. Серые и черные бокситы обогащены пиритом, а органическое вещество и минералы железа(III) совершенно исчезают.

По мнению Папиу, восстановленные части залежи осаждались в озерной, восстановительной, среде и произошли из материала красного боксита. По личным наблюдениям автора, непосредственная кровля большей частью представлена светло-серым, желтоватым или красноватым морским известняком. Автор не считает вероятным, чтобы красный боксит мог восстановиться под воздействием пород кровли. По мнению автора, с продвижением трансгрессии по поверхности бокситовых залежей принесенный бокситовый материал отлагался уже в лагунах и под воздействием имеющегося там органического вещества сразу же восстановился. Таким образом, происхождение этой восстановленной группы минералов автор считает сингенетическим или раннедиагенетическим.

Большинство залежей *Задунайского Среднегорья в Венгрии* состоит из окисленных бокситов; только в самых верхних частях залежей, перекрытых эоценовой кровлей, местами можно встретить слои серого восстановленного боксита мощностью 0,5—2 м, на которых с перерывом в осадконакоплении отложились угольно-пиритовые глины нижнего и среднего эоцена. Большая часть гематита и гётита окисленных частей замещена пиритом и марказитом. Общее количество минералов железа снижалось. Возрастало количество каолинита и органического вещества. Соотношение между алюминиевыми минералами не меняется, однако суммарное их количество снижается. Количество и соотношение минералов титана осталось также неизменным. Ни лептохлориты, ни шамозит нигде не образовались.

Восстановление боксита началось с момента отложения болотных осадков кровли; значит, это был позднедиагенетический или же раннеэпигенетический процесс. Грунтовые воды болот с гумусовыми кислотами восстановительного характера растворили большую часть гематита и гётита в бокситах. Часть ионов железа(II) была удалена при растворении, другая часть под воздействием H_2S, выделяющегося при разложении органического вещества, образовала пирит или же марказит.

В процессе прохождения горных выработок за последние годы во многих залежах Ньирадского месторождения вблизи подошвы автором был обнаружен восстановленный серый боксит. Толщина слоя в большинстве случаев составляла всего лишь 20—50 см и довольно редко достигала 1 м, а протяженность его в большинстве случаев не превышает 10 м. Местами боксит располагается непосредственно на доломите подошвы, иногда отделяется от него слоем глинистого боксита желтого или красного цвета толщиной 10—50 см или же бокситовой глиной. Минеральный состав этого серого боксита совпадает с составом серого боксита, который находится непосредственно у самой кровли.

В палеоценовых и эоценовых бокситовых залежах *полуострова Истрии в Югославии* в тех случаях, где непосредственной кровлей является угольно-пиритовая глина и лигнит, автором были отмечены такие же минеральные преобразования. Гематит и гётит были преобразованы в пирит и маркизит, а часть железа была растворена и вынесена. Возросло количество каолинита и органического вещества. Хлорит и здесь не образовывался. В данном случае произошло болотное диагенетическое или раннеэпигенетическое восстановление, полностью аналогичное тому, какое отмечено в Задунайском Среднегорье.

Такие же изменения можно наблюдать в залежах палеоценового возраста, расположенных вблизи *Круи в Албании*. В этих залежах также произо-

шло позднедиагенетическое и раннеэпигенетическое восстановление под влиянием болотных образований непосредственной кровли.

В неогеновых и четвертичных залежах не встречаются восстановленные участки. Эти залежи никогда не перекрывались ни болотными отложениями, ни какими-либо другими и остались непокрытыми до наших дней.

Итак, можно сделать следующие выводы:

а) Там, где боксит до настоящего времени оставался на поверхности, восстановленных бокситов не образуется.

б) Там, где бокситонакопление вследствие продвигающейся трансгрессии продолжалось в лагунах и в заливах со смешанной водой, принесенный бокситовый материал восстанавливался сингенетически или при раннем диагенезе.

в) В местах, где на боксит непосредственно отлагались болотные образования (в большинстве случаев с перерывом в осадконакоплении), в самой верхней части залежей произошло позднедиагенетическое и раннеэпигенетическое восстановление боксита.

г) В исключительных случаях в пределах окисленных участков залежи могли возникнуть восстановительные центры, вероятно, в результате деятельности микроорганизмов.

д) В ходе восстановления изменились прежде всего минералы железа и кремния. Во время сингенетического и раннедиагенетического восстановления гематит, гётит и каолинит были преобразованы в шамозит и лептохлорит. В этом процессе, возможно, также играли роль особенности лагунных условий (слабокислая или нейтральная среда).

Позднедиагенетическое и эпигенетическое восстановление не могло разрушить каолинитовую решетку, а болотная среда также не благоприятствовала этим процессам. Так, остался каолинит и не образовались минералы группы хлорита. В то же время высокая концентрация H_2S в болотной обстановке способствовала образованию пирита и марказита. В минералогических преобразованиях значительную роль могли играть растворы гумусовых кислот.

е) В восстановленных частях залежей меньше минералов железа и больше глинистых минералов, чем в соседней окисленной части залежи. Это может быть объяснено восстановлением, одновременным с удалением двухвалентного железа и выделением растворенной кремнекислоты (ресилификация).

ж) Для алюминиевых минералов однозначных изменений обнаружить не удалось. Во многих месторождениях их соотношения остались неизменными. В некоторых залежах диаспор-бёмитового состава увеличивается содержание диаспора, а в некоторых — бёмита. Этот вопрос в настоящее время еще не выяснен и требует дальнейшего детального исследования.

з) Минералы титана восстановительными процессами преобразованы не были.

5.2.4.2. Изменения минерального состава внутри окисленной части залежи. В данном случае минералогические изменения большей частью не сопровождались значительным изменением цвета боксита, поэтому макроскопически они распознаются труднее. Изменения лучше всего можно проследить с помощью серии проб, взятых по вертикальному разрезу, и в латеральных направлениях, а также с помощью отбора проб по сетке. До сих пор таких систематических исследований было выполнено относительно мало. Имеющиеся данные рассмотрены ниже.

В *боксонских* залежах кембрийского возраста, по мнению Орловой [331], боксит самого лучшего качества залегает там, где поверхность подошвы углублена и поэтому 4—5-метровая средняя толщина залежи возрастает до 15—20 м. Это объясняется автором тем, что в местах углублений в подошве

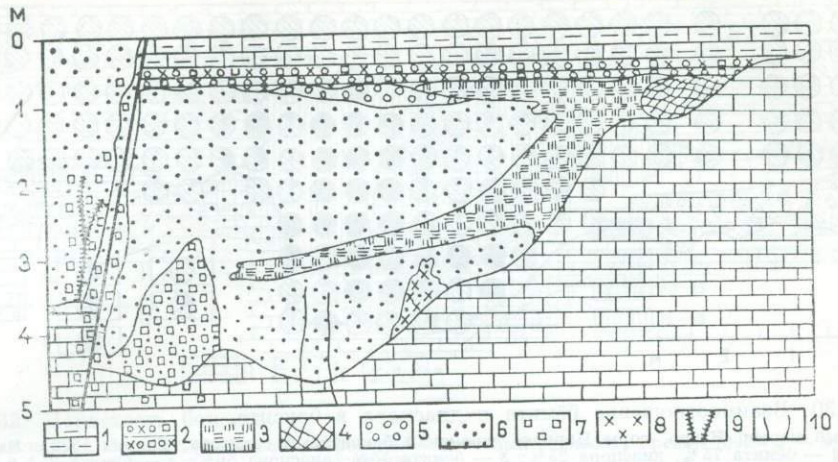


Рис. 129. Взаимоотношения литологических разновидностей боксита в североуральских девонских бокситовых залежах [88].

1 — известняки и черные амфипоровые мергели; *2* — боксит зеленовато-серый; *3* — боксит красный, яшмовидный; *4* — боксит тигровый; *5* — боксит красный, немаркий; *6* — боксит красный, маркий; *7* — пирит; *8* — хлорит; *9* — жилки кальцита; *10* — жилки асфальтита.

фильтрация грунтовых вод была наибольшей, вследствие чего выщелачивание кремния в данном месте было также наибольшим. Боксит с самым малым содержанием каолинита расположен в самом низу залежи, и его количество по направлению вверх возрастает. Внизу боксит хорошего качества имеет диаспор-гематитовый состав, а над ним, в более глинистом боксите, наряду с диаспором появляется также и бёмит.

В нижней красной части *североуральских* залежей девонского возраста залегают чисто диаспоровые, диаспор-бёмитовые и бёмитовые бокситы. Бёмитовый боксит имеет плотное яшмовидное строение. Диаспор-бёмитовый боксит также плотный, немаркий, имеет неравномерный излом. Диаспоровый боксит относительно более пористый и маркий. Бёмитовый боксит чаще всего встречается в краевых частях залежей, диаспоровый — в центральных. Относительно менее распространенный бёмит-диаспоровый боксит располагается между ними или находится в верхней части красного боксита (рис. 129). Размещение этих трех видов боксита в пространстве совершенно не зависит от состава или структуры боксита. По наблюдениям Бушинского [88], на слоистых участках залежей по направлению от краев карстовых воронок к середине состав слоев меняется постепенно от бёмитового до диаспорового. По мнению Бенеславского [61], содержание кремнекислоты в диаспоровых частях залежей наименьшее, в них содержится относительно много кальцита и диаспор хорошо выкристаллизовался. Бенеславский считает, что этот парагенезис образовался диагенетически под влиянием просачивавшихся щелочно-гидрокарбонатных растворов. Фильтрация была наиболее сильной в середине карстовых воронок, где подошва была более закарстованной и трещиноватой.

Подобные взаимосвязи были обнаружены Ниа [322] в туронском бокситовом горизонте в *Средней Греции*. Автором была отобрана серия проб по сетке, покрывающей всю вскрытую часть,— одна серия по горе Геликон и две по горе Парнас. Обнаружено, что средняя, наиболее мощная часть залежей представлена диаспоровым бокситом, а по периферии расположен бёмитовый боксит (рис. 130). По сравнению с двумя однокомпонентными бокситами переходного бёмит-диаспорового боксита относительно мало. От бёмитового боксита по направлению к диаспоровому постепенно воз-

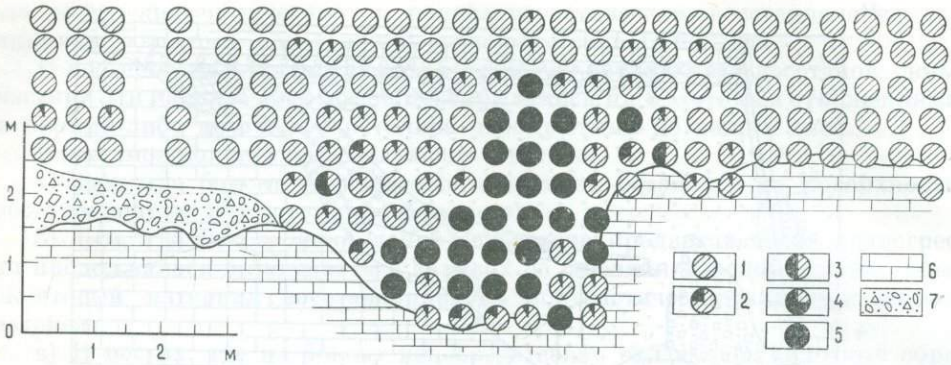


Рис. 130. Взаимоотношение бёмита и диаспора в боксите.

Открытый карьер Кетро, горы Парнас, туронский бокситовый горизонт, Греция [322]. *1* — бёмита 100%; *2* — бёмита 75%, диаспора 25%; *3* — бёмита 50%, диаспора 50%; *4* — бёмита 25%, диаспора 75%; *5* — диаспора 100%; *6* — известняк подошвы; *7* — обрушение.

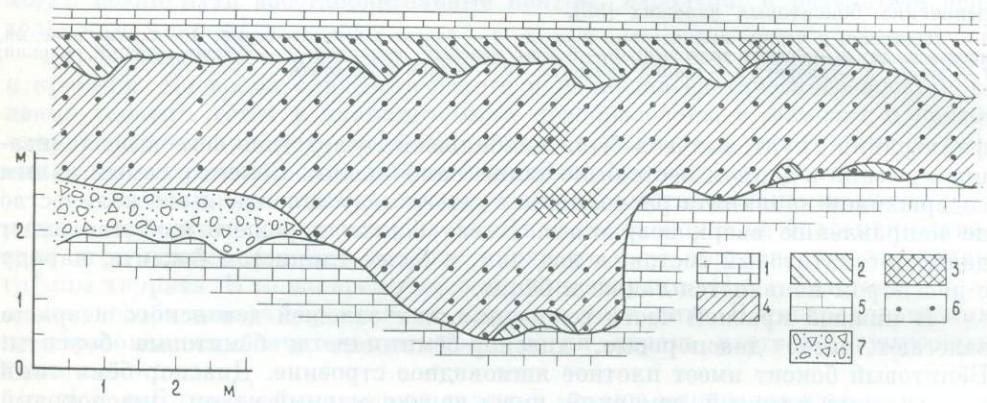


Рис. 131. Распределение минералов железа в боксите.

Открытый карьер Кетро, горы Парнас, туронский бокситовый горизонт, Греция [322]. *1* — известняк кровли; *2* — гётитовый боксит; *3* — гётит-гематитовый боксит; *4* — гематитовый боксит; *5* — известняк подошвы; *6* — места опробования; *7* — обрушение.

растает доля диаспора, доходя до 56%, и после этого сразу же появляется чисто диаспоровый боксит. Ни в одной из проб не было обнаружено такого бёмит-диаспорового боксита, в котором доля диаспора превысила бы 56%. Ниа предполагал постепенную диаспоризацию бёмитового боксита. По его мнению, если отношение диаспора к бёмиту больше чем 56 : 44, реакция спонтанно протекает дальше до тех пор, пока весь бёмит не перейдет в диаспор.

Как бёмитовая, так и смешанная и чисто диаспоровая части залежей содержат гематит, но в диаспоровом боксите гематита немного больше. Боксит в верхней части залежей превращается в гётитовый, и одновременно сокращается общее содержание железа (рис. 131). Небольшими пятнами гётитовый боксит встречается также и в самой нижней части залежи. Содержание каолинита в диаспоровой части залежи наименьшее, но постепенно возрастает по направлению вверх к периферии и наибольших значений достигает в кровле. Пористость боксита изменяется в соответствии с минеральным составом (рис. 132): в диаспоровой части залежи она равна 15—30%, в бёмит-диаспоровой — 10—15, в бёмитовой — 5—10% и, наконец, составляющий самую верхнюю часть залежи глинистый бёмитовый боксит имеет пористость

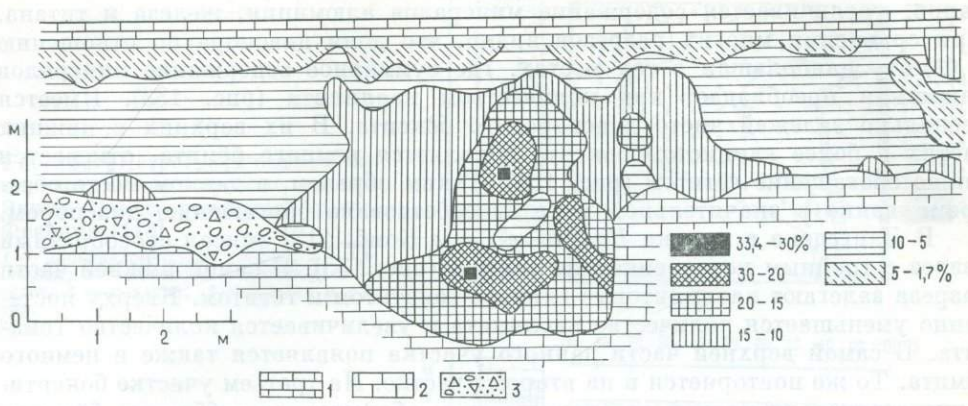


Рис. 132. Пористость боксита.

Открытый карьер Кетро, горы Парнас, туронский бокситовый горизонт, Греция [322]. *1* — известняк кровли; *2* — известняк подошвы; *3* — обрушение.

всего 2—5%. По мнению Ниа, в средней части залежи происходила наиболее сильная фильтрация грунтовых вод. В результате этого часть каолинита диагенетически удалилась, а бёмит перекристаллизовался в диаспор. На месте выщелочившегося материала остались микропоры. Диаспоровые кристаллы и перекристаллизовавшийся гематит образовали прочный каркас, благодаря которому высокая пористость смогла сохраниться до настоящего времени. В самой верхней части залежи, еще до отложения покрывающих слоев, гематит перекристаллизовался в гётит. По мнению автора, наиболее вероятно, что этот процесс был эпигенетическим, значит, протекал после отложения пород кровли. Во всяком случае, достоверно, что он не связан с диаспоризацией. В греческих и североуральских залежах наблюдается, таким образом, явная аналогия между минералогией и изменениями пористости, и вполне вероятно, что залежи образовались за счет подобных процессов.

Иначе выглядят изменения, которые наблюдались автором в разрезе, проходящем от кровли до подошвы бокситовой залежи триасового возраста, размещающейся близ *Кермана в Иране*. (Серия проб была предоставлена автору Саботом.) Результаты исследований сводятся автором к следующему:

Сверху: бёмит > диаспор, гематит, каолинит, анатаз > рутил.

В середине: диаспор > бёмит, гематит, шамозит > каолинит, анатаз > рутил.

Внизу: бёмит > диаспор, гематит, каолинит > иллит, анатаз > рутил.

Содержание алюминиевых и титановых минералов выше всего в средней части залежи. Весь боксит имеет темно-красный цвет, шамозит содержит железо(III) (ферришамозит). Обогащение диаспором в средней части сопровождается появлением ферришамозита. Такой парагенезис минералов, по мнению автора, образовался под воздействием сингенетических или раннедиагенетических процессов. В средней части залежи можно предполагать небольшое понижение окислительно-восстановительного потенциала.

Минералогия *арьежских* залежей альбского возраста была исследована Комбом [113] с помощью нескольких серий проб, отобранных по вертикали. Залежи образовались из осадочной глины, а иногда из глинистого мергеля в результате элювиального бокситообразования. Нижняя часть залежей преимущественно каолинитовая, отмечается немного диоктаэдрического хлорита и иллита. Кверху постепенно снижается количество глинистых мине-

ралов, увеличивается содержание минералов алюминия, железа и титана. При сравнении многих разрезов видно, что доля диаспора по отношению к бёмиту наибольшая в тех местах, где суммарное содержание минералов алюминия преобладает над количеством каолинита (рис. 133). Имеется несколько залежей чисто диаспорового боксита. В их верхних и нижних частях в более глинистом боксите появляется немного бёмита, отмечается также обогащение гётитом (рис. 134). Таким образом, в данном месте обескремнивание в значительной мере способствовало обогащению диаспором.

В Лангедоке в залежи *Казуль-ле-Безье* Комб [113] описал своеобразный разрез с тройным повторением по залежи (рис. 135). В самой нижней части разреза залегают каолинитовые глины с гематитом и гётитом. Кверху постепенно уменьшается количество каолинита и увеличивается количество гематита. В самой верхней части данного участка появляется также и немного бёмита. То же повторяется и на втором участке. На третьем участке бокситизация становится полной со значительным обогащением гиббситом, бёмитом и гематитом. Там, где содержание каолинита наименьшее, появляется также диаспор (до нескольких процентов). В кровле разреза видно полное оглинение, минералы алюминия отсутствуют, а среди минералов железа начинает преобладать гётит. Три следующих друг за другом участка Комб объяснил тремя периодами в бокситонакоплении и бокситизации. И в данном случае можно наблюдать диагенетическую связь между обескремниеванием и диаспоризацией.

Венгерские бокситовые залежи исследовались автором по разрезам от подошвы к кровле. В юго-западной части гор Баконь снизу залежи более глинистые. По направлению вверх постепенно снижается количество каолинита и повышается количество минералов алюминия, железа и титана. В самой же верхней части залежей количество каолинита вновь возрастает. Нижняя часть залежей месторождения Ньирад в большинстве случаев чисто бёмитовая, посредине появляется гиббсит и по направлению к верхней части его становится все больше, но даже в самых верхних частях также преобладает бёмит. В залежах Сёц и Маломвёльдь нижняя часть залежей сложена гиббситом и бёмитом, вверху почти одним гиббситом. В залежи Кишлёд количество гиббсита по отношению к бёмиту возрастает также по направлению вверх. Изменение минерального состава залежи Альшопере от подошвы

Таблица 27

Минеральный состав залежи Альшопере в Венгрии по пробам скважины Р-1 (разрез от кровли до подошвы, вес.%)

Интервалы опробования, м	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Гематит	Гётит	Маггемит	Каолинит	Шамозит	Иллит	Кальцит	Анатаз	Рутил
109,7—109,9	2	35	8	6	4	2	24	—	—	16	2	0,5
110,0—110,1	1	34	13	10	2	2	14	6	—	14	1,5	0,5
110,5—110,7	2	35	14	14	1	2	13	7	—	9	2	0,5
112,0—112,5	2	50	4	20	3	2	15	—	—	—	2	0,5
113,0—113,5	2	45	—	23	4	—	22	—	—	—	2	0,5
114,0—114,5	—	46	—	21	3	—	27	—	—	—	2	0,5
115,0—115,5	1	40	—	18	1	—	34	—	3	—	1,5	0,5
116,0—116,5	—	38	—	17	2	—	36	—	3	—	1,5	0,5
116,5—117,0	—	23	—	15	3	—	31	—	25	—	1,5	0,5

до кровли представлено в табл. 27 (результаты анализа серии проб скважины Р-1).

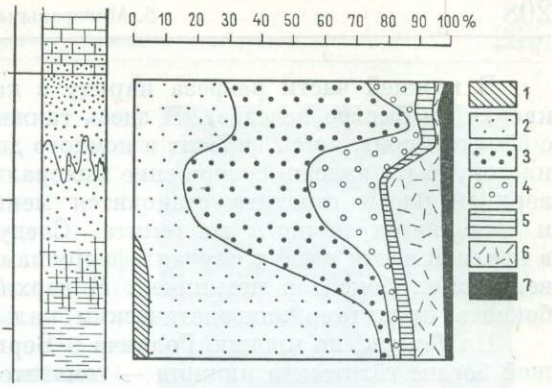


Рис. 133. Петрографическое и минералогическое строение залежи Энжат II месторождения Арьеж, Франция [113].

1 — диоктаэдрический хлорит; *2* — каолинит; *3* — бёмит; *4* — диаспор; *5* — гётит; *6* — гематит; *7* — анатаз и рутил.

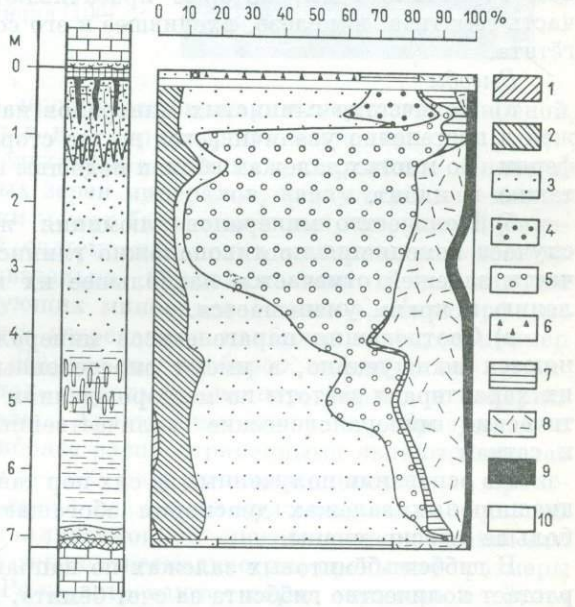


Рис. 134. Петрографическое и минералогическое строение залежи Лескале месторождения Арьеж, Франция [113].

1 — иллит; *2* — диоктаэдрический хлорит; *3* — каолинит; *4* — бёмит; *5* — диаспор; *6* — гиббсит; *7* — гётит; *8* — гематит; *9* — анатаз и рутил; *10* — кальцит.

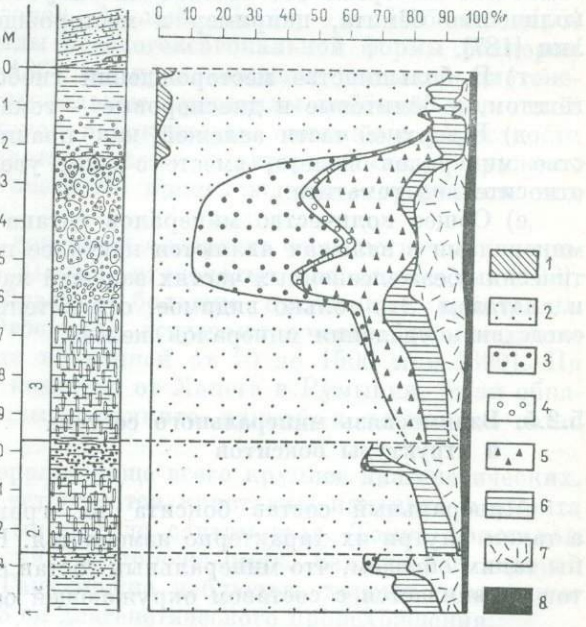


Рис. 135. Петрографическое и минералогическое строение одной бокситовой залежи месторождения Казуль-ле-Безье, Франция [113].

1 — диоктаэдрический хлорит; *2* — каолинит; *3* — бёмит; *4* — диаспор; *5* — гиббсит; *6* — гётит; *7* — гематит; *8* — анатаз и рутил.

В нижней части разреза наряду с каолинитом встречается иллит, но кверху он быстро исчезает. И здесь также в верхней части разреза наряду с бёмитом появляется гиббсит и немного диаспора. В средней, наименее глинистой, части залежи содержание минералов железа самое большое. В самой верхней части гематита становится меньше, гётит остается неизменным и появляется немного маггемита. Следует отметить особо присутствие в верхней части в двух случаях ферришамозита, который, как правило, для венгерских бокситов нетипичен. В верхней части залежи основная масса боксита пропитана эпигенетическим кальцитом.

На *Гаити*, по мнению Голдича и Бергквиста [175], верхняя часть залежей богаче гётитом, а нижняя — гематитом. Богатые органическим веществом грунтовые воды, которые просачиваются с поверхности, растворили часть гематита, и железо, входившее в его состав, снова выделилось в форме гётита.

Выводы

а) Количество глинистых минералов наименьшее в средней части залежей и постепенно увеличивается во все стороны: к кровле, подошве и периферии. Во многих залежах вблизи подошвы наряду с каолинитом появляется также и иллит.

б) Количество минералов алюминия, железа и титана в большинстве случаев изменяется противоположно глинистым минералам, т. е. в средней части залежей отмечается наибольшее их количество, которое по направлению к краям уменьшается.

в) Соотношения парагенезисов минералов алюминия в залежах изменяются не случайно, а имеют определенные тенденции. Для определения их характера и частоты по месторождениям необходимо выполнять систематические минералогические количественные исследования по разрезам и сеткам.

На основании полученных до сих пор данных можно считать, что в бёмит-диаспоровых залежах диаспором обогащаются те части залежи, которые больше обескремнены.

В гиббсит-бёмитовых залежах по направлению снизу вверх обычно возрастает количество гиббсита за счет бёмита. В залежах латеритных бокситов подобного минерального состава по направлению вверх обычно возрастает количество бёмита, например в месторождениях Гвианы [25] и Австралии [187].

г) В большинстве месторождений гиббситовые части залежей богаче гётитом, а бёмитовые и диаспоровые — гематитом.

д) В верхней части залежей, как правило, снижается общее количество минералов железа, вместе с этим увеличивается содержание гётита относительно гематита.

е) Общее количество минералов титана и их соотношения с другими минералами в залежах являются наиболее постоянными. В диа- и эпигенетически обезжелезненных частях залежей наблюдается обогащение рутилом и анатазом. Это только видимое, относительное обогащение, оно является следствием удаления минералов железа.

5.2.5. Взаимосвязь минерального состава и структуры бокситов

Минеральный состав боксита на границе структурных элементов, а также внутри их характерно изменяется. Ниже эти изменения рассмотрены таким образом, что минеральный состав отдельных структурных элементов сравнивается с составом окружающей основной массы. Это аргументи-

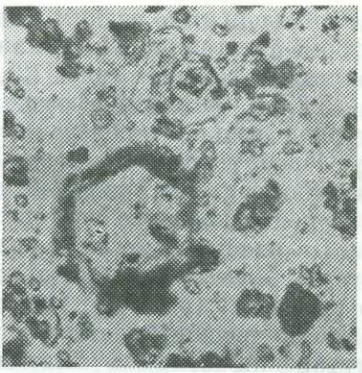


Рис. 136. Псевдогексагональное зерно гиббсита в основной массе боксита. Открытый карьер Ма-Руж, месторождение Альпий, Франция [100]. Иммерсионный препарат, ув. 200.

руется тем, что взаимодействие происходит между минералами основной массы и минералами имеющихся в ней структурных элементов.

5.2.5.1. Основная масса. Пелитоморфная и микрозернистая основная масса хотя и состоит из отдельных зерен минералов, ввиду особенно малых размеров этих зерен статистически может быть отнесена к гомогенной минералогической системе. В данной системе изменения минерального состава происходят медленно и последовательно. Основная масса в большинстве случаев состоит из породообразующих минералов бокситов. Некоторые из этих минералов в основной массе встречаются наиболее часто, например различные глинистые минералы. Другие же, наоборот, максимально развиты в иных структурных элементах, например диаспор, корунд и сидерит.

5.2.5.2. Аутигенные минералы. Аутигенные минералы образуются в процессе диа- или эпигенеза. Наиболее распространенными являются анатаз и рутил в форме зерен размером 2—100 мкм раннедиагенетического происхождения. Они образовались в период медленной кристаллизации основной массы, но ввиду большой кристаллизационной способности по сравнению с другими минералами размер их зерен в несколько раз превышает размеры зерен окружающих минералов. Реже встречаются зерна гематита и гётита таких размеров и диагенетического происхождения.

В залежи Ма-Руж, в горах Альпий, Кайер и Побеген [100] наблюдали гиббситовые кристаллы псевдогексагональной формы размером в несколько сотен микрон (рис. 136). Их происхождение считается диагенетическим. Подобные псевдогексагональные кристаллы гиббсита величиной 20—100 мкм были описаны автором в бокситовых залежах в окрестности Шюмега, Венгрия [32—35]. В некоторых случаях автором были обнаружены двойники кристаллов диагенетического происхождения, сросшиеся под углом 60°.

В североуральских залежах девонского возраста часто встречаются кристаллы диаспора размером 10—50 мкм, игольчатые или столбчатые [192]. Глинистые минералы редко образуют большие аутигенные кристаллы. В залежи Враце, плато Лика, Югославия, встречаются червеобразные диагенетические кристаллы каолинита величиной от 10 до 1500 мкм [399]. На месторождении, расположенном недалеко от Хацега в Румынии, были обнаружены червеобразные кристаллы каолинита длиной в несколько сотен микрон [347].

Эпигенетические зерна минералов чаще всего крупнее диагенетических. Например, во многих залежах встречаются кристаллы кальцита и пирита размером от нескольких сотен микрон до сантиметров. Такие кристаллы часто встречаются и на венгерских месторождениях, например в верхней части залежей месторождения Гант можно наблюдать хорошо ограненные кристаллы гипса величиной 1—3 см диагенетического происхождения.

Большинство редких для карстовых бокситов минералов встречается в форме аутигенных зерен, например зерна халькопирита в девонских североуральских залежах (рис. 72).

5.2.5.3. Псевдоморфозы. В карстовых бокситах псевдоморфозы относительно редки. Наиболее часты псевдоморфозы гётита и гематита по пириту. Подобные псевдоморфозы были описаны Бенеславским [61] для северо- и южноуральских залежей девонского возраста, где они образовались в период медленного эпигенетического окисления пирита.

В одной небольшой залежи, расположенной вблизи Кузано-Мутри в горах Матесе, Италия, автором были обнаружены псевдоморфозы бёмита по пироксену (рис. 75). Помимо характерной формы кристаллов обнаруживаются и трещины спайности пироксена. По Бенеславскому [61], в Западно-Тургайских залежах местами встречаются псевдоморфозы гиббсита по кварцу.

5.2.5.4. Обломочные зерна минералов. Встречаются в большинстве залежей карстовых бокситов в количествах от нескольких тысячных до десятых долей процента. В большинстве случаев они являются твердыми, устойчивыми к поверхностному выветриванию и транспортировке минералами. Преобладающие размеры обломочных зерен 0,06—0,2 мм. Наиболее распространенными в данных пределах величин являются зерна гематита, кварца, циркона, рутила, турмалина, корунда, ильменита, магнетита, дистена и ставролита. Реже встречаются полевые шпаты, мусковит, эпидот, цоизит, шпинель, глаукофан, берилл, гранат и титанит. На некоторых месторождениях были также обнаружены более или менее выветрелые зерна биотита. Шинковец [399] в бокситах палеоцена и эоцена Хорватии обнаружил обломочные зерна гиббсита. Это были обломки крупных кристаллов и, по мнению Шинковца, попали сюда в результате эрозии более древних бокситовых залежей.

Во время исследований с помощью электронного микрозонда, выполненных автором совместно с Панто, были обнаружены обломочные зерна минералов размером меньше 60 мкм. Часть их была подобна зернам, которые по крупности превышают 60 мкм, но были также найдены ранее не обнаруженные минералы. Наиболее часто встречались монацит, ксенотим, чералит, реже галенит, сфалерит и хромит.

Общее количество обломочных зерен, состав парагенезисов, а также размер зерен оказывают большую помощь в определении исходного материала боксита и направления транспортировки. Например, в образцах боксита из Прованса была обнаружена определенная зависимость между расстоянием от залежи до кристаллического фундамента, числом зерен монацита, циркона и хромита и средними и наибольшими размерами зерен, найденных в боксите [54].

5.2.5.5. Обломочные зерна боксита. В окисленных частях залежей можно встретить только обломки боксита с окисленными минералами. Очевидно, частицы восстановленных бокситов не выдерживают поверхностного выветривания и переотложения. В восстановленных частях залежей наряду с вторично восстановленными обломками боксита встречаются также обломки окисленного боксита, которые благодаря своей плотности лучше противостоят восстановлению, чем окружающая их основная масса.

Обычно обломочные зерна боксита содержат больше гематита и гётита, чем окружающая основная масса. Это можно объяснить тем, что богатые железом зерна боксита тверже и поэтому лучше выдерживают транспортировку и переотложение. Состав и количественное соотношение минералов алюминия не зависят от окружающей основной массы и являются случайными.

5.2.5.6. Бокситовые гальки и щебень. Все сказанное об обломочных зернах боксита в такой же мере относится и к галькам боксита. Отдельные бокситовые гальки настолько обогащены минералами железа, что их материал

соответствует бокситовой и железной руде и даже осадочным железным рудам. Они в основном состоят из гематита и гётита. Такие гальки были обнаружены автором во Французских Альпах и Испанских Пиренеях. Они являются, очевидно, кусками железистого панциря, кирасы, эродированных латеритных залежей. Поскольку эти обломки достаточно тверды и прочны, в ходе транспортировки легко происходило обогащение ими. Это подтверждается тем, что колломорфная структура таких галек подобна известной структуре латеритных железистых панцирей.

Часто бокситовые гальки бывают покрыты блестящим темно-коричневым слоем гётита толщиной в несколько десятых миллиметра, который образовался непосредственно после отложения гальки. Гётит осаждался на поверхности твердых и плотных галек из просачивающейся через еще пористую основную массу грунтовой воды. По мнению Никола [324], в верхней части залежи Мазог в месторождении Бриньоль во Франции имеются бокситовые гальки величиной 1—3 см, которые пронизаны тонкими прожилками кальцита, не распространяющимися в окружающую основную массу.

Ввиду большой плотности бокситовые гальки в ходе эпигенетических и гипергенных процессов меньше изменялись, чем окружающая их основная масса, и лучше сохранили свой первичный состав. Например, там, где верхняя часть залежи обезжелезилась, большая часть галек сохранила первоначальное содержание гётита и гематита. Среди обесцвеченной основной массы в таких местах четко выделяются темно-красные бокситовые гальки. Особенно хорошо это прослеживается в верхней части залежи Кишлёд в Венгрии. В сером пиритовом боксите месторождений Халимба, Ньирад, Сёц и Искасентдьёрдь гальки сохранили свой первоначальный гематит-гётитовый состав и соответствующий красный цвет.

5.2.5.7. Бокситовые валуны. Все описанное для бокситовых галек действительно и для бокситовых валунов. На внешних поверхностях особенно крупных валунов прослеживается постепенное обогащение гематитом и гётитом. Это объясняется тем, что в ходе переотложения, когда валуны лежали на поверхности, боксит в них периодически намокал и высыхал. В такой момент вода по капиллярам мигрировала к поверхности валунов и одновременно растворяла часть минералов железа. Вблизи поверхности валуна, где вода испарялась, растворенное железо выделялось в форме гематита и гётита.

5.2.5.8. Пеллеты. Все сказанное о гальках боксита действительно и для пеллет. Большей частью они обогащены гётитом и гематитом.

5.2.5.9. Зерна с концентрическим внутренним строением. С точки зрения минералогии автором не было обнаружено значительной разницы между микроосидами, ооидами, пизолитами и макропизолитами (бобовинами). По минеральному составу, сравнивая его с окружающей основной массой, можно различить четыре группы.

А. Зерна, обогащенные минералами алюминия. Такие зерна встречаются относительно редко. По мнению Аллена [6], в месторождениях каменноугольного возраста в Миссури, США, ооиды обогащены диаспором, а основная масса — каолинитом, анатазом и рутилом. Имеются ооиды, которые на 90—95% состоят из диаспора. Такой боксит беден железом и содержит только 1—2% гётита и пирита. В большинстве ооидов количество гётита и пирита еще меньше. По мнению Келлера и др. [233b], ооиды не содержат бёмита. Если боксит бёмитовый, то его структура пелитоморфная. Глинистые бокситы более бёмитовые. Ооидный боксит обычно более пористый, чем боксит с пелитоморфной структурой. По мнению вышеупомянутых авторов, здесь диаспор образовался в восстановительных условиях. Они считают возможным, что в ходе образования ооидов бёмит перекристаллизовался в диаспор.

По мнению Кайер и Побегена [99], пизолиты арьежского боксита обога-

щены диаспором и ферридиаспором. Отдельные пизолиты состоят из хорошо окристаллизованного диаспора, а окружающая основная масса сложена бёмитом и диаспором с небольшим количеством гётита и гематита. То же было обнаружено Кайер и др. [92] в пизолитах и бобовинах бокситового месторождения, расположенного вблизи Кадарсе, Французские Пиренеи. Некоторые пизолиты окружены вторичной гиббситовой оболочкой или изнутри пронизаны гиббситовыми прожилками. Состав пизолитов и основной массы в коричнево-красном боксите месторождения Кадарсе показан в табл. 28 [113].

Таблица 28

Минеральный состав пизолитов и основной массы боксита месторождения Кадарсе, бокситоносный район Лангедок, Франция (в %)

Структурные элементы	Диаспор	Бёмит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Гётит	Сумма минералов железа	Каолинит	Диоктаэдрический хлорит	Сумма глинистых минералов
Основная масса	14,5	31,5	46,0	14,7	2,7	17,4	26,6	9,9	36,5
Пизолиты	77,0	6,4	83,4	11,4	—	11,4	5,1	—	5,1
Коэффициент обогащения	5,3	0,2	1,8	0,8	0	0,7	0,2	0	0,1

Таким образом пизолиты обогащены диаспором более чем в пять раз, а количество прочих минералов, особенно глинистых, снижается.

По мнению Ниа [322], в туронском горизонте боксита в Средней Греции в некоторых пизолитах и ооидах бёмит вторично перекристаллизовался в диаспор. Этот процесс происходил одновременно с растворением и удалением части каолинита, гематита и гётита. По этой причине в пизолитах и ооидах образовались мелкие микропоры. Перекристаллизация начиналась с сердцевины и распространялась к наружным частям. В процессе перекристаллизации большая часть концентрической структуры разрушилась. Это явление чаще всего наблюдается в диаспоровых частях залежей, где окружающая основная масса также диаспоризована.

Б. Одновременное обогащение минералами железа и алюминия. В карстовых бокситах это встречается наиболее часто. Некоторые бобовины обогащаются минералами алюминия и железа попеременно. В качестве примера автор приводит бобовины из бокситовой залежи Фуэнтеспалда, месторождение Маэстразго в северо-восточной части Испании (табл. 29).

Таблица 29

Минеральный состав бобовин и основной массы боксита залежи Фуэнтеспалда месторождения Маэстразго, Испания (в %)

Структурные элементы	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Маггемит	Сумма минералов железа	Каолинит	Иллит	Анатаз и рутил
Основная масса	1	4	48	53	11	—	11	29	2	2
Бобовины	48	7	10	65	14	8	22	9	—	2
Коэффициент обогащения	48,0	1,7	0,2	1,2	1,3	∞	2,0	0,3	0	1,0

Таким образом, бобовины обогащены минералами железа сильнее, чем минералами алюминия. Из минералов алюминия наиболее высокое содержа-

ние характерно для диаспора и меньше для бёмита, количество гиббсита незначительно. Из минералов железа маггемит появился только в бобовинах. Обогащение двумя этими группами минералов уравнивается понижением количества глинистых минералов, количество же минералов титана осталось неизменным.

Подобная же зависимость была обнаружена автором в верхней части одной из залежей месторождения Альшопере в Венгрии (табл. 30). В данном

Таблица 30

Минеральный состав пизолитов и основной массы боксита месторождения Альшопере, Венгрия (в %)

Структурные элементы	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Гётит	Маггемит	Шамозит	Сумма минералов железа	Каолинит	Кальцит	Анатаз	Рутил
Основная масса	1	35	14	50	5	2	1	—	8	15	23	2	1
Пизолиты	20	25	9	54	35	—	5	3	43	1	—	1	0,5
Коэффициент обогащения	20,0	0,7	0,6	1,1	7,0	0	5,0	∞	5,4	0,1	0	0,5	0,5

месте основная масса светлого серо-коричневого цвета, а пизолиты темно-коричневого цвета.

Здесь также наиболее сильно проявилось обогащение минералами железа, слабее минералами алюминия. Порядок обогащения минералами алюминия одинаков с приведенным в предыдущем примере. Из минералов железа в данном случае в первую очередь повысилось содержание гематита и маггемита, а в пизолитах появляется шамозит. Понижение количества каолинита, рутила, анатаза и кальцита уравновешивает обогащение минералами алюминия и железа.

По мнению Малаховского и Лысенко [292], в пизолитах бокситов Крымского полуострова наряду с обогащением минералами железа появляется также и диаспор. Это же явление наблюдалось Кайер и Побегеном [99] в бокситовой залежи вблизи Перей в Арьеже. В обоих местах обогащение происходило за счет уменьшения каолинита. По мнению Кискираса [245], в пизолитах из эоценовых бокситов полуострова Пелопоннес в Греции обогащение диаспором и магнетитом происходит одновременно.

В пизолитах боксита месторождения Мактеш-Рамон в Израиле отношение диаспора и бёмита тем больше, чем больше количество гематита [403]. Авторы считают, что образованию диаспора способствовало влияние гематита, служившего затравкой. Здесь также обогащение минералами алюминия и железа уравновешивается уменьшением количества каолинита.

Ооиды и пизолиты могут образовываться также и в восстановительной среде. Помимо прочего это подтверждается и данными Юрковича [224], полученными на зелено-серых пиритовых бокситах югославского месторождения Сувая-Шолая. Данный автор обнаружил, что в наиболее темных скорлупах, а также в середине большинства ооидов отмечается обогащение пиритом и органическим веществом. Строение этих ооидов полностью совпадает со строением ооидов, которые можно найти в красных бокситах, различается только их минеральный состав. Образование ооидов происходило в восстановительной среде в присутствии разлагающегося растительного материала и H_2S. Если имеющиеся ооиды вторично восстанавливались, то это приводило к частичному или полному исчезновению концентрически-скорлуповатого строения.

Характерные ооидные зеленые, серо-зеленые и темно-зеленые восстановленные бокситы часто встречаются и в залежах триасового возраста в Словении и на плато Лика в Югославии. По наблюдениям автора, и в этих бокситах ооиды образовались также в восстановительной среде.

В. Обогащение только минералами железа. Такие зерна встречаются немного реже, чем описанные ранее. В качестве примера можно привести ооиды и пизолиты темно-красного цвета из бокситовой залежи Кампо-Феличе в Италии (табл. 31).

Таблица 31

Минеральный состав пизолитов и основной массы боксита залежи Кампо-Феличе месторождения гор Абруцци, Италия

Структурные элементы	Диаспор	Бёмит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Каолинит	Кальцит	Анатаз	Рутил
Основная масса	—	56,0	56,0	19,4	19,7	1,1	2,1	1,0
Ооиды и пизолиты	0,6	34,6	35,2	56,3	6,0	—	0,6	0,4
Коэффициент обогащения	∞	0.6	0,6	2,9	0,3	0	0,3	0,4

Количество гематита в них увеличено почти в три раза. Количество всех прочих минералов, за исключением диаспора, который появляется только в ооидах и пизолитах, снижено.

Подобные же изменения были обнаружены автором в пизолитовых бокситах югославского месторождения Власеница. В исследованном образце в основной массе розового цвета включены темно-коричневые пизолиты (табл. 32).

Таблица 32

Минеральный состав пизолитов и основной массы боксита месторождения Власеница, Югославия (в %)

Структурные элементы	Диаспор	Бёмит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Маггемит	Сумма минералов железа	Каолинит	Иллит	Анатаз	Рутил
Основная масса	1	71	72	12	2	14	10	—	2,5	0,5
Пизолиты	6	53	59	30	2	32	5	2	1,0	0,2
Коэффициент обогащения	6,0	0,7	0,8	2,5	1,0	2,3	0,5	∞	0,4	0,4

Характер изменений в обоих примерах одинаковый. Единственным отличием служит появление небольшого количества иллита в пизолитах. В венгерских месторождениях также часты минералогические изменения, подобные упомянутым выше. Например, в эпленьском боксите, там, где основная масса гётитовая, пизолиты становятся еще богаче гётитом, а там, где основная масса гематитовая, пизолиты богаче гематитом [39, 40]. Таким образом, пизолиты обогащены не одним определенным минералом железа, а всегда тем, который чаще встречается в основной массе. Несмотря на общее снижение количества минералов алюминия, в данном случае можно наблюдать в пизолитах обогащение диаспором от 1—3 до 5—6%. В пизолитах количество каолинита значительно ниже.

В одной из проб боксита залежи Йожеф III месторождения Искасентдьёрдь обнаружены бобовины диаметром 5—15 мм. У этих бобовин имеется темно-коричневая внешняя оболочка толщиной 1,0—1,5 мм, затем следуют внутренние скорлупы более светлого желто-красного цвета и скорлуповатая часть ярко-красного цвета и, наконец, внутри — темно-коричневое ядро диаметром 2—3 мм. Минеральный состав показан в табл. 33.

Таблица 33

Минеральный состав бобовин и основной массы боксита месторождения Искасентдьёрдь, Венгрия (в %)

Структурные элементы	Бёмит	Гиббсит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Гётит	Сумма минералов железа	Каолинит	Анатаз	Рутил	Крандаллит
Желтая основная масса	52,3	26,0	78,3	—	10,3	10,3	6,0	2,0	0,6	1,0
Темно-коричневая внешняя оболочка	20,9	16,9	37,8	14,8	39,2	54,0	4,6	0,9	0,4	—
Желтовато-красные внутренние скорлупы	34,2	20,8	55,0	20,2	14,5	34,7	5,9	1,5	0,5	0,3
Ярко-красные внутренние скорлупы	29,4	18,0	47,4	34,9	9,4	44,3	4,4	1,3	0,5	—
Темно-коричневое ядро	19,8	17,1	36,9	8,1	51,0	59,1	0,5	1,2	0,4	—

В бобовинах общее количество минералов железа возросло в 3—6 раз по сравнению с основной массой. Количество всех прочих минералов снизилось. Во внешней оболочке и в ядре преобладает гётит, а в промежуточных слоях гематит. Количество бёмита по отношению к гиббситу выше в наиболее гематитовых частях (1,64), а в богатых гётитом — меньше (1,16). Таким образом, ранее упомянутая парагенетическая связь между гематитом и бёмитом, а также между гётитом и гиббситом имеет место и внутри бобовин.

Г. Обогащение гиббситом и микрокорундом. Это явление до сего времени было обнаружено только в залежах казахстанского типа Сибири, Центрального Казахстана и Тургайского прогиба. В верхней части залежей месторождений Приангарского бокситоносного района пизолиты содержат 23—51% микрокорунда, 9—25% гиббсита, 2—5% магнетита, 15—30% гематита, 1—5% гётита и 4—8% каолинита. В основной массе отсутствуют корунд и магнетит, зато больше гиббсита, каолинита, анатаза и рутила [304]. В пизолитах каменистого боксита Татарского месторождения содержание микрокорунда поднимается до 16%. Его сопровождают гиббсит, магнетит, маггемит, гематит, гётит и небольшое количество диаспора [357].

В коричнево-черных пизолитах и бобовинах Аркалыкского месторождения можно встретить корунд, гиббсит, гематит, магнетит, маггемит, немного каолинита, бёмита, анатаза и рутила [284]. В пизолитах из глинистых бокситов было обнаружено 17—30% криптокристаллического микрокорунда, а в пизолитах каменистых бокситов 24—48%. По мнению авторов, растворы, богатые алюминием, изоморфно замещали в гематитовой решетке часть железа алюминием, вплоть до появления кристаллов корунда. Однако, по мнению Бенеславского [61], из алюмогеля может образоваться микрокорунд только тогда, когда полностью исключена возможность гидратации. Такие же пизолиты и бобовины часто встречаются и в залежах Тургайского прогиба (устное сообщение Венкова, 1968).

Пока не удалось обнаружить другие минералогические изменения концентрических зерен, отличные от перечисленных выше четырех групп. На основании изложенного можно сделать следующие выводы общего характера:

а) Содержание каолинита в концентрических зернах всегда меньше, чем содержание его в окружающей основной массе.

б) Если в окружающей основной массе содержится кальцит, то в концентрических зернах его немного или он полностью отсутствует.

в) В большинстве случаев происходит обогащение минералами железа, причем теми из них, которые в основной массе присутствуют в наибольшем количестве. Всегда увеличивается содержание маггемита, а в зернах гиббсит-корундового состава — магнетита.

г) Содержание минералов алюминия увеличивается, как правило, незначительно, а в случае интенсивного обогащения минералами железа количество минералов алюминия снижается. Наиболее заметным является обогащение диаспором; оно происходит и тогда, когда общее количество минералов алюминия понижается. Количество бёмита увеличивается мало, а иногда снижается; количество же гиббсита в большинстве случаев уменьшается. Обогащение корундом, а также гиббситом наблюдается только в некоторых месторождениях казахстанского типа.

д) Соотношения между минералами титана остаются неизменными. Общее количество минералов титана в большинстве случаев уменьшается, реже остается неизменным.

е) Концентрические зерна, образовавшиеся в восстановительных условиях, большей частью обогащаются пиритом, органическими материалами и минералами алюминия, количество глинистых минералов уменьшается.

5.2.5.10. Пленки и налеты вокруг структурных элементов. Пленки и налеты в большинстве случаев состоят из гётита. Такие пленки видны на рис. 91 и 92. Намного реже встречаются черные марганцевые налеты, такие, как, например, встреченные на поверхности бокситовых галек в залежи, расположенной близ Храста в Югославии. Эти пленки состоят из смеси литиофорита и тодорокита. Бушинский [83] описывал диаспоровое покрытие толщиной 10—30 мкм на поверхности аутигенных пиритовых зерен из залежи Вагран девонского возраста на Северном Урале.

Пленки и налеты имеют позднедиагенетическое или эпигенетическое происхождение и большей частью состоят из минералов железа и марганца, потому что мобильность этих элементов наибольшая среди всех химических компонентов боксита.

5.2.5.11. Выполнение пор. Поры выполняются большей частью мономинеральной массой, чаще всего гиббситом, диаспором, кальцитом или сидеритом. Происхождение их диагенетическое или эпигенетическое. Размеры кристаллов всегда превышают размеры кристаллов окружающей основной массы (рис. 93). В некоторых пробах из месторождений, расположенных в юго-восточной части США, на стенках пор можно наблюдать столбчатые гиббситовые кристаллы размерами до 100—500 мкм.

Во вторично ресилифицированных залежах хорошо окристаллизованный каолинит образует мелкие белые выполнения пор, например в верхней части некоторых залежей Бриньоля во Франции, в залежи Ла-Льякунай на территории массива Эбро в Испании, а также в залежи Парамун, расположенной вблизи города Трын в Болгарии.

5.2.5.12. Выделения неправильной формы. Состав выделений в большинстве случаев мономинеральный, реже представлен двумя-тремя минералами. Наиболее частыми минералами выделений являются позднедиагенетические или эпигенетические гематит и гётит.

В эпигенетически окисленных частях венгерских залежей Ньирад,

Сёц, Халимба и Искасентдьёрдь часто встречаются темно-красные и красно-коричневые выделения гематита и гётита диаметром несколько миллиметров, максимально 1 см. В шлифах хорошо видно, что они не заполняли имеющиеся поры и полости, а пропитывали боксит и постепенно вытесняли находившиеся в нем другие минералы.

Особенно много вторичных гётитовых выделений наблюдал автор в некоторых образцах бокситов месторождения, расположенного недалеко от Бохини в Словении, Югославия; очевидно, что и эти выделения образовались в ходе окисления пирита.

5.2.5.13. Гнезда, конкреции. Гнезда и конкреции чаще всего также мономинеральные и реже состоят из двух-трех минералов. Происхождение их позднедиагенетическое и эпигенетическое.

Вследствие окисления пирита образовались содержащие чистый *алунит* гнезда, которые часто встречаются в верхней части искасентдьёрдьской залежи Кинчеш и на открытых разработках Ньирада. В линзе Изамайор III автором было обнаружено несколько белых алунитовых гнезд в форме мешка шириной 30—80 см. Поверхность их чаще всего шаровая или почковидная. Намного реже встречаются алюминитовые гнезда. В сёцкой залежи Нирешкут II автором наблюдалось несколько чисто белых почковидных *алюминитовых* гнезд размером 5—20 см. А в сёцкой залежи Феликс II были описаны алюминитовые гнезда величиной 2—4 см [56].

На месте окислившегося пиритового боксита часто встречаются ярко-красные неправильные конкреции или пластинчатые выделения *гематита-гётита*. Пластины располагаются почти горизонтально и имеют толщину 2—6 см. Особенно часто пластины встречаются в залежах Сёц, Маломвёльдь и Искасентдьёрдь. В бокситах окрестностей Ньирада и Шюмега автор обнаружил состоящие из чистого гётита конкреции, которые имеют шаровую, эллипсоидальную или цилиндрическую форму и лучистое строение (рис. 95). Такие конкреции очень часто встречались в разработках линзы Дарвашто VI.

В некоторых залежах встречаются гнезда кристаллов *кальцита*. Особенно большое количество таких гнезд наблюдалось автором в спинаццольских залежах в Апулии; кальциты здесь водянопрозрачные, размер кристаллов более 1 см.

Если агрегаты кальцита в гнездах плотные, то агрегаты чистого *гиббсита* в большинстве случаев хрупки и пористы и являются продуктом окисления пирита. Данные гнезда встречаются в серых пиритовых бокситах, имеющихся в залежах Ньирад, Сёц, Халимба и Искасентдьёрдь, и имеют размеры 2—5 см. В Албании, в залежи Краста-Пенгиле, расположенной недалеко от Круя, венгерскими геологами были найдены снежно-белые хрупкие гнезда размером не более 1 см, которые размещены в пестром боксите, залегающем под пирит-марказитовым бокситом. По данным рентгеновских исследований, выполненных автором, эти гнезда представляют собой чистый гиббсит.

Трубчатые конкреции, образовавшиеся на месте корней растений, в большинстве случаев состоят из гематита и гётита и часто встречаются в верхних частях залежей месторождений Ньирад, Сёц и Халимба. В темно-лиловых конкрециях, образовавшихся на месте корней в эпленьских бокситах, наряду с гематитом встречается и лептохлорит [39, 40] (рис. 96).

5.2.5.14. Выполнения трещин. Выполнения трещин обычно мономинеральные или состоят, самое большее, из двух минералов. Мелкие жилки состоят из гиббсита, диаспора, реже из кальцита, бёмита и сидерита. Частично они были образованы в ходе переотложения боксита, частично же являются диагенетическими.

Происхождение большинства выполнений трещин, пересекающих весь боксит, эпигенетическое. В залежах, особенно тектонически сильно нару-

шенных, очень часто отмечаются кальцитовые выполнения трещин, как, например, на месторождениях Средней Греции. В североуральских залежах девонского возраста большей частью встречаются диаспоровые, реже кальцитовые, каолинитовые, пиритовые, марказитовые и гётитовые выполнения трещин. Наиболее часто встречается диаспор-каолинитовое выполнение трещин, т. е. двухминеральное. Мелкие кристаллы каолинита ассоциируются здесь с более крупными идиоморфными кристаллами диаспора. Реже трещины выполнены кальцитом и каолинитом, кальцитом и диаспором, каолинитом и пиритом или пиритом и марказитом. В Ивдельском месторождении диаспоровые жилы содержат местами идиоморфные кристаллы титанита [58].

На венгерских месторождениях трещины чаще всего выполнены кальцитом, реже — каолинитом, гематитом или гематитом и гётитом. Там, где пирит-марказитовый боксит вторично окислен, можно встретить гипсовые жилы. Особенно часты они в верхней части залежей Сёц и Гант. Толщина их от десятых долей миллиметра до 1 см.

В бокситоносном районе Средней Греции в туронском горизонте Ниа [322] были обнаружены трещины шириной 0,1—1 мм, выполненные крупнокристаллическим диаспором. Трещины пересекают не только диаспоровые бокситы, но переходят и на соседний бёмитовый боксит и пересекают диагенетические элементы структуры; значит, сами они эпигенетического происхождения.

Кристаллы, заполняющие трещины, всегда крупнее зерен окружающей массы.

Обобщая данные исследования элементов структуры, можно сделать следующие *выводы* общего характера:

а) Бокситовые зерна, гальки и пеллеты обломочного происхождения содержат больше гематита и гётита, чем окружающая основная масса. Количество прочих минералов по отношению к основной массе изменяется незакономерно.

б) Наибольшие различия в минеральном составе наблюдаются между основной массой и зернами концентрического строения. Эти различия обусловлены чаще всего диагенетическими процессами.

в) Эпигенетические процессы чаще всего образуют мономинеральные структурные элементы (реже состоящие из двух-трех минералов): гнезда, конкреции и выполнения трещин. Часто они состоят из таких минералов, которые вообще в бокситах встречаются только в малых количествах.

г) За счет большой плотности и низкой водопроницаемости обломочные компоненты меньше затронуты вторичными процессами, чем окружающий боксит. Однако на их поверхностях часто образовывались оболочки и налеты вторичных минералов.

5.2.6. Минералогические изменения и цвет бокситов

5.2.6.1. Минералогическое строение пестрых бокситов. В главе о петрографии описаны различные типы пестрых бокситов. Можно видеть, что цвет в некоторых случаях совершенно не зависит от структуры.

Минеральный состав светлых почти вертикальных жил, встречающихся в красном боксите, изучен автором на одном ньирад-изамайорском образце (табл. 34). Большая часть минералов железа в жилах растворилась: сильнее всего гематит, меньше — гётит и меньше всего — магнетит. Содержание бёмита, анатаза и рутила почти не изменилось; количество каолинита также осталось неизменным. Если принять во внимание значительный вынос минералов железа, то следует предположить, что часть начального содержания каолинита также была удалена. Образовавшийся в качестве нового минера-

Таблица 34

Минеральный состав жилы белого цвета и окружающего красного боксита в залежи Изамайор месторождения Ньирад, Венгрия (в %)

Сорт боксита	Бёмит	Гематит	Гётит	Маггемит	Сумма минералов железа	Каолинит	Алунит	Анатаз	Рутил
Темно-красный боксит вдоль жилы	50,6	40,3	3,8	0,8	44,9	3,2	—	1,0	0,3
Белая бокситовая жила	93,2	0,2	0,4	0,2	0,8	3,3	0,5	1,8	0,4
Коэффициент обогащения	1,8	0,005	0,1	0,2	0,02	1,0	∞	1,8	1,3

ла алунит, естественно, выделился из сульфатных растворов, появлявшихся в ходе разложения пирита. Окружающий кирпично-красный боксит в среднем содержит 22—26% гематита. Но вдоль контактов жилы содержание гематита увеличивается до 40,3%; это свидетельствует о том, что железо, вынесенное растворами из жилы, осаждалось в основной массе непосредственно у контакта в зоне шириной 1—2 см. Строение подобных жил, обнаруженных в руднике Сёц — Хатарвёльдь, показано в табл. 35.

Таблица 35

Минеральный состав жилы светло-желтого цвета и окружающего боксита в залежи Хатарвёльдь месторождения Сёц, Венгрия (в %)

Сорт боксита	Гиббсит	Бёмит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Каолинит	Анатаз и рутил
Красный боксит вдоль жилы	55,2	10,0	65,2	26,2	2,7	2,4
Светло-желтая жила	70,0	20,0	90,0	2,2	4,2	3,1
Коэффициент обогащения	1,3	2,0	1,4	0,1	1,5	1,3

Характер изменений в данном случае тот же самый: минералы железа растворились, доля большинства остальных минералов поэтому относительно увеличилась. Боксит этого района является гиббсит-бёмитовым. При растворении в большей степени произошло обогащение бёмитом, чем гиббситом, поэтому отношение бёмита к гиббситу в жиле возросло. Подобное явление наблюдалось автором при исследовании желтоватых жил в эпленьском красном боксите, содержащем гематит и гётит. В красном боксите отношение гематита к гётиту составляет 2,1, а в желтоватых жилах снижается до 0,4. Таким образом, одновременно с удалением железа происходило относительное обогащение гётитом. То же отмечается в ньирад-изамайорских залежах (табл. 34).

В большинстве красных бокситов с желтыми пятнами автор наблюдал одни и те же минералогические изменения. Однако иногда выделение железа происходило в меньшей степени. Так, например, в верхней части небольшой бокситовой залежи вблизи Злабор-Хран в долине реки Савиня, Словения, в ржаво-красном боксите наблюдается множество ярко-желтых пятен. Их минеральный состав представлен в табл. 36.

Таблица 36

Минеральный состав ржаво-красного боксита с желтыми пятнами залежи Злабор-Хран, долина реки Савиня, Югославия (в %)

Сорт боксита	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Маггемит	Гётит	Сумма минералов железа	Каолинит	Диоктаэдрический хлорит	Анатаз	Рутил
Ржаво-красный боксит	5	55	2	62	17	2	5	24	7	3	2	0,5
Желтые пятна	6	62	—	68	2	4	12	18	6	3	2,5	1
Коэффициент обогащения	1,2	1,1	0	1,1	0,1	2,0	2,4	0,8	0,9	1,0	1,3	2,0

Общее количество минералов железа снизилось мало, однако их состав резко изменился: в десять раз уменьшилось количество гематита, вдвое возросло количество маггемита и в полтора раза гётита. Здесь также произошло, вероятно, эпигенетическое растворение, но из растворов тут же выделилось железо в форме гётита и маггемита. Одновременно с этим немного изменилось также и соотношение минералов алюминия: исчез гиббсит, незначительно возросло количество бёмита и диаспора.

Местному перемещению минералов железа соответствуют представленные на цветном рис. 17 пятна в боксите месторождения Гант. Темно-коричневые участки, содержащие гётит, имеют наибольшее содержание железа. Гётит содержится также в охро-желтом боксите, но содержание в нем железа меньше, чем в предыдущем случае. Наименьшее содержание железа отмечено в желто-белой части, сложенной гематитом и гётитом, и, наконец, лиловые пятна содержат только гематит.

Минеральный состав образца пестрого боксита из залежи Йожеф III месторождения Искасентдьёрдь представлен в табл. 37.

Таблица 37

Минеральный состав пестрого боксита залежи Йожеф III месторождения Искасентдьёрдь, Венгрия (в %)

Сорт боксита	Бёмит	Гиббсит	Сумма минералов алюминия	Гематит	Гётит	Сумма минералов железа	Каолинит	Анатаз	Рутил	Крандаллит	Апатит
Коричнево-красные пятна	32,4	23,8	56,2	22,6	6,1	28,7	8,0	2,2	0,5	1,9	—
Охристо-желтые пятна	37,9	26,0	63,9	7,6	9,2	16,8	11,4	2,1	0,6	2,7	—
Розовые пятна	42,0	23,4	65,4	2,0	4,6	6,6	18,7	2,1	0,6	3,7	0,7
Фиолетово-белые пятна	47,7	24,2	71,9	0,3	1,2	1,5	18,5	2,0	0,6	3,2	—

Первоначальному цвету боксита в данном случае, вероятно, соответствуют коричнево-красные пятна. Более светлые пятна могли образоваться за счет вторичного растворения железа. Снижение содержания минералов железа привело к тому, что первоначально гематитовый боксит превратился в гётитовый. Это можно подтвердить отношением гематита к гётиту, значение

которого в образцах следующее: 3,7; 0,8; 0,4; 0,25. Параллельно с уменьшением количества минералов железа возросла сумма минералов алюминия, и одновременно с этим боксит обогатился бёмитом. Отношение бёмита к гиббситу (также сверху вниз): 1,36; 1,46; 1,80; 1,97. Для минералов титана обезжелезивание не изменило ни количества, ни соотношений минералов, однако количество каолинита возросло настолько, что приходится думать о местном перераспределении. Высокое содержание крандаллита, отмеченное в образце в ходе обезжелезивания, еще более увеличилось.

Большая часть темных пятен, которые видны на светлом фоне, связана с элементами структуры, например с бокситовыми гальками, пеллетами и пизолитами. Минералогические изменения, связанные с этими структурными элементами, были описаны ранее.

Суммируя, можно сказать, что независимые от элементов структуры светлые прожилки и пятна образовались за счет частичного повторного растворения и выделения минералов железа, в ходе которых отношение гематита к гётиту сдвинулось в сторону гётита. В результате растворения в большинстве случаев возросло общее количество минералов алюминия. В то же время отношение бёмита к гиббситу в бокситах сдвинулось в сторону бёмита. В результате растворения произошло относительное обогащение минералами титана и каолинитом. В большинстве случаев вероятно также и вторичное обогащение каолинитом.

5.2.6.2. Окрашивание восстановленных бокситов в обнажениях. На поверхности серые пирит-марказитовые венгерские бокситы (даже и под кровлей толщиной 10—50 м) окисляются и поэтому никогда не встречаются в обнажениях. Однако более твердые, плотные и стойкие восстановленные бокситы раннего триаса и палеозоя часто можно наблюдать и в поверхностных обнажениях. При этом на их поверхности наблюдаются желто-красноватые зоны гипергенного окисления.

Например, недалеко от деревни Подлипа в Словении в обнажениях триасового бокситового горизонта местами обнаруживается довольно твердый темный зелено-серый боксит, который перекрыт ярко-красным окисленным слойком толщиной 1—3 мм. Граница с неизмененным бокситом достаточно резкая, зигзагообразная. Между зелено-серым и красным бокситами наблюдается прослой светло-желтого цвета толщиной в десятые доли миллиметра. Минеральный состав первоначального боксита и красного слоя представлен в табл. 38.

Таблица 38

Минеральный состав окисленного прослоя серого боксита залежи Подлипа триасового возраста, Словения (в %)

Сорт боксита	Бёмит	Гиббсит	Гематит	Гётит	Пирит	Ферро-шамозит	Каолинит	Анатаз	Рутил
Зеленовато-серый боксит	34	—	—	2	2	30	29	1,5	0,5
Окисленный прослой красного цвета	34	3	17	5	—	—	38	1,5	0,5
Коэффициент обогащения	1,0	∞	∞	2,5	0	0	1,3	1,0	1,0

В результате поверхностного окисления разложился весь пирит и шамозит. Освободившееся железо выделялось в форме гематита и гётита, а алюминий и кремнекислота — в виде каолинита. Количество бёмита и минералов титана осталось неизменным. Можно думать, что гиббсит образовался за счет алюминия, освободившегося при разрушении шамозита. Подобное

поверхностное окисление было обнаружено автором на выходах триасовой бокситовой залежи месторождения Враце на плато Лика в Югославии.

Часть пермских бокситов, залегающих на территории Вьетнама, подверглась эрозии в неогене и вторично переотложилась. Залегание бокситов описано в разделе о залежах салентинского типа (разд. 3.6). Большинство этих бокситов не перекрыто более молодыми отложениями. Куски боксита размерами от кубического сантиметра до кубического метра окислены. Зона окисления имеет переменную ширину, иногда 1—2 см, а в других случаях может превышать 10 см. На поверхностях скола бокситовых галек и валунов хорошо видно, что первоначальный зелено-серый, темно-серый или черный боксит вдоль резкой неправильной и зигзагообразной границы переходит в ярко-красный или лиловый боксит. Твердость боксита в зоне окисления понижается незначительно, зато возрастает его пористость. Автором были исследованы гальки и валуны боксита. При этом были обнаружены некоторые различия зависимости между изменениями минерального и химического составов. В боксите, состоящем преимущественно из диаспора, произошли показанные в табл. 39 минералогические изменения.

Таблица 39

Минеральный состав бокситовой гальки и ее окисленного пояса, залежь Ба-Кса, месторождение Лангшон, Вьетнам (в %)

Сорт боксита	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Гематит	Гётит	Шамозит	Лептохлорит	Каолинит	Метагаллуазит	Кварц	Анатаз	Рутил	Сидерит	Органическое вещество
Зеленовато-серый боксит	39,7	11,7	—	—	12,4	24,1	1,5	6,0	—	0,1	2,6	0,3	0,5	0,2
Коричнево-красный внешний окисленный пояс	29,9	2,6	5,0	8,6	25,6	—	—	20,0	3,0	0,1	3,0	0,2	—	—
Коэффициент обогащения	0,8	0,2	∞	∞	2,1	0	0	3,3	∞	1,0	1,2	0,7	0	0

В ходе поверхностного окисления совершенно разложились шамозит, лептохлорит и исчезло органическое вещество. Часть железа преобразовалась в гематит, другая часть в гётит, а освободившиеся алюминий и кремнезем выделяются в качестве каолинита и метагаллуазита. В процессе окисления содержание бёмита сильно, а диаспора в меньшей степени снижается. Из части вещества, перешедшего в раствор, образуется гиббсит. Общее количество минералов титана остается приблизительно неизменным.

На поверхности темно-серого образца бёмитового боксита образовался желто-красный и оранжево-желтый окисленный слой мощностью 0,5—1,5 см. Под ним с достаточно резкой границей располагается бледно-зеленый слой толщиной 0,4—0,7 мм, затем он без резкой границы переходит в темно-серый боксит. Минеральный состав этих трех частей представлен в табл. 40.

Преобразования минералов начинаются уже в бледно-зеленой зоне: значительно снижается количество шамозита, лептохлорита, ильменорутила и сидерита, полностью исчезает органическое вещество. Из новых минералов в первую очередь образуются гётит и каолинит. Однако это является только первой ступенью поверхностного окисления, основные же минералогические изменения происходят в желто-красном слое. Полностью исчезают все восстановленные минералы, и далее возрастает количество гётита и као-

Таблица 40

Минеральный состав окисленного пояса темно-серого боксита, залежь Ба-Кса, месторождение Лангшон, Вьетнам (в %)

Сорт боксита	Диаспор	Бёмит	Гиббсит	Гематит	Гётит	Шамозит	Лептохлорит	Каолинит	Кварц	Анатаз	Рутил	Ильменорутил	Сидерит	Органическое вещество
Темно-серый боксит (образец 1)	1,4	53,5	—	—	2,0	30,0	2,3	6,0	0,4	1,9	0,3	0,6	0,2	0,3
Бледно-зеленый частично окисленный пояс (образец 2)	1,7	51,6	—	—	11,3	21,7	0,6	8,8	0,4	2,3	0,2	0,2	0,1	—
Желтовато-красный окисленный пояс (образец 3)	3,4	56,0	1,2	6,2	15,5	—	—	12,8	0,2	2,2	0,4	—	—	—
Коэффициент обогащения между образцами 1 и 2	1,2	0,9	—	—	5,6	0.7	0,3	1,5	1,0	1,2	0,7	0,3	0,5	0
Коэффициент обогащения между образцами 1 и 3	2,4	1,1	∞	∞	7,8	0	0	2,2	0,5	1,1	1,3	0	0	0

линита. Появляются также два новых минерала: гиббсит и гематит. В отличие от предыдущего образца количество минералов алюминия не уменьшается, а немного увеличивается. Немного увеличивается также и содержание минералов титана. Подобные результаты были получены также Шаровой и Глазуновой [381] для образцов вьетнамского боксита из залежи, не имеющей конкретного названия.

В заключение следует отметить, что:

а) в период поверхностного окисления восстановленных бокситов все восстановленные минералы разлагаются (шамозит, лептохлорит, пирит, сидерит, ильменорутил и органические вещества);

б) освободившееся железо выделяется в форме гётита и гематита. Образование гётита начинается до выделения гематита;

в) из освободившегося кремнезема и алюминия образуется каолинит, а местами каолинит и метагаллуазит;

г) обогащение минералами алюминия небольшое или может совсем не иметь места, а иногда содержание алюминия даже снижается, видимо, в зависимости от условий дневной поверхности. В окисленных слоях в качестве нового минерала появляется гиббсит;

д) количество и соотношения минералов титана остаются почти неизменными.

5.3. Минералы карстовых бокситов

Минералы рассмотрены в порядке встречаемости их в бокситах. Для лучшего обзора автором сгруппированы окислы и гидроокислы по основным элементам.

В разд. 5.2 настоящей книги подробно рассмотрены распространенность и взаимные связи породообразующих минералов боксита — минералов алюминия, железа, кремния и титана. Поэтому ниже приведены только данные, не упоминавшиеся ранее.

5.3.1. Окислы и гидроокислы

5.3.1.1. Окислы и гидроокислы алюминия

ГИББСИТ γ-$Al(OH)_3$. Минерал имеет и другое название (главным образом в немецкой литературе) — гидраргиллит. Правильнее употреблять название гиббсит, так как оно имеет приоритет (см. том 1: Palache, Berman, Frondel: «Dana's System of Mineralogy», 1944).

После бёмита и диаспора гиббсит — самый распространенный минерал алюминия карстовых бокситов, он встречается во всех их структурных элементах. Гиббсит при транспортировке легко разрушается, поэтому как обломочный минерал встречается очень редко. Гиббсит в бокситах довольно чистый и не имеет изоморфных примесей. Он образуется в бокситах в процессе сингенеза, а также и при диа- и эпигенетических преобразованиях или при поверхностном изменении — гипергенезе.

БАЙЕРИТ α-$Al(OH)_3$. До 50-х годов байерит был известен только как искусственный продукт. В 1956 г. Гедеон [165] предположил, что часть тригидрата алюминия в венгерских бокситах присутствует в виде байерита, однако это не подтвердилось более поздними рентгеновскими исследованиями.

В бокситовой залежи Воний-До в Черногории Тертиан [438] обнаружил на контакте белого боксита и кровли белые гнезда до 4—5 см в поперечнике, в которых наряду с гиббситом и нордстрандитом содержалось немного байе-

рита. По мнению цитированного автора, байерит выкристаллизовался из аморфного гелеобразного материала. В самой нижней части бокситовой залежи, расположенной недалеко от Мармары в Греции, в зеленой бокситовой глине в сопровождении нимезита был обнаружен байерит [291].

Байерит был отмечен Хорошевой [212] в бокситах тихвинского типа на Украине в Среднем Приднепровье. Сколова [406] также в боксите тихвинского типа, в залежах Сухолебяжинской и Нижнеподсопочной на Енисейском кряже, наряду с гиббситом и нордстрандитом доказала присутствие небольших количеств байерита.

За последнее время байерит был обнаружен во многих местах в небокситовых осадках. Например, в самой мелкой фракции четвертичных глин Венгрии [316], а также в сеноманских и эоценовых породах Израиля [186]. Можно предположить, что байерит присутствует в карстовых бокситах, особенно в наиболее молодых месторождениях.

НОРДСТРАНДИТ $Al(OH)_3$. Этот минерал даже в качестве искусственного продукта получил известность только с 1958 г. Как природный минерал его удалось обнаружить впервые в различных терра-росса [206, 468, 297].

Нордстрандит как минерал боксита был описан Тертианом [438] в белом гнезде, упоминавшемся при рассмотрении байерита бокситовой залежи Воний-До в Черногории. Количество его в гнезде превышало количество байерита. По исследованиям Девиса и Хилла [127], в северной части острова Ямайки вместе с гиббситом появляется и нордстрандит. На основании химических и рентгеновских исследований, которые были проведены в большом количестве, обнаружено, что в бокситах с содержанием SiO_2 менее 1% нордстрандит или отсутствует, или его очень мало. При содержании SiO_2 1—5% количество его возрастает настолько, что в некоторых образцах его больше, чем гиббсита. И наконец, в образцах с содержанием SiO_2 5—12% нордстрандит может быть обнаружен всегда, и количество его в большинстве случаев соответствует количеству гиббсита.

Причину такого распределения этого минерала авторы видят в разнице pH этих бокситов: в бокситах с малым содержанием кремнезема pH, измеренное на месте, находится в пределах 6,0—7,5, а pH бокситов с большим содержанием кремнезема немного превышает 7,5. По мнению авторов, слабокислая и нейтральная среда способствовала образованию гиббсита, слабощелочная — образованию нордстрандита. На некоторых дифрактограммах авторы между интенсивными рефлексами (100) гиббсита 4,85 Å и нордстрандита 4,79 Å обнаружили еще дополнительные рефлексы. Из этого они заключили, что кроме гиббсита, байерита и нордстрандита в природе могут существовать и другие политипы тригидрата алюминия.

Так же как и гиббсит, нордстрандит характеризуется тонкодисперсным распределением и не связан ни с каким элементом структуры. Можно предполагать, что нордстрандит образовался одновременно с гиббситом в результате сингенетических и раннедиагенетических процессов.

В двух образцах боксита с острова Ниуэ (острова Тонга) в Тихом океане наряду с гиббситом автором был обнаружен и нордстрандит. Один образец содержал 28% нордстрандита и 5% гиббсита, а другой образец — 6% нордстрандита и 35% гиббсита. В обоих образцах автор обнаружил также и много аморфных гидроокислов алюминия и железа (III).

Куликова и др. [271] в залежах бокситовой железной руды Соколовско-Сарбайского месторождения выявили нордстрандит в выполнении пор и трещин в виде иглообразных кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 3 мм. Эти кристаллы явно вторичные и встречаются чаще всего близ контакта с известняком подошвы, отходя от нее на расстояние не более 10 м, из чего можно заключить, что pH среды было щелочным.

Соколова и Козлов [407] в карстовых бокситах залежи Лиственной, расположенной в долине Енисея, обнаружили нордстрандит в ассоциации с гиббситом и байеритом. Так как эти минералы скрытокристаллические, доказать их вторичное происхождение очень трудно. Возраст бокситовой залежи сенонский — палеоценовый, и если минерал здесь первичный, то это месторождение можно было бы считать наиболее древним из известных нордстрандитовых проявлений.

Соколова [406] в переотложенных бокситовых залежах тихвинского типа Сухолебяжинской и Нижнеподсопочной Енисейского кряжа обнаружила нордстрандит в сопровождении гиббсита и небольшого количества байерита.

В типичных латеритных бокситах до настоящего времени нордстрандит не обнаружен.

Автор предполагает, что нордстрандит встречается также и в других миоценовых и четвертичных карстовых бокситах, что должно быть подтверждено систематическими рентгеновскими исследованиями. Его появление в более древних месторождениях менее вероятно, поскольку время и давление будут способствовать перекристаллизации нордстрандита в гиббсит.

ТУЧАНИТ $2Al_2(OH)_6H_2O$. Каршулин [231, 232] в белом боксите залежи Царев-Мост в Черногории обнаружил гнездо белого мелоподобного пористого материала размером приблизительно 50 см. На основании результатов детальных рентгеновских, химических и термических анализов этот материал был описан как новый минерал, получивший название по имени хорватского минералога Тучана. В других бокситовых залежах до настоящего времени обнаружить его не удалось. Однако искусственно он был получен на зернах тучанита, введенных в гель гидроокиси алюминия в качестве затравки. По мнению Штрунца [500], тучанит не может рассматриваться как самостоятельный минерал, а, вероятно, является скарброитом. По мнению автора, это не так, поскольку постоянные кристаллической решетки и размеры элементарной ячейки этих двух минералов сильно отличаются друг от друга.

Условия образования нового минерала Каршулин не изучил. Он установил только то, что с одновременным обезвоживанием при температуре 130 °С этот минерал переходит сначала в тригидрат алюминия, а затем в бёмит. На электронно-микроскопических снимках обнаруживается, что природный тучанит образует ромбоэдрические кристаллы величиной 1—2 мкм. То, что он встречается в белых бокситах, указывает на его вторичность.

СКАРБРОИТ $12Al(OH)_3 \cdot Al_2(CO_3)_3$. Этот очень редко встречающийся минерал до настоящего времени известен только из бокситовой залежи Пилишвёрёшвар в Венгрии. Немец и Варью [319] выявили его на границе между бокситовой глиной и доломитом подошвы, где он слагает твердый, плотный слой мощностью в несколько сантиметров. Этот слой подобен тем гиббситовым выделениям, которые встречаются во многих залежах на границе боксита и породы подошвы. Еще более подчеркивается это сходство тем, что в стороны скарброитовые выделения переходят в гиббсит.

По мнению автора, скарброит образовался, подобно гиббситу, в результате эпигенетическрх процессов с той разницей, что под действием карбонатных растворов в кристаллическую решетку минерала вошел карбонат-ион. То, что этот минерал был обнаружен только в одной залежи, указывает на относительно узкий интервал физико-химических условий образования скарброита.

БЁМИТ γ-AlOOH. В отличие от гиббсита и диаспора бёмит встречается почти исключительно в виде кристаллов размером меньше одного микрона. По мнению Гуляницкого [190], в Южно-Тиманских каменноугольных залежах наряду с преобладающим скрытокристаллическим бёмитом встречается

и небольшое количество кристаллов размером до 20 мкм. Аутигенные кристаллы имеют форму бочки или ромбоэдра. Чаще встречаются сингенетические, но есть и диагенетические и эпигенетические бёмиты. Бёмит мог образоваться и в ходе гипергенных процессов, но это маловероятно.

В природе встречается бёмит, в кристаллическую решетку которого входят ионы трехвалентного железа в качестве изоморфной примеси. Впервые это было обнаружено Кайер и Побегеном [93] в бокситовых пробах с месторождения Бедарьё, Франция. В монографии этих авторов, посвященной минералогии французских бокситов, практически для каждого отдельного месторождения было описано присутствие железосодержащего бёмита под названием «феррибёмит». По их мнению, отношение AlOOH к FeOOH в некоторых случаях может достигать значения 1 : 1. Этому предположению противоречит отсутствие изменений величины рефлексов на дебаеграммах и ИК-спектрограммах этих минералов.

На основании лабораторных исследований, выполненных де-Граммонтом (устное сообщение, 1971), в синтетический феррибёмит максимально входит 5—10 мол.% FeOOH. Это сопровождается соответственным изменением рентгеновских отражений. По мнению автора, в природных бокситах изоморфное замещение возможно только в тех же пределах. На рентгеновских снимках, выполненных автором до настоящего времени для бёмитовых бокситов, не было обнаружено отражений, свидетельствующих о большем замещении алюминия железом, чем даваемые де-Граммонтом 5—10 мол. %.

Хорошо согласуются с этими данными результаты исследований Йонаса и др. [223]. Этими авторами было обнаружено, что в присутствии железа возрастает кристалличность синтезированного бёмита, а параметры кристаллической решетки остаются неизменными. По мнению авторов, железо играет роль катализатора, но само в решетку бёмита не входит. Было определено также, что кристалличность бёмита в бокситах резко различна. Лучше всего это можно определить с помощью инфракрасной спектрометрии.

Ершовой и др. [516] были проанализированы фракции чистого природного бёмита. Оказалось, что эти бёмиты различно окристаллизованы. Наиболее совершенна кристалличность относительно крупных выделений вторичного бёмита, заполняющих поры и трещины боксита. В таком бёмите нет изоморфных замещений. В противоположность этому тонкодисперсный бёмит менее совершенен, и в нем с помощью мёссбауэровской спектроскопии обнаруживается изоморфное вхождение в решетку Fe_2O_3 в количестве 0,5—2,5 вес.%.

ДИАСПОР α-AlOOH. Диаспор — второй после бёмита по встречаемости минерал карстовых бокситов. Величина зерен — от десятых долей микрона до нескольких сотен микрон. Диаспор встречается практически во всех структурных элементах, особенно в зернах концентрического строения. Диаспор может быть син-, диа- и эпигенетическим.

Гу [181] в бокситовой залежи Энжат, расположенной во французских Пиренеях, обнаружил два вида диаспора. Один из них хорошо окристаллизован, другой гораздо хуже. Плохо окристаллизованный диаспор при нагревании разлагается при более низкой температуре и имеет менее четкие рентгеновские рефлексы, чем хорошо окристаллизованный. Происхождение плохо окристаллизованного диаспора пока не ясно, он мог образоваться из хорошо окристаллизованного при тектоническом воздействии или он может быть просто сингенетическим минералом.

В бокситах встречается также и диаспор, содержащий незначительное количество изоморфной примеси окисного железа, он выделен под названием *ферридиаспор*. В гётите, имеющем кристаллическую структуру, подобную структуре диаспора, также возможно изоморфное замещение железа алюминием. Таким образом, речь идет об изоморфной серии, смесимость

которой ограничивается в гётитовой области 30—40 мол.%, в диаспоровой —10—20 мол.%. Величина замещения может быть точно определена по сдвигу рентгеновских рефлексов, а также по ИК-спектрам.

Присутствие ферридиаспора в карстовых бокситах впервые обнаружили Кайер и Побеген [94]. Он был встречен во многих пробах Арьежского месторождения из залежи, расположенной вблизи Перей, а позднее был найден и в других французских месторождениях (1965). В основной массе был обнаружен преимущественно чистый диаспор, а в пизолитах встречается ферридиаспор. Гу [180] в залежах Перей, а также в залежах Фруссии и Декадендре в Греции обнаружил ферридиаспор, содержащий 3—4 мол.% FeOOF. На основании исследований с помощью рентгеновских лучей автор приходит к заключению, что в большинстве месторождений, где имеется диаспоровый боксит, встречается также и ферридиаспор.

АЛЮМОГЕЛЬ AlOOH + aq. По существу, это аморфный гель гидроокиси алюминия. В некоторых ранних работах данный минерал встречался под названием «спорогелит» или «клиахит». Прежде общепринятым было мнение, что в бокситах в значительном количестве содержится аморфный гель гидроокиси алюминия. Однако систематические рентгенодифрактометрические исследования это предположение не подтвердили.

По имеющимся в настоящее время сведениям, наибольшие количества алюмогеля можно встретить в плиоценовых и четвертичных, в том числе голоценовых, бокситах. По мнению Ахмада и Джонса [2], в бокситах острова Кайман в Карибском море содержится в среднем 5%, а в некоторых бокситах Багамских островов — 5—11% аморфного алюмогеля. По мнению Терсинье [435], в боксите острова Лифу содержится 5—10% алюмогеля. По данным рентгеновских исследований, выполненных автором, боксит острова Лифу содержит 10—15%, а островов Маре и Ниуэ — 20—25% алюмогеля. Большинство же более древних бокситов алюмогеля совершенно не содержит.

Сильно обогащены алюмогелем отдельные вторичные гнезда и конкреции. Большей частью он не полностью рентгеноаморфный, его можно назвать наполовину кристаллическим, «квазиаморфным». Часто здесь же встречается гиббсит, и можно предполагать, что алюмогель медленно переходит в него.

Например, в коричнево-желтом окисленном боксите верхней части залежи, расположенной в руднике месторождения Сёц в Венгрии, встречаются плотные белые почковидные гнезда размером несколько сантиметров в поперечнике, они содержат 40% гиббсита и 60% наполовину аморфного алюмогеля. Из рудника Маргот месторождения Ньирад рыхлые белые гнезда наряду с гиббситом и алунитом, по исследованиям автора, содержат 10% алюмогеля. Приблизительно 20% алюмогеля содержится в белом слое толщиной несколько сантиметров, расположенном по границе боксита и подошвы в районе Шюмег и Сёлёхедь в Венгрии. Они сопровождаются гиббситом и алунитом. И наконец, в бокситовой глине Черсегтомайского месторождения у подошвы имеется слой гиббсита, который содержит местами 10—15% наполовину аморфного алюмогеля [33].

Происхождение всех этих гнезд и конкреций частично эпигенетическое и частично гипергенное. Таким образом, алюмогель моложе боксита, в котором он встречается. Его образование часто связано с вторичным окислением пирита.

КОРУНД α-Al_2O_3. В карстовых бокситах встречаются три вида корунда. Наиболее часто встречается корунд в виде обломочных зерен величиной 0,05—0,5 мм. Количество его нигде не превышает 0,1% боксита, а в большинстве случаев составляет только сотые и тысячные доли процента. Корунд такого типа встречается во всех венгерских месторождениях [250, 252, 253, 459, 463, 465]. Можно предполагать, что этот корунд происходит из мета-

морфических пород и попадает в боксит в результате их размыва и переотложения.

Вторым видом корунда является так называемый *микрокорунд*. Здесь подразумевается образовавшийся на месте в природных условиях микро- и скрытокристаллический корунд, который, по данным рентгеноструктурного анализа, довольно плохо окристаллизован. Размер зерен 0,1—1,0 мкм. Впервые такие зерна были обнаружены Терентьевой [436] в некоторых казахстанских бокситах, затем их встретил Бенеславский [61] в бокситах месторождений Енисейского кряжа. По мнению последнего, корундом обогащены темно-коричневые и коричнево-черные пизолиты и бобовины главным образом в каменистых бокситах. По мнению Медведева [304], пизолиты Порожнинского месторождения Приангарской группы содержат 23—51% микрокорунда, в то же время в основной массе корунд вообще отсутствует. Такие пизолиты встречаются главным образом в верхних частях залежей. По мнению Лавренчука и др. [281], твердые бокситовые гальки величиной 1—4 см из руд Аркалыкского месторождения в среднем содержат 20—25% микрокорунда.

До сего времени микрокорунд был обнаружен в восьми месторождениях, все они относятся к казахстанскому типу и размещены на территории Сибири и Казахстана. В каждом из них микрокорунд входит в одинаковую ассоциацию минералов: гиббсит, магнетит, маггемит, гематит, гётит, каолинит, анатаз и рутил. Все эти месторождения не подвергались ни региональному метаморфизму, ни сильному влиянию тектонических сил, мощность же покрывающих слоев кровли не превышает в большинстве случаев 100 м. Это позволяет предполагать, что корунд образовался при нормальном давлении и температуре, вероятно, в результате диагенетических процессов.

Гуткин (см. [88]) в североуральских девонских бокситах обнаружил твердые шаровидные конкреции с диаметром от 7 до 50 см. Они содержат до 40% тонкодисперсного или скрытокристаллического корунда вместе с гематитом и диаспором. По структуре эти шары не отличаются от окружающего боксита, но в самом боксите корунда нет. По мнению Бушинского, корунд образовался из диаспора под влиянием диагенетических процессов.

Третий вид корунда встречается в залежах, подвергшихся контактовому или региональному метаморфизму. Он образует здесь хорошо ограненные кристаллы величиной 0,1—2,0 мм. Корунд, возникший в процессе контактового метаморфизма, встречается в бокситовых залежах гор Бихарь, недалеко от Ремеци, в Румынии [414], на Обуховском месторождении, а также в залежах Южного Нуратау в СССР [61].

Корунд является главным породообразующим минералом полностью перекристаллизованного боксита — наждака. Минералогия классического месторождения наждака на острове Наксос в Эгейском море подробно изучена [280, 338]. Породообразующим корунд является также и в залежах наждака, расположенных в западной части Тавра и в массиве Мендерес в Турции [280, 333]. Лаппаран [279] описал минерал, похожий на корунд, содержащий железо и титан, который был найден в слабометаморфизованном боксите острова Самос и назван *таоситом*. Штрунц (Strunz, 1970) не считает данный минерал самостоятельным, а относит его к *хегбомиту*. Точно так же метаморфизованным бокситом являются наждаки Прииртяшского месторождения на Урале [88].

РАЗНОВИДНОСТИ ϑ-, γ- и θ-Al_2O_3. До последнего времени эти разновидности считались исключительно искусственными продуктами. Кайер и Побеген [103] обнаружили присутствие θ-Al_2O_3 в количестве 3% в бокситовой глине южнофранцузских месторождений Ольер и Комбекав. Были обнаружены скрытокристаллические зерна, имеющие, по мнению автора данной книги, аутигенное происхождение.

На месторождении Бедарьё во Франции на контакте боксита с пересекающей залежь базальтовой дайкой были найдены ϑ-, γ- и θ-Al_2O_3 [50]. В контактовой зоне шириной 5—20 см общее их содержание составляет 10—30%, максимальное — 37%. Окристаллизованы эти разновидности довольно плохо, и на рентгенограммах они дают только диффузные отражения. Полное количественное разделение их сделать не удалось, поэтому установлены только относительные их содержания: ϑ-$Al_2O_3 > \gamma$-$Al_2O_3 > \theta$-Al_2O_3. Эти разновидности сопровождаются корундом, галлуазитом, герцинитом, маггемитом, гематитом, анатазом и рутилом, которые возникли из бёмит-гематит-каолинитового боксита на контакте с базальтовой дайкой.

ШПИНЕЛЬ Al_2MgO_4. Шпинель была обнаружена Вёрёшем и Гече [466] в бокситовой залежи Искасентдьёрдь — Бито в виде отдельных обломочных зерен.

5.3.1.2. Окислы и гидроокислы железа

ГЕМАТИТ α-Fe_2O_3. Гематит — наиболее распространенный минерал карстовых бокситов. Он встречается почти во всех структурных элементах боксита. Преобладающая часть гематита образуется одновременно со всем его веществом, часть — при наложенных процессах диагенеза, а меньшая часть возникает в боксите при поверхностных изменениях.

В боксите встречается гематит, в решетку которого, изоморфно замещая железо, входит алюминий. Это впервые было обнаружено Бенеславским [61], и по его предложению данный минерал получил название *алюмогематита*. Шоймар [408], прокаливая образцы синтетического алюмогётита, получил алюмогематит. В зависимости от количества алюминия, входящего в решетку минерала, сдвигаются рентгеновские рефлексы алюмогематита. По мнению Шоймара, Al_2O_3 может входить в состав гематита в количествах до 14 мол.%. При прокаливании чистого гётита, не содержащего алюминия, образуется темно-лиловый гематит; прокаленный же алюмогётит дает красноватый алюмогематит. Таким образом, возможно, что причиной красного или лилового цвета гематитовых бокситов является замещение железа в решетке гематита алюминием.

Жано и Жибер [220] предложили для определения степени замещения железа алюминием использовать метод Мёссбауэра. В различных пробах латеритных и карстовых бокситов с помощью этого метода было определено, что Al_2O_3 входит в гематит в количестве 5—12 мол.%. По мнению Жано и Жибера, размер зерен алюмогематита составляет 150—400 Å. По результатам исследований рентгеновскими методами, выполненных автором, гематит венгерских бокситов в большинстве случаев содержит 1—3 мол.% Al_2O_3.

В некоторых бокситах встречается *титаногематит*. По Штрунцу (Strunz, 1970), это гематит с изоморфным замещением железа титаном, смешанные кристаллы могут содержать до 33% $FeTiO_3$. Кишшем [252] в гантском боксите при микроскопическом исследовании было обнаружено несколько зерен титаногематита. Вёрёшем [465] во фракции зерен крупнее 0,06 мм из 51 пробы боксита Ганта также был найден титаногематит. Содержание титана в образцах по данным рентгеноспектрального анализа составляло 5—10%. По мнению Вёрёша, большая часть титаногематита образовалась на месте и только наиболее крупные зерна могли быть привнесены, их можно узнать по окатанности. Хартман [205] в тяжелой фракции боксита с Ямайки обнаружил несколько сотых процента титаногематита.

Описанные некоторыми авторами как отдельные минералы *гидрогематит* и *тургит* автор этой книги, основываясь на данных Штрунца (Strunz, 1970), не считает отдельными минералами. Они представляют собой такой тонкодисперсный гематит, который содержит абсорбированную H_2O.

МАГГЕМИТ γ-Fe_2O_3. Маггемит до настоящего времени обнаружен в 38 бокситовых месторождениях. Его количество в большинстве случаев не превышает 1—4%. Больше всего этого минерала отмечено в четвертичных бокситах тихоокеанских островов. По данным рентгеновского анализа автора, боксит острова Маре содержит в среднем 5—6%, острова Лифу 3—5% и острова Ниуэ 3—4% маггемита. Кристаллы маггемита менее совершенны, чем кристаллы гематита.

Зерна маггемита очень малы и не превышают нескольких десятых долей микрона, они встречаются в основной массе боксита. Им могут быть значительно обогащены отдельные пизолиты и бобовины. По данным Бенеславского [61], в североуральских девонских залежах маггемит чаще всего встречается совместно с магнетитом и является продуктом окисления магнетита. В корунд-гиббситовых пизолитах и бобовинах месторождений казахстанского типа маггемит также сопровождается магнетитом. В одной аркалыкской пробе, полученной автором от Лавренчука, содержится 5% маггемита, 14% гематита и 1% гётита. В твердых бокситовых гальках железистых бокситов Софиевской залежи Целиноградского бокситоносного района наряду с 20% гематита и 6% гётита было обнаружено 10% маггемита.

Маггемит обнаружен автором только в одной четверти проб из нескольких сотен исследованных образцов из венгерских месторождений. Количество маггемита составляет 1—4%, он присутствует в серых пиритсодержащих бокситах и вторичных бокситах, образовавшихся за счет их окисления.

Маггемитом обогащаются также и контактово-метаморфизованные зоны бокситов. Например, боксит месторождения Бедарьё в среднем содержит 1—3% маггемита, а вдоль пересекающей боксит базальтовой дайки в контактовой зоне содержание маггемита увеличивается до 4—8% [50]. В отобранных Розложником (Rozlozsnyik) пробах боксита из контактово-метамофизованных участков залежи Ремеци в Румынии автор обнаружил 6—12% маггемита, который сопровождался незначительным количеством магнетита и гематита.

По мнению Бенеславского [61], алюминий может изоморфно входить в решетку маггемита с образованием *алюмомаггемита*. Шоймар [408], нагревая алюмогётит до 460 °С, получил алюмомаггемит, который при дальнейшем нагревании преобразовался в алюмогематит. Можно предполагать, что встречающийся в бокситах маггемит частично является алюмомаггемитом, но точных определений до сих пор нет.

МАГНЕТИТ $(Fe^{3+}Fe^{2+})Fe^{3+} + O_4$. Этот минерал до настоящего времени был обнаружен на 27 месторождениях, но содержание минерала на 17 из них не превышает нескольких десятых или сотых процента. Магнетит весьма устойчив и поэтому в большинстве случаев попадает в боксит как обломочные зерна. Такие зерна магнетита были обнаружены в месторождениях Ямайки [412], Гаити и Доминиканской Республики [174, 175], а также в месторождениях на юго-востоке США [332]. В Боксонских залежах местами наблюдается послойное обогащение обломочным магнетитом [61]. Высокое содержание терригенных магнетитовых зерен отмечает Бушинский [88] в североуральских залежах. В Венгрии в боксите месторождения Обарок Гече обнаружила несколько истертых магнетитовых зерен. Вёрёш и Гече [466] встретили магнетит в бокситах месторождений Надьедьхаза и Искасентдьёрдь. Некоторые зерна впоследствии преобразовались в маггемит.

Реже магнетит встречается в виде аутигенных кристаллов в форме кубов и октаэдров. Такие зерна были обнаружены Папиу и др. [345] в залежах Падуреа-Краюлуи в Румынии. Там большая часть магнетита преобразована в гематит. В большинстве месторождений в настоящее время можно наблюдать только псевдоморфозы гематита по магнетиту. В некоторых бокситах Кампании и Абруцци в Италии Синно и Франко [400] обнаружили магнети-

товые октаэдры. Автором были изучены сильно обогащенные железом бокситы месторождений Паяс и Исляхие в Турции, было установлено, что в составе железистых минералов до 40—60% представлено гематитом и до 3% магнетитом.

В отдельных залежах магнетитом обогащены пизолиты и бобовины. Так, например, Кискирас [245] считает, что в небольших бокситовых залежах вблизи греческого города Пилос в среднем содержится 4—5% магнетита. В пизолитах высокие содержания магнетита и диаспора обычно встречаются вместе. Магнетит можно встретить также в гиббсит-корундовых пизолитах, бобовинах и бокситовых гальках Чадобецкого, Аркалыкского и Тургайского месторождений и месторождений Енисейского кряжа, но в основной массе боксита его чаще всего обнаружить не удается. Сопутствующими минералами являются гематит и маггемит. Возможно, что большая часть первоначального магнетита превратилась в маггемит. Лукович [287] обнаружил, что в триасовом боксите месторождения Горне-Поле в Черногории наблюдается обогащение магнетитом и маггемитом оолидов и пизолитов, главным образом их богатого железом ядра. По мнению Беневславского [61], в отдельных советских месторождениях магнетит встречается в форме выполнения пор и трещин.

В верхней части ржаво-красного боксита с желтыми прожилками, отобранного с рудника Халимба — Череш, были обнаружены магнетитовые конкреции диаметром 20—30 см. На расстоянии приблизительно 1 м над ним можно обнаружить серый пиритсодержащий боксит. Проба такого боксита содержит 80% гематита, 13% маггемита и 6% гётита [32—35]. Магнетитовые конкреции могли образоваться в процессе медленного окисления пирита. Из просачивающихся растворов сульфата двух- и трехвалентного железа выделились аморфные окислы железа, которые медленно перекристаллизовались в магнетит. Впоследствии большая его часть мартитизировалась и преобразовалась в гематит.

Кискирас [246] предполагает, что в греческом боксите месторождения Элеусис — Мандра содержится в среднем 2—5%, в некоторых местах 10% магнетита в ассоциации с гематитом и что он образовался в результате воздействия тектонических сил. Это предположение соответствует и наблюдениям автора настоящей книги, согласно которым боксит залежи, расположенной вблизи Мазина в Югославии и претерпевшей значительное тектоническое воздействие, наряду с 10—14% гематита содержит 3—8% магнетита. В прочих бокситах на плато Лика до настоящего времени магнетит не был обнаружен.

В процессе метаморфизма бокситов гематит и гётит постепенно перекристаллизовываются в магнетит. Например, в боксите, подвергнутом контактовому метаморфизму из залежи вблизи Ремеци в Румынии, магнетит является единственным минералом железа [414]. Лаппаран [279] обнаружил в слабометаморфизованном боксите острова Самос зерна магнетита в тесном срастании с гематитом. В отдельных пробах его количество достигло 11%. В горах Западный Тавр в Турции слабометаморфизованный боксит в среднем содержит 1—2% магнетита, а сильно преобразованный (наждак) 10—20% магнетита [333]. Частично магнетит образует отдельные зерна, частично же в корунде образует мелкие октаэдры. Руды классического месторождения наждака на острове Наксос в среднем содержат 20—25% магнетита [338]. Под влиянием гидротермальной деятельности, которая следовала за метаморфизмом, в трещинах наждака заново образовались кристаллы магнетита.

По мнению Бенеславского [61], магнетит в бокситах местами может содержать до 15% Al_2O_3.

УЛЬВОШПИНЕЛЬ $(Fe^{2+}Ti^{4+})Fe^{2+}O_4$. Сюда можно отнести также минерал, описываемый в специальной литературе под названием *титаномагне-*

тит, который представляет собой смешанные кристаллы ульвошпинели и магнетита. Минерал обычно встречается в виде обломочных зерен. Так, например, он описан в девонских бокситах Северного Урала в виде обломков величиной 0,01—0,2 мм совместно с магнетитом [88]. Он встречается также в бокситах Ямайки, где входит в состав фракции тяжелых минералов [205]. Кроме этого, ульвошпинель была обнаружена и в ряде более мелких месторождений, в количестве нескольких сотых или тысячных процента.

Аутигенные октаэдрические кристаллы ульвошпинели были обнаружены на стенках некоторых мелких полостей и трещин в североуральских бокситах [61].

ХРОМИТ Cr_2FeO_4. Обломочные зерна хромита — редкий компонент бокситов. Самое высокое содержание хромита в бокситах на территории Венгрии отмечено в месторождении Нежа. По данным исследований, выполненных Кишшем [250], наиболее часто встречающимся после циркона, гематита и ильменита тяжелым минералом в боксите является хромит, содержание которого местами достигает десятых долей процента. Он был обнаружен Кишшем [252] и в боксите Ганта. Здесь кроме обломочных окатанных зерен встречено несколько совершенно целых, имеющих форму октаэдра кристаллов хромита, которые, по его мнению, являются эпигенетическими. Вёрёш и Гече [466] в бокситах месторождений Надьедьхаза и Искасентдьёрдь обнаружили несколько обломочных зерен хромита.

Залежь Мандра II месторождения Элеусис — Мандра в Греции содержит 0,2—0,6% хромита [342]. В нижней части залежи его количество (0,4—0,6%) немного больше, чем в верхней (0,2—0,4%). В бокситах Ямайки также систематически можно встретить обломочные зерна хромита, но их мало [412].

В ходе исследований с помощью электронного микрозонда [54] было обнаружено присутствие обломочных зерен хромита величиной 3—25 мкм в залежи Па-де-Реку месторождения Бриньоль во Франции. Хромитовые зерна находились внутри богатых железом обломочных зерен боксита, что указывает на их переотложенность. Чаще всего встречались зерна величиной 5 × 5 мкм. В других залежах месторождения Бриньоль хромита не обнаружено. Залежь Па-де-Реку расположена ближе других к кристаллическому фундаменту массива Мор, расположенного к юго-востоку от бокситовых месторождений. Вероятно, зерна хромита не подвергались длительной транспортировке, а были отложены в самых близких к выходам фундамента залежах.

ГЕРЦИНИТ Al_2FeO_4. До сих пор герцинит был обнаружен только в южнофранцузском бокситовом месторождении Бедарьё. Герцинит встречается в количестве 4—25% в зоне контактового метаморфизма вокруг пересекающей боксит базальтовой дайки. По данным рентгенодифрактометрических исследований, выполненных авторами [50], герцинит довольно плохо окристаллизован; величина его зерен меньше одного микрометра.

ГЁТИТ α-FeOOH. После гематита гётит является наиболее распространенным минералом железа в карстовых бокситах. Наибольшая часть гётита имеет син- и диагенетическое происхождение, реже он эпигенетичен. Как продукт окисления пирита, гётит образуется в приповерхностных условиях.

В боксите встречается также гётит с частичным замещением железа алюминием. Данный вид по предложению Бенеславского [58] называется *алюмогётитом*. Тилю [439] удалось получить такой синтетический алюмогётит, в котором 33 мол. % железа замещено алюминием, и он определил, что соответственно увеличению замещения смещаются рентгеновские рефлексы алюмогётита. Шоймар [408], а также Шоймар и Йонас [409] на основании исследований синтетического гётита показали, что в зависимости от величины замещения смещаются пики ИК-спектров и эндотермические пики дериватограмм. С помощью ИКС было изучено 50 проб с венгерских место-

рождений и определено в них количество алюмогётита. Шоймар установил, что количество алюминия, входящего в гётит, увеличивается в соответствии со средним содержанием гётита в бокситe. В гётитах искасентдьёрдьского боксита алюминий замещает 7—30 мол.% железа, гантского — 10—20, сёцкого — 8—15 и ньирадского боксита — 5—15 мол.%.

Жано и Жибер [220] с помощью мёссбауэровской спектроскопии кроме гематита, как упоминалось выше, исследовали также гётит. В различных пробах боксита было обнаружено замещение AlOOH, достигающее максимально 23 мол.%. Авторами было определено, что чем больше алюминия входит в минерал, тем меньше размер кристаллов гётита.

На основании выполненного автором систематического анализа образцов из Венгрии и других районов можно утверждать, что в бокситах чаще встречается алюмогётит, чем чистый гётит. Последний встречается главным образом в гнездах, конкрециях, корках и выполнениях трещин. Чаще всего алюминием замещается 5—20 мол.% железа. Наибольшее замещение (32 мол.%) было обнаружено автором в голоценовых бокситах с островов Тихого океана.

Упоминавшийся некоторыми авторами *гидрогётит* нельзя считать самостоятельным минералом, он представляет собой, вероятно, тонкодисперсный гётит, содержащий большое количество абсорбированной воды.

ЛЕПИДОКРОКИТ γ-FeOOH. Этот вторичный минерал довольно редок в бокситах. До сих пор в карстовых бокситах не было описано первичного лепидокрокита. Лепидокрокит, обнаруженный в пизолитах Порожнинского месторождения бокситов Приангарской группы, можно считать диагенетическим. Здесь он встречен в ассоциации с гематитом, магнетитом и гётитом [304].

Лепидокрокит в Венгрии известен только в залежи Эплень II. В верхней части залежи имеются образовавшиеся на месте корней растений темно-лиловые гематитовые конкреции. Центральная и внешняя части этих конкреций содержат только 2—3% лепидокрокита, а в промежуточных слоях содержание лепидокрокита увеличивается до 10%. По их структуре можно предположить, что остатки корней первоначально были пиритовыми. По мнению автора, лепидокрокит образовался в результате довольно медленного спокойного окисления пирита и ассоциирующегося с ним гематита [39, 40].

В залежах Сувая-Шолая, хребет Грмеч, Юркович [224] обнаружил псевдоморфозы лепидокрокита по пириту и тонкие жилки в пестром окисленном боксите. И в данном случае лепидокрокит мог образоваться в период эпигенеза и гипергенного окисления пирита. В лиловой бокситовой глине месторождения Биела-Поляна в Черногории Драгович [139] встретил несколько процентов лепидокрокита. В залежах этой группы часто встречается серый пиритсодержащий боксит, и весьма возможно, что и лиловая бокситовая глина первоначально была пиритсодержащей. В месторождении Падурея-Краюлуи в Румынии Папиу и др. [345] вблизи пиритовых зерен обнаружили немного лепидокрокита, вполне возможно, что он образовался в процессе окисления пирита.

В охро-желтой глине нижней части бокситовой залежи, расположенной недалеко от арьежского Дурбана, Комб [113] обнаружил вторичные гиббсит-гётитовые гнезда, которые содержали 2—3% лепидокрокита. В таком же количестве данный минерал был найден этим автором и в темно-коричневой богатой гётитом железной корке. Над этими образованиями были обнаружены остатки серого пиритсодержащего боксита. Видимо, и здесь лепидокрокит образовался в ходе медленного окисления пирита.

СИДЕРОГЕЛЬ $FeOOH \cdot$ aq. По Шгрунцу (1970), так называют аморфный гель гидроокисла трехвалентного железа. Сидерогель нельзя смешивать с лимонитом, который является смесью субмикроскопических кристаллов гётита и лепидокрокита. Это обобщенное название используют для обозначе-

ния железистого материала в боксите еще в поле, до детального минералогического определения.

Раньше многие авторы считали, что значительная часть железа в бокситах присутствует в форме аморфного геля гидроокисла трехвалентного железа. По данным рентгенографических исследований последних лет оказалось, что только наиболее молодые бокситы содержат значительное количество сидерогеля. Например, в бокситах островов Лифу, Маре и Ниуэ содержание сидерогеля доходит до 2—10%. Во всех бокситах древнее миоцена сидерогеля или совершенно нет или он встречается только в следах.

Можно думать, что сидерогель нестабилен и со временем раскристаллизовывается в гётит или в гематит. Этому процессу способствует давление кровли.

5.3.1.3. Окислы и гидроокислы титана

АНАТАЗ TiO_2. Это самый распространенный минерал титана в карстовых бокситах. Особенно много его в бокситах некоторых иранских месторождений: Керман — 4—7% анатаза, Йезд — 4—6%, Джаджерм — 3—5% и Бокан — 3—5%. В большинстве случаев анатаз в качестве сингенетического минерала тонкодисперсен и равномерно распределен в основной массе боксита; преобладающий размер зерен 0,1—1,0 мкм.

По результатам исследований [51] с помощью электронного микрозонда в различных бокситах обнаружены аутигенные зерна анатаза размером до 1—10 мкм. Анатаз можно встретить также и в обломочных зернах, пеллетах, бокситовых гальках и валунах, но самостоятельные обломки зерен анатаза встречаются редко.

В диагенетических зернах концентрического строения количество анатаза обычно немного меньше, чем в окружающей основной массе, редко одинаковое. В большинстве эпигенетических структурных элементов анатаз или совершенно отсутствует или его количество незначительно (пленки, корки, гнезда, конкреции и выполнения трещин). Исключением является румынское месторождение Падуреа-Краюлуи, в боксите которого при исследованиях с помощью электронного микрозонда наблюдались эпигенетические неправильные прожилки анатаза и рутила мощностью 30—100 мкм [51]. На рис. 137 хорошо видно, что они огибают ранее образованные элементы структуры.

РУТИЛ TiO_2. Рутил является следующим после анатаза по распространенности минералом титана. Часть его сингенетична основной массе боксита

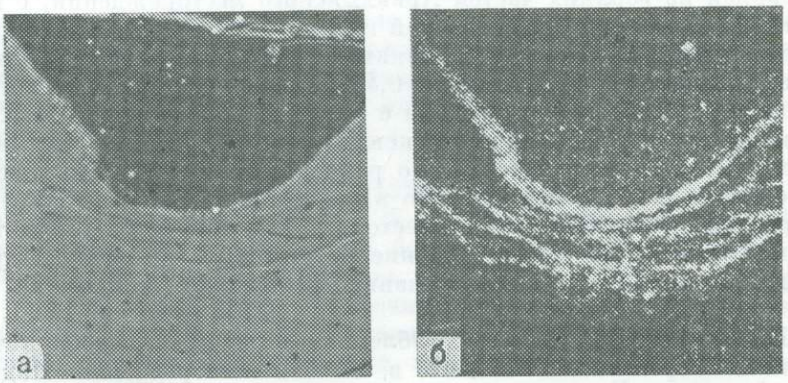


Рис. 137. Эпигенетические прожилки анатаза и рутила в боксите.

Месторождение Падуреа-Краюлуи, Румыния. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 268. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение титана.

и равномерно распределена в ней. Размер зерен рутила обычно не более десятых долей микрометра. Часты иглообразные аутигенные кристаллы размером в несколько микрометров. Такие кристаллы наблюдались Бенеславским [61] в девонских бокситах Северного Урала и Козловским [264] в австрийских бокситах.

Довольно широко распространен рутил в форме обломочных зерен, имеющих размеры 10—200 мкм. По данным микроминералогических исследований, выполненных Киншем [250, 252], Вёрёшем [463, 465], Венделем и др. [459], такие зерна встречаются на всех месторождениях Венгрии. Они часты также в ямайских [412], французских [128] и уральских [61] бокситах и во многих других небольших месторождениях. Немного рутила можно встретить и в бокситовых зернах, пеллетах, бокситовых гальках и валунах.

Как вторичный минерал рутил встречается редко, главным образом как продукт разложения ильменита. Киншу [250] обнаружил псевдоморфозы рутила по ильмениту в боксите месторождения Нежа, а Вёрёш и Гече [466]— в боксите месторождений Надьедьхаза и Искасентдьёрдь. Вёрёшем также были обнаружены псевдоморфозы рутила по титаногематиту в боксите Ганта. Бенеславский [61] в девонских бокситах Северного Урала в выветрелых зернах ильменита обнаружил сагенитовые сростки рутила.

Вопросами строения решетки и энергетики выветривания ильменита занималась Миндсенти [312]. По ее мнению, под действием просачивающейся через боксит грунтовой воды, содержащей кислород, двухвалентное железо ильменита окислялось, гидратировалось, выносилось и затем на небольшом расстоянии снова отлагалось. Оставшаяся окись титана сохранила внешнюю форму кристаллов ильменита, но перешла в рутил. В форме гнезд, конкреций и корок рутил неизвестен. Единственным является упомянутое ранее месторождение Падуреа-Краюлуи, где этот минерал совместно с анатазом образует вторичные жилы.

БРУКИТ TiO_2. Брукит встречается реже, чем анатаз и рутил. До сих пор были обнаружены только обломочные зерна в количестве нескольких тысячных или сотых долей процента. По данным Киншa [252], гантский боксит содержит также и зерна брукита. Штраль (1963) считает, что его можно встретить и в бокситах Ямайки. Деманжон [128] обнаружил несколько зерен обломочного брукита в залежи Пиерреры в Лангедоке. По данным Бенеславского [61], в СССР до настоящего времени брукит удалось обнаружить в форме мелких пластинчатых кристаллов только в бокситe Татарского месторождения.

В полученной от Лавренчука пробе боксита, содержащей 7,05% TiO_2 и отобранной из верхних частей Аркалыкского месторождения, с помощью рентгеновского анализа автор данной книги обнаружил, что в общей сумме минералов титана 84% составляет анатаз, 10% рутил и 6% брукит; общее содержание брукита в бокситe равно 0,4%. Проба представляла собой глинистый боксит пизолитовой структуры с малым содержанием железа. Вполне вероятно аутигенное обогащение боксита брукитом. Об этом же свидетельствует и мелкость зерен боксита. По результатам лабораторных исследований Кессманна [236], оказалось, что в присутствии щелочей, особенно натрия, при низких температурах вместо анатаза сбразуется брукит. Автор предполагает, что местное повышение содержания щелочей в грунтовых водах могло приводить к сбразованию небольшого количества брукита наряду с анатазом и рутилом.

ПСЕВДОБРУКИТ $Fe^{3+}TiO_5$. Обломочные зерна псевдобрукита были обнаружены Вёрёшем и Гече [466] в бокситe месторождения Надьедьхаза в Венгрии.

ИЛЬМЕНИТ $FeTiO_3$. После анатаза и рутила ильменит — третий по распространенности минерал титана в бокситах, до сих пор он обнаружен на

30 месторождениях карстовых бокситов. Ильменит встречается главным образом в форме обломочных зерен. На всех месторождениях Венгрии он был обнаружен в количестве нескольких десятых или сотых долей процента. По мнению Кишша, в бокситах, залегающих недалеко от Обарок, Уйбарок, Важоньпуста и Надьедьхаза, количество ильменита превышает 1%. По мнению Хартмана [205], тяжелая фракция ямайских бокситов на 8—33% состоит из ильменита. Зерна отчасти лейкоксенизированы. На румынском месторождении Падуреа-Краюлуи можно наблюдать или очень сильно выветрелый ильменит, или уже только псевдоморфозы рутила по ильмениту. Иногда ильменит образует ядра ооидов и пизолитов (Papiu, 1970).

Обломочные зерна ильменита можно встретить в бокситах многих югославских месторождений, например на плато Лика и в Черногории [399, 79], а также в залежах Гребничка-Планина [313]. В СССР ильменит обнаружен в североуральских, татарских и тургайских бокситах. По данным Бенеславского [61], пластинчатые кристаллы ильменита могут быть более или менее окатаны и местами обогащать отдельные слои залежей. Зерна ильменита часто выветрелые и переходят в лейкоксен. В некоторых образцах боксита Северного Урала ильменит преобразовался в рутил-кальцитовые агрегаты.

Гораздо реже встречается эпигенетический ильменит. По мнению Комлошши [256], в залежи Кинчеш месторождения Искасентдьёрдь 70—80% остатка пестрого боксита, находящегося под черным бокситом, представлено эпигенетическим ильменитом. Комлошши предполагал, что ильменит здесь образовался из рутила под воздействием сернокислых растворов и сульфатов двухвалентного железа, которые получались в ходе окисления пирита. Миндсенти [312] на основании термодинамических расчетов считает возможным дальнейший эпигенетический рост ильменита под воздействием восстановительных растворов с низким значением pH, которые просачиваются сквозь боксит. Однако микроскопические исследования до сих пор это не подтвердили.

Распределение ильменита в бокситах группы месторождений, расположенных севернее Аланьи в Турции, изучал де Перонне [363]. Было установлено, что в бокситах из залежей южной части группы, где распространены метаморфизованные разности, содержание ильменита равно 3—10 и даже 13%, а в северной, менее метаморфизованной части территории ильменит в бокситах вообще не был обнаружен, в других же пробах содержание минерала не превышало 1—5%. Это позволяет предполагать, что ильменит образовался в период регионального метаморфизма боксита одновременно с корундом, дистеном, хлоритоидами и пирофиллитом.

Исследование автором пробы контактово-метаморфизованных бокситов из окрестностей Ремеци в Румынии подтвердило высказанное предположение. Изменение боксита здесь было вызвано внедрением в неогене дацитов и риолитов. В неизмененном боксите главным минералом титана является анатаз, рутил редок и еще более редок ильменит. В контактово-метаморфизованном боксите преобладает ильменит, а количество анатаза и рутила сильно сокращается.

ФЕРРИИЛЬМЕНИТ. Штрунц (1970) ферриильменитом называет изоморфную смесь, в которой от 1 до 33 % $FeTiO_3$ замещено на Fe_2O_3. По мнению Миндсенти [312], в венгерских бокситах фракция 0,06—0,20 мм на 70—90 % состоит из ферриильменита. Так же как ильменит, ферриильменит в большей своей части обломочный. Меньшая часть зерен не несет следов транспортировки, имеет собственную форму и может считаться эпигенетической. Вёрёш [464] выполнил химические и рентгенографические анализы зерен ферриильменита из месторождения Искасентдьёрдь. Им было установлено, что эти зерна наряду с 63,4 % Fe_2O_3 и 35,7 % TiO_2 со-

держат 1,7 % MgO и 0,6 % MnO, т. е. можно считать, что наблюдается определенный переход к *гейкилиту*. Рентгеновские рефлексы сильно отличаются от рефлексов ильменита.

Много ферриильменита подверглось выветриванию и перешло в рутил.

ПЕРОВСКИТ $CaTiO_3$. Только упоминается Бенеславским [61] без детального описания. Он встречен в североуральских бокситах, в других месторождениях пока не описан.

Лейкоксен, согласно Штрунцу (1970), не считается самостоятельным минералом. Обычно это землистый агрегат различных вторичных минералов титана. В специальной литературе о бокситах лейкоксеном называют продукты выветривания ильменита.

Во французских бокситах Лакруа [273] предполагает наличие аморфного геля гидроокиси титана, который был им назван *дэльтеритом*. Автору данной книги ни в одном из карстовых бокситов до сих пор не удалось его обнаружить. Возможно, этот минерал, как считает и Штрунц (1970), вообще не существует. Химические анализы, во всяком случае, указывают на то, что свежеотложившийся аморфный титановый гель довольно быстро переходит в анатаз.

ГЕЙКИЛИТ $MgTiO_3$. Вёрёш и Гече [466] в боксите месторождения Искасентдьёрдь обнаружили несколько обломков гейкилита.

5.3.1.4. Окислы и гидроокислы марганца

ПИРОЛЮЗИТ β-MnO_2. По мнению Штраля [412], пиролюзит встречается как вторичный минерал в небольших количествах в бокситах острова Ямайки.

КРИПТОМЕЛАН $K_{<2}Mn_8O_{16}$. Известно всего несколько бокситовых месторождений, где был отмечен криптомелан. Этот минерал можно встретить в гальках марганцевой руды, встречающихся в нижней части бокситовых залежей Эплень в Венгрии. Образовался данный минерал в процессе размыва окисной марганцевой руды, залегающей недалеко от бокситового месторождения.

Эпигенетический криптомелан автором был обнаружен в двух месторождениях. У самой подошвы в залежи Назда югославского месторождения Власеница наблюдался рыхлый, пористый, черного цвета слой толщиной в несколько милиметров. Этот слой состоит из плохо окристаллизованного криптомелана в сопровождении незначительного количества гроутита. В залежи Краста-Пенгиле, расположенной недалеко от Круи в Албании, в пестром боксите имеются гиббситовые гнезда величиной с кулак, белый рыхлый, пористый гиббсит в них пронизан черными прожилками толщиной в несколько миллиметров. Они сложены плохо окристаллизованным криптомеланом с небольшим количеством псиломелана. В обоих случаях отчетливо видна плохая окристаллизованность криптомелана.

ГАУСМАНИТ Mn_2MnO_4. Часто встречается в качестве вторичного минерала в бокситах на Ямайке [412]. Среднее его количество не превышает нескольких десятых долей процента.

ГРОУТИТ α-MnOOH. По мнению Штраля [412], гроутит в качестве вторичного минерала встречается в небольших количествах в ямайских бокситах. На месторождении Власеница встречено немного гроутита, сопровождающего эпигенетическое выделение криптомелана.

МАНГАНИТ γ-MnOOH. Был также обнаружен Штралем [412] в ямайских бокситах в количестве нескольких десятых долей процента и определен как вторичный минерал.

ЛИТИОФОРИТ $Li_2Al_8Mn^{2+}_2Mn^{4+}_{10}O_{35} \cdot 14H_2O$. Литиофорит является наиболее распространенным минералом марганца в карстовых бокситах. На

южнофранцузском месторождении Ла-Буасьер боксит в среднем содержит 1—3 % литиофорита в сопровождении небольшого количества тодорокита. По данным автора, литиофорит на этом месторождении частично входит в состав основной массы боксита, частично же образует неправильные выделения толщиной в несколько миллиметров. Он может также концентрироваться в корках ооидов в боксите. В бокситах залежей, расположенных к северо-западу от города Котиньяка (месторождение О-Вар) обычно содержится 1—3 % литиофорита. Он также распределен в основной массе или покрывает ооиды пленкой толщиной в несколько микрометров. Литиофорит на этих двух месторождениях имеет отчасти син-, отчасти диагенетическое происхождение.

В словенских бокситах, залегающих недалеко от Храста, автором были обнаружены синевато-черные гальки размером 2—10 мм. Средний состав большого количества галек следующий (в %): литиофорит — 43, гиббсит — 28, гематит — 13, каолинит — 5, гётит — 4, магтемит — 4, анатаз — 1 и рутил — 0,5. В данном случае литиофорит, без сомнения, транспортировался и отложился в боксите уже в виде минерала. Можно предполагать, что он образовался на каком-то кратковременном этапе первичного переотложения боксита. В залежи множество бокситовых галек покрыто черной эпигенетической пленкой литиофорита толщиной в десятые доли миллиметра.

В материале вторично переотложенных залежей вблизи вьетнамского города Лангшон также встречается литиофорит. На основании статистического анализа результатов минералогических исследований (более 100 проб) автором была определена следующая взаимосвязь между величиной бокситовых галек и содержанием литиофорита:

Размер фракции, мм	Пределы содержания литиофорита, %	Среднее содержание литиофорита, %
>20	0,0—0,8	0,1
10—20	0,0—1,5	0,9
5—10	0,3—1,6	0,9
2—5	0,4—3,1	1,2

Таким образом, литиофоритом обогащены самые мелкие гальки. Первичные палеозойские бокситы редко содержат литиофорит, а если содержат, то не более десятых долей процента. Видимо, обогащение связано с вторичным переотложением бокситов.

В верхней части эпленьских залежей в Венгрии в кирпично-красном боксите в нескольких местах автору удалось обнаружить черные гнезда величиной 1—2 см, обогащенные литиофоритом с примесью тодорокита. В верхней части кирпично-красного боксита в открытых разработках линзы X месторождения Халимба — Маломвёльдь автор обнаружил гнезда диаметром 5—10 см и неправильные жилки мощностью 1—2 см, состоящие из литиофорита. Своим черным цветом они резко выделяются на фоне окружающего боксита. Автор считает эти жилки также эпигенетическими.

Довольно часто встречается литиофорит во вторичных и гипергенных корках, образовавшихся на поверхности подошвы. В Венгрии под черсегтомайскими залежами бокситовых глин можно встретить прекрасные черные корки литиофорита с небольшой примесью тодорокита. Мощность корок в некоторых местах до 3—5 см. В ряде случаев литиофоритовые выделения мощностью в несколько миллиметров сменяются снежно-белыми гиббситовыми выделениями. Такие литиофоритовые корки были обнаружены автором под эпленьскими залежами [39], затем в ходе систематических исследований, выполненных за последние годы, также в месторождениях Ньирад, Сёц, Кишлёд и Искасентдьёрдь в Венгрии.

В Греции в юрских и меловых бокситах гор Парнасс и Киона, а также на месторождениях Геликон и Элеусис—Мандра были обнаружены аналогичные выделения литиофорита, залегающие у подошвы [38, 49]. На месторождениях гор Геликон и Элеусис—Мандра литиофорит пропитывает известняк подошвы и окрашивает его в черный цвет на глубину до 10—15 см.

В черной, богатой марганцем корке на подошве в открытых разработках Комбекав месторождения Бриньоль во Франции Кайер и Побеген [102] обнаружили 44 % литиофорита в сопровождении 56 % каолинита. На основании этого ими было высказано предположение, что богатые марганцем корки, наблюдаемые и в прочих французских месторождениях, также содержат литиофорит. Автором были исследованы пробы из месторождений Вильвейрак, Лупиан, Альпий, Бриньоль и О-Вар, и результаты подтвердили это предположение. Во многих местах литиофорит сопровождается тодорокитом, изредка замещает его.

Литиофорит совместно с тодорокитом является наиболее часто встречающимся минералом марганца в ямайских бокситах, особенно часто встречается он близ подошвы [412]. Это подтвердилось также и исследованиями Сабистона [377]. По его мнению, местные литиофориты содержат меньше 0,25 % LiO_2, а также десятые доли процента никеля, меди и кобальта. В руднике Лидфорд, расположенном на плато Сент-Энн близ подошвы, авторами были обнаружены черные выделения мощностью в несколько сантиметров с содержанием приблизительно 40 % литиофорита. Сопровождающими минералами являются гиббсит, гётит, бёмит и крандаллит.

В корках на подошве окристаллизованность литиофорита может быть разной: в большинстве случаев плохая, но встречается и хорошая. Размер зерен обычно составляет несколько десятых микрометра.

ТОДОРОКИТ $(Mn^{2+}, Ba, Ca)_2Mn_6^{3+}Mn_{11}^{4+}O_{33}\cdot 8H_2O$. Чаще всего тодорокит встречается вместе с литиофоритом, но в меньших количествах, например его можно встретить в боксите месторождения Ла-Буасьер и в ямайских бокситах. В боксите месторождения Эплень тодорокит находится в виде эпигенетичных, обогащенных марганцем гнезд.

Чаще всего тодорокит встречается в богатых марганцем корках на подошве также совместно с литиофоритом. И только в некоторых местах он образует самостоятельные выделения. Так, Валетон [456] в залежи Ла-Руж, расположенной вблизи Бриньоля, на подошве обнаружила черную, богатую марганцем корку толщиной 10 см, которая состояла из тодорокита и небольшого количества каолинита. В залежи Л'Иссар-Руж месторождения Бедарьё на доломитовой подошве автор обнаружил черные, богатые марганцем корки толщиной 3—5 см, единственным минералом марганца в которых был тодорокит, а основную массу (40—60 %) составлял кальцит.

По всей вероятности, тодорокит образуется одновременно с литиофоритом под воздействием эпигенетических процессов. Пока не ясно, почему в одних случаях кристаллизовался литиофорит, а в других тодорокит.

ВУДРАФФИТ $(ZnMn^{2+})_2Mn_5^{4+}O_{12}\cdot 4H_2O$. Это вторичный минерал в ямайских бокситах [412].

В других месторождениях бокситов вудраффит не встречен.

ПСИЛОМЕЛАН $BaMn^{2+}Mn_8^{4+}O_{16}(OH)_4$. В гиббситовых гнездах залежи Краста-Пенгиле, расположенной недалеко от Круи в Албании, псиломелан встречен в количестве нескольких процентов в ассоциации с криптомеланом, происхождение его эпигенетическое.

РАНСЬЕИТ $(Ca_{0,55}Mn^{2+}_{1,1}Mg_{0,04})0,4MnO_2\cdot 3,66H_2O$. Обнаружен Бардоши и Бриндли [44] в бокситовой залежи недалеко от Итеи, Греция. Он образует корку мощностью 10—20 см на поверхности известняка подошвы и выделился из фильтрующихся сквозь боксит кислых растворов, содержащих Mn и Ca при взаимодействии их с известняком подошвы.

5.3.1.5. Прочие окислы и гидроокиси

ТАКОВИТ $Ni_5Al_4O_2(OH)_{18} \cdot 6H_2O$. В верхней части бокситового тела кодульского открытого рудника вблизи Бриньоля во Франции были обнаружены конкреции красного боксита размером несколько сантиметров в поперечнике. В центре эти конкреции были серовато-белыми, а по направлению кнаружи постепенно приобретали зеленоватый оттенок. По результатам рентгенодифрактометрических исследований автора, центральная часть конкреций обогащена бёмитом, а внешняя, зеленая, сложена таковитом. Происхождение их, очевидно, эпигенетическое. Таковит был обнаружен в соседних залежах Реку и Мазог (Гзелл, устное сообщение, 1968).

Дитрих и др. [133] нашли таковит в месторождении Бланкетт, где он образует гнезда зеленого цвета. Таковит здесь сопровождается бёмитом, каолинитом и эритрином.

В Средней Греции в открытых разработках «Фтериа I» туронского бокситового горизонта в горах Киона на границе боксита и пород подошвы была обнаружена твердая зелено-синяя корка толщиной в несколько миллиметров [49], состоящая из хорошо окристаллизованного таковита. По мнению автора, просачивающиеся сквозь боксит кислые грунтовые воды выносили из боксита никель и затем отлагали его снова на подошве. Можно предположить, что выпадение Ni из раствора было вызвано увеличением pH на границе с известняком.

НИКЕЛЬ-ГИДРООКИСЬ-МИНЕРАЛ $4Ni(OH)_2 \cdot NiOOH$. Материал богатой никелем конкреции из кодульской открытой разработки, которая упоминалась выше, был исследован Дюрозуа и др. [143] и определен как никель-гидроокись-минерал. Этот минерал был определен впервые Ямбором и Бойлом в канадском серпентине, и в «Минералогических таблицах» Штрунца он помещен без названия. Никола и Кочубей [326] заново исследовали несколько кодульских конкреций и подтвердили определения вышеупомянутых авторов.

По мнению автора, часть конкреций действительно представлена гидроокисью никеля, а другая однозначно является таковитом. Вероятно, что эти два родственных минерала в данном случае образовались вместе под влиянием эпигенетических процессов. Никола и Кочубей объясняют их образование здесь влиянием восстановительных грунтовых вод с низким pH. По мнению этих авторов, восстановительный характер грунтовых вод обусловлен органическими веществами.

БАДДЕЛЕИТ ZrO_2. Автором совместно с Панто в итальянских бокситах из залежей Монте-Турцио и гор Морроне с помощью микрозонда были обнаружены округлые зерна бадделеита размерами 2—15 мкм. Это обломочные зерна, включенные в зерна богатого железом боксита. На других месторождениях бокситов бадделеит пока не обнаружен.

5.3.2. Силикаты

5.3.2.1. Островные силикаты

ГРАНАТЫ. Гранаты обнаружены в бокситах только как обломочные зерна в количестве от нескольких тысячных до сотых долей процента. В гантском бокситe Кишш [252] обнаружил несколько бесцветных и бледно-розовых зерен граната, Вёрёш [465] определил несколько зерен спессартина. По данным Венделя и др. [459], гранат является редким обломочным минералом в бокситe месторождений Ньирад, Сёц, Халимба, Кишлёд, Эплень и Искасентдьёрдь. Только в отдельных пробах из линзы XI.A месторождения Халимба—Маломвельдь удалось обнаружить относительно больше зерен

граната, Антал [11] определил присутствие граната во многих образцах боксита из ракхедьской залежи месторождения Искасентдьёрдь.

Гранат был обнаружен также в ямайском боксите [205], в югославских бокситах плато Лика [399] и в бокситах Приангарья [304].

ЦИРКОН $ZrSiO_4$. Циркон в боксите встречается главным образом в виде обломочных зерен. Благодаря высокой устойчивости циркон широко распространен. В некоторых месторождениях его содержание в боксите достигает десятых долей процента. Наиболее частый размер зерен 50—200 мкм, максимальный размер — 1000 мкм. По исследованиям, выполненным автором совместно с Панто на электронном микрозонде, в бокситах часто встречаются также и зерна циркона величиной 1—50 мкм (рис. 74). Часто ядра ооидов и пизолитов образованы обломками циркона размером в несколько микрометров.

Циркон часто встречается во всех венгерских месторождениях. Особенно богаты им нежайские бокситы, где, по мнению Кишша [250], наиболее высоко содержание тяжелых минералов. Столбчатые кристаллы циркона здесь имеют размер 200—1000 мкм и несут явные следы истирания (рис. 138). В залежи Ракхедь месторождения Искасентдьёрдь, по данным Антала, наряду с окатанными зернами циркона можно встретить несколько игольчатых идиоморфных зерен, которые автор считает эпигенетическими.

Особенно часто встречаются цирконы в триасовых бокситах плато Лика [399], а также на Северном Урале [61].

Цирконы из боксита месторождения Кампо-Феличе в Абруцци и месторождения Бриньоль во Франции как изоморфную примесь содержат небольшое количество иттрия, скандия и фосфора, т. е. это разности, переходные к ксенотиму [54]. В последнее время такой циркон был обнаружен также в бокситах месторождений Нежа и Надьхаршань в Венгрии; большая часть зерен имеет размер 1—5 мкм.

АНДАЛУЗИТ $Al_2(SiO_5)$. Андалузит встречается в виде обломочных зерен в небольшом количестве в залежи Ле-Канонетт во Франции [128], кроме того, он был обнаружен Венделем и др. [459] в залежи Багойхедь месторождения Гант.

ДИСТЕН (КИАНИТ) $Al_2(SiO_5)$. Также встречается в форме обломочных зерен. В небольших количествах был обнаружен в Ньираде, Халимбе, Кишлёде, Эплени и Ганте [459]. По данным Деманжона [128], дистен встречается в большинстве французских месторождений; особенно часто в районе гор Альпий и Сень-Шиньян. Минерал попал в бокситы как продукт размыва кристаллических пород Центрального массива.

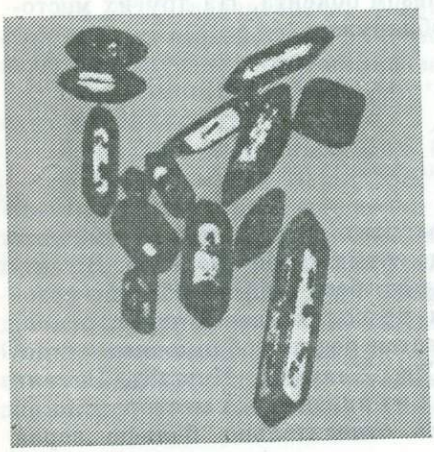


Рис. 138. Столбчатые кристаллы циркона из боксита месторождения Нежа, Венгрия [250]. Иммерсионный препарат, ув. 50.

Региональный метаморфизм может вести к образованию дистена в боксите. Де Перонне [363] в слабометаморфизованных залежах к северу от Аланьи в Турции наблюдал хорошо образованные кристаллы дистена размером 79—170 мкм. Количество их составляет здесь несколько десятых долей процента. Шарова и Глазунова [381] в одном образце диаспор-шамозитового черного северовьетнамского боксита обнаружили присутствие приблизительно 8 % дистена, который также образовался в результате метаморфизма. В наждаке острова Наксос содержится до 5—10 % дистена [338].

СТАВРОЛИТ $2Al_2(SiO_5) \cdot Fe(OH)_2$. Обломочные зерна ставролита обнаружены в бокситах, но они менее распространены, чем дистен. Изредка встречаются в линзах месторождения Халимба—Маломвёльдь X [465]. Зерна ставролита были обнаружены Анталом [11] в залежи Ракхедь месторождения Искасентдьёрдь, а Вёрёшем и Гече [466] — в месторождении Надьедьхаза. По мнению Деманжона [128], ставролит можно встретить в небольших количествах в большинстве французских бокситов.

Ставролит может образоваться в бокситах в процессе регионального метаморфизма. Так, в наждаке острова Наксос его количество превышает 1 % [338].

ТОПАЗ $Al_2(OH, F)_2(SiO_4)$. Ёнай [333] обнаружил топаз в сильно метаморфизованном боксите и наждаке Западного Тавра в Турции. Так же, как диаспор, топаз образует мелкие призматические, идиоморфные зерна. Местами мелкие зерна топаза выделялись по трещинам.

ТИТАНИТ $CaTi(SiO_5)$. Как обломочные зерна встречается относительно редко. Среди венгерских месторождений до настоящего времени только в залежи Дарвашто месторождения Ньирад и залежи Маломвёльдь месторождения Халимба удалось обнаружить несколько зерен титанита [459]. Титанит был обнаружен также и в югославском месторождении Гребничка-Планина [313] и в ямайском боксите [412].

В бокситах плато Лика Шинковец [399] встретил аутигенные зерна титанита величиной 50—200 мкм. Местами этот минерал выполняет тонкие прожилки. Часто встречаются аутигенные зерна титанита в девонских бокситах Северного Урала. Минерал образует относительно крупные кристаллы. Часто представляет собой продукт выветривания ильменита и в таком случае встречается вместе с рутилом и кальцитом. Диаспоровые жилы в Ивдельских залежах местами содержат большие идиоморфные кристаллы титанита [58, 61].

ХЛОРИТОИД $Fe_2^{2+}AlAl_3[(OH)_4O_2(SiO_4)_2]$. Обычно образуется в процессе регионального метаморфизма бокситов. Например, в метаморфизованном боксите во Французских Альпах (Вануаз) содержится 50—70 % хлоритоида. В большинстве случаев хлоритоид микрокристаллический и равномерно распределен по породе. Однако местами встречаются зеленоватые крупные кристаллы [144] вместе с пирофиллитом, феррокарфолитом, диаспором, гематитом и мусковитом [173]. В некоторых местах хлоритоид замещается парагонитом.

Частично метаморфизованный боксит с острова Самос содержит 2—13 % хлоритоида [279], но в наждаке острова Наксос этот минерал отсутствует. В наждаках Западного Тавра по результатам многочисленных исследований Ёная [333] в среднем содержится 12 % хлоритоида. Некоторые наждаки исключительно богаты хлоритоидом и содержат его до 30—70 %. В диаспоровых бокситах обнаружено 10—40 % хлоритоида. Хлоритоид образует пластинчатые идиоморфные кристаллы. В трещинах породы иногда встречаются темно-зеленые кристаллы хлоритоида размером до 5—6 см.

К северу от Аланьи в горах Восточного Тавра известны в различной степени метаморфизованные бокситы. Эти бокситы, по данным де Перонне

[363], в среднем содержат 50 % хлоритоида, а в некоторых образцах его количество достигает 80 %. Частично хлоритоид распределяется в основной массе, частично же заполняет внутреннюю часть ооидов, но часты также и хлоритоидные выполнения трещин. Шарова и Глазунова [381] в нескольких образцах слабометаморфизованных вьетнамских бокситов нашли от 1 до 25 % хлоритоида.

На Обуховском месторождении Салаирского кряжа близ магматических тел боксит претерпел термальный метаморфизм и содержит несколько процентов хлоритоида вместе с корундом, диаспором и маргаритом [61]. В небольших количествах хлоритоид был обнаружен также и в слабометаморфизованных бокситах Памира [260].

5.3.2.2. Диортосиликаты

ЭПИДОТ $Ca_2 (Fe^{3+}, Al) Al_2 [(O, OH), SiO_4 \cdot Si_2O_7]$. Встречается в виде обломочных зерен. По данным Венделя и др. [459], эпидот часто встречается в ньирадских и халимбайско-маломвёльдьских бокситах и редко в бокситах месторождений Сёц, Халимба, Кишлёд, Эплень, Искасентдьёрдь и Гант. Вёрёш и Гече [466] обнаружили эпидот в бокситах месторождения Надьедьхаза.

В Болгарии в боксите Трынского месторождения Каранов [227] обнаружил несколько зерен эпидота. Он встречается также в бокситах Приангарья [304]. К редким терригенным минералам относят эпидот в бокситах Южного Тимана [195].

КЛИНОЦОИЗИТ $Ca_2Al_3 [(O,OH) SiO_4 \cdot Si_2O_7]$. Клиноцоизит очень редкий обломочный минерал в бокситах месторождений Ньирад, Сёц и Эплень [459].

ОРТИТ $(Ca, Ce)_2Fe^{2+}, Fe^{3+} + Al_2 [(O, OH) SiO_4 \cdot Si_2O_7]$. Очень редко встречающийся обломочный минерал, в бокситах отмечен в месторождениях Ньирад, Халимба — Маломвёльдь, Кишлёд и Гант [459].

ЦОИЗИТ $Ca_2Al_2 [(O,OH) SiO_4 \cdot Si_2O_7]$. Цоизит — очень редкий обломочный минерал бокситов. По данным Венделя и др. [459], его можно встретить изредка в халимбайско-маломвёльдьских залежах и очень редко в ньирадских и сёцких бокситах. В бокситах Южного Тимана цоизит упоминается как редкий терригенный минерал [190].

ВЕЗУВИАН $Ca_{10} (Mg, Fe)_2 Al_4 [(OH)_4 (SiO_4)_5 (Si_2O_7)_2]$. Очень редкий обломочный минерал бокситов, отмечен в месторождениях Ньирад, Сёц, Кишлёд, Эплень и Гант, а также Халимба—Маломвёльдь [459].

5.3.2.3. Кольцевые силикаты

БЕРИЛЛ $Al_2Be_3 (Si_6O_{18})$. Берилл был обнаружен Кишшем [250, 252] в количестве нескольких сотых процента в бокситах месторождений Нежа и Гант.

ТУРМАЛИН $Na (Mg, Fe^{2+}, Mn, Li, Al)_3 Al_6 [(OH)_4 (BO_3)_3 \cdot (Si_6O_{18})]$. Турмалин распространенный обломочный минерал бокситов, был обнаружен во всех венгерских месторождениях. Относительно редко встречается в халимбайских залежах и наиболее распространен в эпленьских бокситах [459]. Во французских бокситах турмалин является одним из наиболее часто встречающихся обломочных минералов. В месторождениях Лангедока длина его зерен достигает 500—1000 мкм, а в горах Альпий составляет только 150 мкм [128]. По мнению Никола [324], в залежи Мазог, расположенной вблизи Бриньоля, турмалином особенно богаты ооидный боксит в слое толщиной почти 25 см, расположенном в средней части залежи. Зерна крупные, наибольшие из них имеют длину 0,5—1,0 мм.

Турмалин обнаружен в большинстве югославских и ямайских бокситов [412]. По данным Шюллера [393], он част в бокситах месторождения Гунсянь в провинции Хэнань в Китае.

Аутигенные зерна турмалина были обнаружены Орловым [330] в небольшой бокситовой залежи, расположенной недалеко от Мойтина в Словакии; здесь минерал встречается в виде сферолитов игольчатых кристаллов. По данным Папиу и др. [347], румынский боксит близ Хацега содержит как обломочный, так и аутигенный турмалин, кристаллы последнего имеют размер 40—60 мкм.

В процессе метаморфизма бокситов также может образовываться незначительное количество турмалина. Лаппаран [279] обнаружил турмалин в метаморфизованном боксите острова Самос. В наждаках острова Наксос турмалин заполняет трещины [338].

5.3.2.4. Цепочечные и ленточные силикаты

ПИРОКСЕНЫ. В боксите встречаются редко и в количестве не более нескольких сотых долей процента, обычно как обломочные зерна. Из-за малых размеров зерен и их выветрелости точное определение минералов невозможно.

На венгерских месторождениях до настоящего времени пироксены были обнаружены в очень небольшом количестве на месторождениях Ньирад, Халимба—Маломвёльдь, Кишлёд, Эплень и Гант [459]. В Италии в небольшой бокситовой залежи, расположенной недалеко от Кузано-Мутри в горах Матесе, автором были обнаружены псевдоморфозы бёмита по пироксену (рис. 73). На снимке хорошо видны характерные для пироксена трещины спайности, которые сохранились и в псевдоморфозе.

АМФИБОЛЫ. Амфиболы также редки в карстовых бокситах и встречаются исключительно как обломочные зерна. Из-за малых размеров зерен невозможно более детальное определение. Амфиболы были обнаружены в бокситах месторождений Ньирад, Сёц, Халимба, Кишлёд, Искасентдьёрдь и Гант [459]. Довольно часто они встречаются в халимбайско-маломвёльдьских залежах, обнаружены также в боксите Надьедьхаза [466].

Ткаченко и Большун [441] обнаружили несколько зерен амфибола в богословских бокситах на Урале. Дюбул-Разаве и Перине [140] определили амфибол, найденный в боксите гор Альпий во Франции, как глаукофан.

МАГНЕЗИОКАРФОЛИТ $(Fe^{2+}_{0,3}Mg_{0,7})\ (Al_{0,95}Fe^{3+}_{0,05})\ Si_2O_6\ (OH)_4$. Этот минерал был обнаружен Гоффе и др. [172] во французском боксите из Вануаз. Минерал богаче магнием, чем феррокарфолит, найденный де Роовером на острове Сулавеси в 1951 г. В вануазском боксите минерал встречен в следующем парагенезисе: хлоритоид > пирофиллит > парагонит > мусковит > магнезиокарфолит > диаспор > гематит > хлорит. Минерал встречается в виде призм длиной 100—200 мкм. Образование его происходило при низких температурах, но под большим давлением — приблизительно при 360°С и давлении 4—6 кбар, что соответствует лавсонит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

5.3.2.5. Листовые силикаты

А. Группа каолинита

КАОЛИНИТ $Al_4\ (OH)_8\ (Si_4O_{10})$. Каолинит — наиболее распространенный глинистый минерал в карстовых бокситах. Его можно встретить почти во всех структурных элементах боксита. До настоящего времени чисто каолинитовые конкреции обнаружены не были, и, наоборот, большинство

конкреций или вообще не содержит каолинита или содержит его в небольшом количестве.

Степень упорядоченности кристаллической структуры каолинита, находящегося в бокситах, может быть разнообразной: а) высокоупорядоченная, б) не упорядоченная относительно оси *b*. По исследованиям автора, большая часть каолинита венгерских бокситов относится к низкоупорядоченным. Особенно неправильно размещенной относительно оси *b* является черсегтомайская бокситовая глина. Наиболее упорядоченными являются эпигенетические каолинитовые выделения.

По мнению Перине [360], каолинит залежи Пегро, расположенной недалеко от Бриньоля, в бокситовой глине на подошве имеет высокую упорядоченность, а в боксите промежуточную. По мнению Перине, кристаллы каолинита совершеннее там, где меньше органического вещества в боксите, однако автор не дает объяснения причин такой закономерности.

Эпигенетический каолинит, выделенный из многих югославских, французских, испанских бокситов, по данным автора, всегда высокоупорядоченный. Однако в основной массе окружающего боксита автором был обнаружен также и каолинит менее упорядоченный.

Описанный Каршулиным [230] *прокаолин* из югославского боксита по последним данным не может считаться самостоятельным минералом, а представляет собой низкоупорядоченный каолинит.

ДИККИТ $Al_4(OH)_8(Si_4O_{10})$. В карстовых бокситах встречается редко и его обычно мало. Небольшое количество диккита было обнаружено Бенеславским [61] в бокситах Северного Урала, а также в Боксонских, Татарских и Краснооктябрьских залежах и в залежи Гунсянь в Китае. Этот автор связывает образование диккита с сидеритизацией и хлоритизацией боксита, обычно с его восстановлением. Папиу и др. [347] в глинистых частях залежей месторождения Хацег обнаружили 10—20 % диккита в сопровождении каолинита. В одной из проб содержание диккита увеличивается до 89 %. Его считают продуктом выветривания мусковита. Карапетов [228] в некоторых залежах на Памире обнаружил 25—30 % диккита.

В бокситах Венгрии известно несколько эпигенетических местопроявлений диккита. Например, Барнабаш [501] в желтовато-коричневом глинистом боксите верхней части Черешской залежи месторождения Халимба обнаружил белые гнезда, которые по результатам рентгеновских и термических исследований состоят из смеси диккита и каолинита. В открытых разработках близ города Шюмег на границе боксита с известняком был обнаружен белый рыхлый, пористый слой толщиной в несколько сантиметров, который содержит 40 % диккита и 50 % каолинита [32—35]. Причины и условия эпигенетического образования диккита пока не известны.

НАКРИТ $Al_4(OH)_8(Si_4O_{10})$. Встречается еще реже диккита и был описан Бенеславским [61] в североуральских бокситах. Кроме того, им обнаружены тонкие пленки и корки накрита, которые иногда вместе с небольшим количеством диккита встречаются в трещинах боксита Боксонского месторождения, где накрит, по всей вероятности, имеет эпигенетическое происхождение.

МЕТАГАЛЛУАЗИТ $Al_4(OH)_8(Si_4O_{10})$. Редкий минерал карстовых бокситов, до сих пор был обнаружен всего в восьми месторождениях. В Португалии в залежи бокситовой глины, расположенной вблизи Андориньи, наряду с преобладающим каолинитом содержится приблизительно 10—20 % метагаллуазита [149]. В Словении в основной массе боксита небольшой залежи вблизи Храста, содержащей 10—20 % каолинита, автор обнаружил 4—10 % метагаллуазита. В средней части залежи можно наблюдать постепенный переход хорошо слоистой бокситоподобной глины толщиной 30 см в боксит (цветной рис. 11). В переходной зоне автором было обнаружено

30—40 % метагаллуазита и 10 % каолинита, а хорошо слоистая бокситоподобная глина содержит 80—96 % метагаллуазита. Каолинит здесь полностью отсутствует. В некоторых слоях появляется также и 4—5 % галлуазита.

Шавничар и др. [384] в четырех из 47 бокситовых проб из района Мостара в Югославии обнаружили несколько процентов метагаллуазита вместе с главным глинистым минералом — каолинитом. Лукович [288] во вторично ресилифицированных бокситах месторождения Никшичка-Жупа в Черногории местами наблюдал незначительное количество метагаллуазита. Автором же данной книги в охро-желтом ооидном боксите болгарского месторождения Трын было обнаружено 5 % метагаллуазита и 15 % каолинита.

Четвертичные бокситы тихоокеанских островов наряду с каолинитом и галлуазитом содержат также и 0,5—2 % метагаллуазита. Гипергенное выделение метагаллуазита было обнаружено автором в образцах боксита из переотложенных залежей Вьетнама. Содержание этого минерала составляет 3—6 %, он образовался в результате поверхностного окисления хлорита и шамозита палеозойского боксита. Метагаллуазит концентрируется исключительно в окисленной зоне на поверхности серых и зеленых бокситовых галек. Состав такой бокситовой гальки и продуктов ее выветривания представлен в табл. 39.

ГАЛЛУАЗИТ, $Al_4(OH)_8(SiO_{10}) \cdot (H_2O)_4$. Чисто галлуазитовые бокситы составляют только 0,1 % всех карстовых бокситов. По-видимому, 10 % составляют бокситы, в которых наряду с каолинитом присутствует также галлуазит. Обычно это самые молодые бокситы, не перекрытые какими-либо более молодыми слоями (табл. 22).

В тульско-рязанских месторождениях галлуазит является наиболее распространенным силикатным минералом. Он образуется за счет медленной раскристаллизации аллофана. Такой пористый боксит автор на основании его петрографического характера и формы залегания относит к плиоценовому или даже к четвертичному времени.

Гнезда галлуазита были обнаружены автором в желтом боксите, залегающем в верхних частях халимбайско-маломвёльдьских залежей. Гнезда имели диаметр несколько сантиметров, снежно-белый цвет и высокую пористость. Галлуазит в них сопровождался незначительным количеством алунита [37].

Галлуазит встречается также в корках на подошве. Так, например, в черсегтомайских залежах в Венгрии в гиббситовых корках был обнаружен чистый галлуазит в виде округлых снежно-белых почкообразных выделений, плотных, мыльных на ощупь, с раковистым изломом [33]. Чисто галлуазитовые гнезда, по расположению и характеру подобные черсегтомайским, были обнаружены в меловых бокситовых залежах гор Киона в Греции [49]. Под электронным микроскопом видно, что галлуазитовые кристаллы представляют собой трубочки длиной 0,3—1,0 мкм и шириной 0,05—0,1 мкм, что хорошо согласуется с описанной в специальной литературе формой галлуазита. Для залежи Юфола, расположенной на юго-востоке Прибрежной Равнины в США, Кларк [109] описал гиббситовые и галлуазитовые выделения по границе с известняком подошвы.

Весьма вероятно, что при дальнейших минералогических исследованиях выделения и гнезда галлуазита будут обнаружены близ подошвы еще во многих месторождениях боксита.

Б. Группа серпентина

По данным Бенеславского [61], серпентин выполняет эпигенетические трещины в боксонских и салаирских бокситах; более точного определения минералов этой группы не приведено.

В. Группа хлоритов

ШАМОЗИТ $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)_6 (OH)_8 (Si_2Al_2O_{10})$. К настоящему времени шамозит обнаружен в 33 месторождениях карстовых бокситов. Среднее его количество в большинстве случаев составляет 1—5 % и только в двух месторождениях превышает 20 % — это месторождения триасового и пермского возраста в Иране в окресности Джаджерма.

Шамозитом могут обогащаться отдельные части залежей, прежде всего серые, зеленые и темно-коричневые бокситы; иногда содержание его может достигать 40—60 %. Даже в этих случаях шамозит редко является единственным глинистым минералом, чаще всего он сопровождается каолинитом и реже лептохлоритами (таблица в разд. 5.2.2.3).

В венгерских бокситах шамозит встречается довольно редко. Единственное месторождение, содержащее заметные количества этого минерала,— это Гант, поверхностные разработки Уйфелтараш. Здесь в верхней части залежи имеется довольно твердый, богатый железом, зеленоватый боксит в виде слоя мощностью 0,5—2,0 м, книзу он постепенно переходит в желтовато-коричневый боксит. По данным автора, в этом боксите с содержанием SiO_2, равным 10—15 %, содержание шамозита в среднем составляет 30—50 %. В большинстве случаев шамозитом обогащена основная масса боксита, где его содержание может достигать 50—80 %, а в бокситовых гальках в боксите с конгломератовой структурой содержится только 5—20 % шамозита. Состав боксита в основном бёмитовый, с небольшим количеством гиббсита. С повышением содержания шамозита снижается количество гиббсита, но содержание бёмита остается почти неизменным. Как правило, содержащие шамозит бокситы являются преимущественно диаспоровыми или диаспор-бёмитовыми, чисто гиббсит-шамозитовые бокситы, по крайней мере до настоящего времени, не известны.

На территории Средиземноморской бокситоносной провинции, в Югославии, Греции и в Румынии, можно встретить богатые шамозитом бокситы. Например, в нижней части среднетриасовой бокситовой залежи, расположенной близ города Любляны в Югославии, залегает серый и зеленовато-серый глинистый боксит (мощность его слоя несколько метров), который, по исследованиям автора, содержит 30—40 % феррошамозита и 10—30 % каолинита. В том же стратиграфическом горизонте в нижней части залежей на плато Лика также можно встретить зеленовато-серый глинистый боксит и бокситовую глину, содержащие от 20 до 50 % шамозита. В обоих случаях шамозит находится главным образом в основной массе.

В Греции, в горах Парнас и Киоры, в залежах туронского зеленого боксита между серым пиритовым и красным гематитовым бокситами автором определено присутствие 30—40 % шамозита. В то же время шамозит полностью отсутствует в соседних слоях боксита, а его место занимает каолинит [49]. В некоторых пробах серовато-коричневого боксита, отобранных из раннемальмского горизонта в окрестностях Дистомона, автор также обнаружил 30—40 % шамозита. В самой верхней части залежи Кефанедес в горах Геликон автором был обнаружен ярко-зеленый боксит, содержащий 10—40 % шамозита, и несколько процентов ортохлорита и каолинита [38].

В некоторых залежах румынского месторождения Падуреа-Краюлуи близ кровли имеется слой толщиной 10—30 см зеленого и зеленовато-серого боксита, который, по данным автора, содержит 50—80 % ферро- и ферришамозита. Сопровождается он незначительным количеством каолинита, диаспора, бёмита и гётита. Следует обратить внимание на то, что здесь шамозитом обогащена не только основная масса боксита, но и ооиды.

Особенно обогащены шамозитом зеленые и серые восстановленные бокситы девонских залежей на Урале. Здесь этот минерал встречается в ас-

социации с каолинитом и лептохлоритом [61]. Помимо основной массы шамозитом обогащаются также диагенетические ооиды и пизолиты [382]. В зеленых, серых и черных бокситах, главным образом в основной массе и ооидах, северовьетнамских пермских залежей было обнаружено 40—60 % шамозита, который большей частью сопровождался каолинитом в количестве нескольких процентов.

Шамозит в большинстве случаев распределен тонкодисперсно в основной массе как сингенетический минерал. Реже он встречается в качестве диагенетического минерала в ооидах и пизолитах. Эпигенетическое образование шамозита отмечается редко. Оно было описано Горбачевым [176, 177] в боксите Чусовского района на западном склоне Урала. Исследованные пробы были отобраны из скважин с глубины 1700—2200 м. Шамозит в них сопровождался каолинитом, диаспором и бёмитом. По мнению Горбачева, шамозит образовался в восстановительных условиях при взаимодействии богатого железом боксита и кремнекислоты грунтовых вод.

В ходе гипергенных процессов шамозит не образуется, напротив, шамозитовые бокситы на выходах постепенно разрушаются: окисляясь, переходят в каолинит, гематит и гётит (табл. 38, 39 и 40).

СТРИГОВИТ 2 $(Fe^{2+}, Mg)\,O \cdot (AlFe^{3+})_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. По мнению Сердюченко [425], стриговит по химическому составу представляет собой промежуточную разновидность между шамозитом и делесситом. На основании исследований Шаровой и Рудновой [382] стриговит является одним из главных минералов хлоритовой группы в южноуральских бокситах. По мнению Сапожникова [421], в так называемых диаспор-хлоритовых породах, которые по простиранию сменяют бокситовые залежи (практически это глинистые бокситы и бокситовые глины), можно найти стриговит. Этот минерал встречается как в основной массе породы, так и в ооидах и пизолитах. Стриговит трудно отличить рентгенографически от более распространенного шамозита. Содержание его составляет 30—50 %. По мнению Сапожникова, стриговит может быть как сингенетическим, так и диагенетическим. В то время как бокситовые залежи накапливались вдоль берега, но еще на суше, эти бокситовые глины образовались в восстановительных условиях прибрежной морской зоны. Состав, pH и окислительно-восстановительный потенциал морской воды способствовали образованию стриговита. Других находок стриговита не известно.

НИМЕЗИТ $(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ni, Mg, Ti)_{2,6}\,(Si, Al)_2O_{4,5}\,(OH)_{4,5}$. В Греции в бокситовой залежи, расположенной недалеко от Мармары, де Вейсс [480] близ подошвы обнаружил зеленую, богатую никелем бокситовую глину. Максимович [290, 291] обнаружил наличие нового, богатого никелем минерала группы септехлорита, который был им назван нимезитом, потому что кристаллическая структура ближе всего была схожа со структурой амезита. Для минерала характерны ярко-зеленый цвет и чрезвычайно мелкие размеры зерен. Боксит здесь является продуктом латеритного выветривания ультрабазитов и содержит значительное количество никеля. В ходе бокситизации в карсте часть Al, Fe, Si и Ni перешла в раствор и просочилась вниз. У подошвы за счет повышения щелочности грунтовых вод выделился нимезит. В других бокситах данный минерал пока не известен.

ДОНБАССИТ, ИЛИ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЙ ХЛОРИТ (СУДОИТ) $Al_2\,[(OH)_2 \cdot AlSi_3O_{10}]\,Al_2\,(OH)_6$. До настоящего времени встречен на 11 месторождениях карстовых бокситов. Вероятно, он присутствует и в других месторождениях, но диагностика его очень трудна, особенно в присутствии триоктаэдрических хлоритов. Минерал встречается главным образом в глинистых бокситах и бокситовых глинах в ассоциации с каолинитом, тонкодисперсный встречается в основной массе боксита и имеет, вероятно, синге-

нетическое или раннедиагенетическое происхождение. Вторичные выделения донбассита в боксите не известны.

Впервые этот минерал был обнаружен Кайер и Побегеном [96] в небольших залежах Сен-Поль-де-Фенуйе, расположенных во Французских Пиренеях, под названием диоктаэдрического алюминиевого хлорита. Бокситовые глины этого района содержат 40—60 % донбассита, и это наиболее высокое его содержание в боксите, которое известно до сего времени. По данным Ахмада и Джонса [2], глинистые бокситы и бокситовые глины Багамских островов содержат 33—55 %, а бокситовые глины Кайманских островов 30—40 % диоктаэдрического хлорита.

Несколько процентов диоктаэдрического хлорита было обнаружено автором в бокситовых залежах вблизи Спинаццолы в Италии и в бассейне реки Савини в Югославии, а также в некоторых пробах боксита из залежей сенонского возраста гор Грмеч и залежи Врсар на полуострове Истрия. Комбом [113] донбассит обнаружен в количестве 2—16 % в арьежских бокситах, а Келлером [233а] — в миссурийском диаспоровом глинистом боксите.

Донбассит распространен в эпленьских бокситах в Венгрии. Содержание минерала здесь немного меньше, чем каолинита; в верхней, глинистой части залежи оно достигает 20 % [39, 40].

КУКЕИТ $Al_2(OH)_2AlSi_3O_{10} \cdot LiAl_2(OH)_6$. Был обнаружен Врублевской и др. [467] в Джалаирской бокситовой залежи Туркестанского хребта, где он встречается совместно с пирофиллитом. По данным детального кристаллографического анализа авторов, минерал хорошо окристаллизован, однослойный, триклинный, образовался в ходе метаморфизма бокситов за счет взаимодействия пирофиллита и растворов, богатых литием.

Гоффе [171] обнаружил кукеит в слабометаморфизованном боксите Вануаза во Франции; он либо заполняет тонкие трещинки, либо включен в основную массу боксита и образует микроскопические кристаллы в ассоциации с хлоритоидом, диаспором, пирофиллитом и гематитом. Вероятно, он также образовался в ходе метаморфизма бокситовой залежи.

ОРТОХЛОРИТЫ. Распространены в карстовых бокситах ограниченно. Гедеон [165] предполагал, что содержащийся в венгерском боксите магний преимущественно связан с хлоритами, главным образом с *клинохлором*. Малые количества хлорита не поддаются определению ни рентгеновскими, ни термическими методами, поэтому это предположение до настоящего времени подтвердить однозначно не удалось. Только в некоторых видах бокситов месторождения Надьхаршань автору удалось обнаружить 1—4 % ортохлорита, а в одной из проб зелено-коричневого глинистого боксита было определено 8 %. Точно определить данный минерал возможности не было, но его рентгеновские данные ближе всего к *прохлориту* [31—35].

В месторождении Унтерлаусса в Австрии в сером боксите автор обнаружил 10 % *диабантита*. Боксит бёмитовый, главным глинистым минералом в нем является каолинит, который в сером боксите составляет 20—30 %. В пробах зелено-серого глинистого боксита и бокситовой глины залежи Враце на плато Лика автор обнаружил 10—20 % *клинохлора*, 20—40 % шамозита, в отдельных пробах был обнаружен также каолинит. Тонкодисперсные ортохлориты находятся в основной массе бёмит-диаспорового боксита и имеют, по всей вероятности, сингенетическое и раннедиагенетическое происхождение. Зеленоватые бобовины из проб диаспорового боксита с афганского месторождения Кандахар содержат 30—50 % диагенетического *прохлорита*. В красном диаспоровом боксите острова Аморгос (Греция) во многих местах можно было наблюдать темно-зеленые жилки мощностью от миллиметра до сантиметра, состоящие, по исследованиям автора, из *клинохлора*. В данном случае минерал однозначно эпигенетический.

Таким образом, ортохлориты в карстовых бокситах могут быть син-, диа- и эпигенетическими, но последние встречаются довольно редко. Ортохлориты до настоящего времени были найдены только в диаспоровых и бёмитовых бокситах.

Кроме ортохлоритов, образовавшихся в бокситах, во многих месторождениях были обнаружены терригенные обломочные ортохлориты в количестве не более сотых или десятых долей процента. В Венгрии в гантском боксите Кишш [252] определил несколько обломочных зерен *пеннина*. Вёрёш [463] в залежи Йожеф месторождения Искасентдьёрдь обнаружил темно-зеленые зерна обломочного хлорита размером 150—300 мкм, источником которых автор считает метаморфические породы. Вендель и др. [459] в ньирадском боксите и на месторождении Кишлёд также обнаружили зерна обломочного хлорита.

ЛЕПТОХЛОРИТЫ. В карстовых бокситах вообще встречаются чаще, чем ортохлориты, но в венгерских бокситах до настоящего времени обнаружены не были. Они встречаются почти исключительно в восстановленных зеленых и серых бокситах, и содержание их составляет 20—40 %, иногда 40—60 %. Особенно часто встречаются лептохлориты в девонских бокситах Северного и Среднего Урала, а также в бокситах Бердского и Боксонского месторождений. По данным Бенеславского [61], тонкодисперсные лептохлориты встречаются в основной массе бокситов, а также в ооидах и пизолитах. В некоторых случаях наблюдались псевдоморфозы лептохлорита по пириту и сидериту. На Северном Урале по падению в залежах каолинит постепенно сменяется хлоритом, и на глубине больше 500 м этот минерал является главным силикатным минералом. По мнению Шаровой и Рудновой [382], в североуральских залежах главным лептохлоритовым минералом является *тюрингит*.

Тюрингит удалось обнаружить также и в отдельных богатых железом афганских бокситах. Большая часть нескольких проб состояла из данного минерала. Автором был обнаружен тюрингит в количестве 5—10 % наряду с 20—30 % каолинита в отдельных пробах боксита барремского горизонта в горах Грмеч в Югославии. В зеленом глинистом боксите, взятом из верхней части бокситового тела в открытом карьере Лескале Арьежского месторождения, автор определил присутствие 30 % тюрингита и меньшего количества каолинита.

По результатам выполненных автором исследований, зелено-серый глинистый боксит из словенского месторождения Велика-Планина содержит 40—50 % *дафнита*. В некоторых образцах диаспорового боксита этот минерал сопровождается небольшим количеством каолинита. Присутствие дафнита и бавалита было обнаружено также и в североуральских девонских бокситах [61].

По мнению Папиу и др. [346], в рудах Падуреа-Краюлуи больше всего лептохлорита содержат зеленые и черные бокситы — 3—17 %, частично восстановленные коричневые бокситы — 3—11 %, а красные окисленные — 0—3 %. Несколько процентов лептохлорита было обнаружено и в бокситах месторождения Хацег [347]. Данный минерал был найден также в сером восстановленном боксите Соходолского месторождения в Румынии в количестве 10—30 % [346].

Происхождение лептохлоритов в бокситах сингенетическое или диагенетическое. Подобно шамозиту и ортохлоритам, лептохлориты встречаются только в диаспоровых и бёмитовых бокситах, а в гиббситовых их нет. Лептохлоритовых зерен обломочного происхождения в бокситах до настоящего времени обнаружить не удалось.

НАБУХАЮЩИЕ ХЛОРИТЫ. К данной группе относятся такие хлоритовые минералы, которые при обработке глицерином набухают и их

базисные расстояния увеличиваются с 14 Å до 16—18 Å. Кайер и Побеген [96] описали его в боксите под названием «псевдохлорит» и определили, что содержание его в трех пробах красного боксита месторождения Бедарьё равно 3—5 %, в одной пробе розового боксита месторождения Казуль-ле-Безье — 4 % и, наконец, в светло-желтом боксите Сень-Шиньяна — 6 %. Все образцы сложены в основном бёмитом; набухающий хлорит в них сопровождается большим или меньшим количеством каолинита. Минералогические определения подтверждаются содержанием в пробах 0,3—1,3 % MgO. Следует отметить, что каждая из проб являлась окисленным бокситом.

Г. Группа слюд и гидрослюд

МУСКОВИТ $KAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$. Встречается в боксите в форме обломочных зерен. В венгерских месторождениях мусковит обнаружен в количестве от нескольких тысячных до нескольких сотых процента: Кишш [252] выявил его в боксите месторождения Гант; Вёрёш [463] — Искасентдьёрдь; Вёрёш и Гече [466] — Надьедьхаза; Бардошши [39] — Эплень. По мнению Венделя и др. [459], мусковит можно обнаружить в бокситах Ньирада, Сёца, Халимбы и Кишлёда.

По данным Папиу и др. [346], в бокситах румынского месторождения Соходол содержится приблизительно 1 % мусковита. Выделения мусковита в большинстве случаев имеют длину 200—400 мкм и изогнутую форму (рис. 139). В бокситовых глинах румынского месторождения Хацег, по мнению Папиу и др. [347], в большинстве случаев содержится 2—4 % мусковита, а в некоторых образцах 9 %. Оба конца снопообразных сростков мусковита длиной 200—400 мкм чаще всего каолинизированы.

В большинстве бокситов Средиземноморской провинции содержание мусковита меньше десятых долей процента. Исключением можно считать глинистый боксит и бокситовую глину, которые содержат 1—10 % мусковита и расположены в самом низу залежи открытого карьера Брош, находящегося недалеко от Бриньоля; источником мусковита в них считается кристаллический фундамент [372].

В ямайских бокситах отмечены единичные находки зерен мусковита [210], так же как и во всех бокситах Карибской бокситоносной провинции. Больше всего мусковита содержится в китайских бокситах. По мнению Шюллера [393], в залежах месторождения Гунсянь в среднем содержится 5—20 % мусковита. Мусковит встречается как в основной массе боксита, так и в бокситовых гальках, ооидах и пизолитах. Часть зерен каолинизирована. В прочих месторождениях Китая мусковит содержится в таких же или немного меньших количествах [61]. В кембрийском боксите Боксонского месторождения содержание мусковита не превышает нескольких процентов [331].

Рентгенографическими исследованиями автором было обнаружено приблизительно 10 % мусковита в нескольких образцах боксита с острова Аморгос в Эгейском море. Мусковит сопровождался таким же количеством парагонита. На ближайшем острове Самос под влиянием регионального метаморфизма в бокситах образовалось почти 15—20 % мусковита, который сопровождается немного меньшим количеством хлоритоида. Из первоначальных минералов боксита в значительной мере сохранились диаспор, каолинит и гематит [279]. Такое же явление наблюдается в залежах наждаков и частично метаморфизованных бокситов, расположенных в западной части полуострова Малая Азия. Эти залежи, по мнению Ёная [333], часто содержат 15—30 % мусковита, который большей частью встречается вместе с маргаритом; Ёнаем, кроме того, в некоторых трещинах боксита обнаружены также псевдоморфозы мусковита по диаспору.

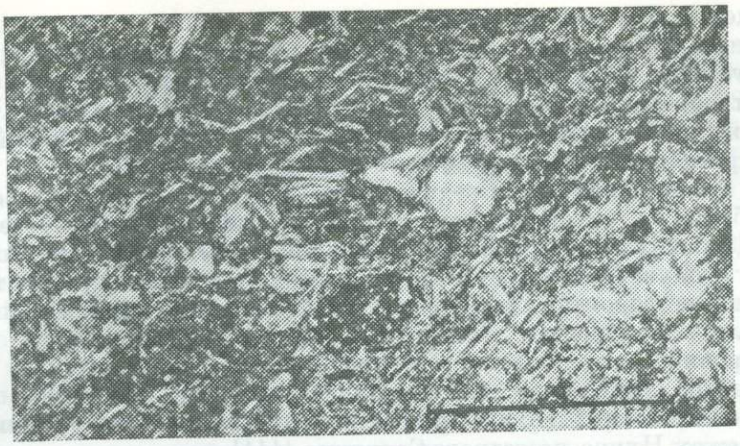


Рис. 139. Зерна мусковита обломочного происхождения из бокситa месторождения Соходол-Цимпени, Румыния [346].
Прозрачный шлиф при одном николе.

В слабометаморфизованном боксите Вануаза во Франции Гоффе и Салиот [173] обнаружили мусковит главным образом как выполнение тонких трещинок. Мусковит встречается в ассоциации с парагонитом; по мнению авторов, он образовался под воздействием щелочных растворов.

Наиболее сильно метаморфизованный наждак острова Наксос также содержит мусковит. Им обогащены в первую очередь гидротермальные жилы, которые пронизывают породу и содержат также корунд, маргарит, магнетит и турмалин [338]. Гидротермальный мусковит упоминается [331] в Боксонском месторождении. Тонкие гидротермальные прожилки кроме мусковита содержат хлорит, пирит и кальцит. Вдоль контактов прожилков наблюдаются признаки метасоматического замещения минералов.

ПАРАГОНИТ $NaAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$. Известны два случая находок этого минерала. Присутствие парагонита в количестве 5—20 % обнаружено автором в бокситах острова Аморгос. Гоффе и Салиот [173] обнаружили парагонит в боксите Вануаза во Франции. Чаще всего парагонит в сопровождении мусковита заполняет пересекающие боксит тонкие трещинки. По мнению авторов, богатые щелочами растворы привели к образованию этих двух минералов в ходе метаморфизма боксита.

ГИДРОМУСКОВИТ, ИЛЛИТ $(K,H_2O)\,Al_2\,[(H_2O,OH)_2\,AlSi_3O_{10}]$. Этот минерал обнаружен на 32 месторождениях карстовых бокситов, но в большинстве случаев он встречается лишь в части залежей или только в некоторых видах бокситов.

В серии проб из скважины P-I месторождения Альшопере в Венгрии в бокситовой глине, залегающей у самой подошвы, обнаружено 25 % иллита, а непосредственно выше, в глинистом боксите, 3—5 %. Ни одна из проб боксита, который расположен над данным слоем, не содержит иллита.

В халимбайско-маломвельдьских залежах автор наблюдал иллит исключительно в расположенной непосредственно на подошве бокситовой глине в слое толщиной 5—50 см, а в месторождении Кишлёд также в бокситовой глине, которая находится в самой нижней части бокситового тела, определено присутствие 4—10 % иллита.

В ходе изучения одного бокситового разреза залежи Багойхедь в месторождении Гант Кишш и Вёрёш [253] в трех пробах обнаружили несколько процентов иллита. Автор обнаружил иллит в количестве 5—10 % в пробах глинистого боксита, отобранных вблизи подошвы в залежи Уйфельтараш

месторождения Гант. Вендель и др. [459] при минералогических исследованиях линзы X Халимба — Маломвельдь в бокситовой глине верхней части бокситового тела нашли немного иллита.

Таким образом, иллит встречается или в самой нижней, глинистой, части залежей или, реже, в самой верхней, в боксите средних частей залежей иллит встречается редко и в очень малом количестве.

Среди месторождений Средиземноморской провинции особенно выделяется боксит с высоким содержанием K_2O из небольших швейцарских залежей Древенёз (0,3—2,2 %) [22]. В одной пробе боксита из этого месторождения, полученной от де Вейсса, автор определил присутствие 20% иллита. Вполне вероятно, что и в других пробах, имеющих большое содержание калия, количество иллита также значительно.

На прочих месторождениях иллит был обнаружен только в самых нижних частях залежей, в их глинистой части, как, например: в залежи Пегро, расположенной вблиз Бриньоля [360], в соседнем руднике Марон [91], в залежах Нурра на острове Сардиния [111], в испанских залежах, расположенных вблизи Фуэнтеспалда, а также в аргиллитах, подстилающих Арьежские залежи [113]. В последних количество иллита составляет 20—40%, но в виде исключения достигает 60 %. Шинковец [399] в нижней части залежей плато Лика обнаружил иллит. Автором иллит был обнаружен в следующих месторождениях: в нижней части залежей Спинаццолы в Италии (12—14 %); в средней и верхней частях бокситового тела гор Хрущица в Словении (2—10 %); в зеленоватых бокситах истрийских залежей недалеко от Козина и в маленьких залежах долины реки Савини в Словении; в залежи Кампо-Феличе в Италии (в средней части 1—8 %, в верхней 7—13 %, в известково-глинистом боксите, расположенном близ кровли, 22 %). В зеленоватом глинистом боксите верхней части мальмских залежей, расположенных недалеко от Итеи в Греции, обнаружено 22% иллита [49].

Иллит встречается в большинстве иранских бокситовых залежей в количестве 1—20 %, но его распространение ограничивается отдельными частями залежи. Он был обнаружен также в некоторых северовьетнамских бокситах пермского возраста. По данным Глазуновой и Шаровой [381], некоторые вьетнамские бокситовые глины содержат 1—17 % гидромусковита в сопровождении пирофиллита. Происхождение обоих минералов объясняется влиянием слабого метаморфизма. Иллит распространен во всех китайских бокситовых месторождениях, где в количестве 5—10 % сопровождает мусковит и серицит. По данным Бенеславского [61], этот минерал можно встретить в нижней части Краснооктябрьского месторождения. Тургайские и центральноказахстанские залежи большей частью лежат на таких глинах, которые по удалении от боксита постепенно обогащаются гидрослюдой [243], то же наблюдается на Тиманском кряже [190].

Среди месторождений Карибской бокситоносной провинции только ямайские глинистые бокситы [412] содержат немного иллита непосредственно близ подошвы.

Приуроченность иллита к подошве залежей некоторые авторы объясняют предположением, что он является остатком выветривания карбонатных пород подошвы. Это возможно, но более вероятно, что большая часть иллита, так же как мусковит и серицит, происходит из исходных для бокситов алюмосиликатных пород и является продуктом выветривания слюды и калиевого полевого шпата. Особенно четко это проявляется в китайских бокситах. Большую часть иллита, встречающегося в средней и верхней частях бокситовых рудных тел, автор считает аллотигенной, так как мелкие пластинчатые зерна иллита легко могли транспортироваться поверхностными водами. Только в местах, где часть боксита откладывалась уже в морской воде или море быстро трансгрессировало и покрывало только что отложив-

шийся боксит, могло произойти вторичное образование иллита под воздействием растворенных в морской воде щелочей. Такая последовательность процессов наиболее вероятна для месторождений Итея, Древенёз и Хрущица.

ГЛАУКОНИТ $(K, Na, Ca)_{<1}$ $(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)_2$ $[(OH)_2Al_{0,35}Si_{3,65}O_{10}]$. Антал [11] в залежи Ракхедь месторождения Искасентдьёрдь обнаружил несколько единичных обломочных зерен глуконита. По мнению Бенеславского [61], в нижней части Краснооктябрьского месторождения местами встречается темно-зеленая глауконитовая глина.

На участке в несколько квадратных метров у подошвы одной из бокситовых линз вблизи Кампо-Феличе в горах Абруцци в Италии автор обнаружил слой зеленой глины толщиной 1—10 см, которая кверху постепенно переходила в красную бокситовую глину. Эта зеленая глина содержала 60—80 % глауконита, 15—20 % каолинита и 5—10 % монтмориллонита. В некоторых местах эта глина была пропитана кальцитом. На основании результатов исследования минерального состава, структуры породы, а также определения состава с помощью электронного микрозонда зеленая глина может быть определена как остаток сильно выветрелого туфа, отложившегося на поверхности известняка.

БИОТИТ $K\ (Mg, Fe)_3\ [(OH)_2AlSi_3O_{10}]$. Мало устойчив к выветриванию, поэтому встречается в бокситах редко, и только в количестве нескольких сотых процента; биотит в боксите — обломочный минерал. Единичные обесцвеченные зерна биотита обнаружены в венгерских месторождениях Гант [252], Искасентдьёрдь [463, 11], Надьедьхаза [466]. По мнению Деманжона [128], во французских бокситах биотит редок, несколько зерен было найдено только в боксите месторождений Сень-Шиньян и Бедарьё. Папиу и др. [347] в боксите месторождения Хацег в Румынии обнаружили сильно выветрелые, отчасти каолинизированные или хлоритизированные единичные зерна биотита. Каранов [227] обнаружил их в бокситовых залежах близ Трына в Болгарии.

Лаппаран [279] нашел немного биотита в частично метаморфизованном боксите острова Самос; биотит здесь, можно предполагать, образовался при метаморфизме. В сильно метаморфизованных наждаках Малой Азии и острова Наксос биотит не был встречен, причиной этого могут быть различия в первоначальном составе пород и в давлениях и температурах метаморфизма.

Д. Группа пирофиллита и талька

МАРГАРИТ $CaAl_2\ [(OH)_2Al_2Si_2O_{10}]$. Явно образуется при метаморфизме боксита. Он был обнаружен Лаппараном [279] в нескольких образцах боксита острова Самос. Маргарит распространен в наждаках в западной части Малой Азии, где его содержание иногда достигает 30—40 %, но в среднем составляет только 2—5 % [333]. Минерал встречается также в наждаках острова Наксос, где выполняет трещины вместе с корундом, магнетитом, турмалином и мусковитом [338].

По мнению Бенеславского [61], в салаирских метаморфических бокситах известна магнезиальная разновидность маргарита. Карапетов [228] обнаружил маргарит в сопровождении корунда и слюды в некоторых сильно измененных бокситах Памира. В образцах красного, частично метаморфизованного боксита, отобранного в горах Актау в Средней Азии, автор определил присутствие 10—20 % маргарита в сопровождении диаспора и каолинита.

ПИРОФИЛЛИТ $Al_2[(OH)_2Si_4O_{10}]$. Относительно редкий минерал карстовых бокситов. Впервые он был обнаружен Тучаном [449] в триасовом боксите недалеко от Мазина в Югославии. По данным Шинковца [399], пиро-

филлит на этом месторождении образует пластинки величиной 5—200 мкм. По исследованиям автора, пирофиллит является главным силикатным минералом в мазинских рудах, содержание его в боксите составляет 20—50 %, в бокситовой глине 50—90 %. Красный диаспоровый боксит во многих местах пронизывается снежно-белыми жилками толщиной в несколько миллиметров, материалом этих жилок также является пирофиллит, сопровождаемый несколькими процентами каолинита. Мазинское месторождение расположено в сильнодислоцированных породах; в течение неогена на данной территории произошло несколько значительных надвигов. Возможно, пирофиллит образовался за счет каолинита, содержащегося в боксите, под воздействием тектоники. Однако для его образования необходим привнос кремния, который, по всей вероятности, осуществлялся грунтовыми водами. Во всяком случае, никаких следов термального метаморфизма ни в боксите, ни в окружающих образованиях здесь не отмечалось.

Пирофиллит был обнаружен Бенеславским [61] в бокситах Боксонского и Гунсяньского (Китай) месторождений. В последнем этим минералом и диаспором обогащена главным образом основная масса боксита. Изогнутые пластинки пирофиллита в некоторых местах образуют агрегаты. Реже он встречается в пизолитах, местами образует выполнения пор и трещин и покрывает поверхность разделяющих пластов. Бенеславский [61] предполагает, что возможно существование нескольких генераций пирофиллита, но детально процесс образования минерала не рассматривает.

Роберт [367] во многих пробах из небольших залежей, расположенных недалеко от Кими на острое Эвбея в Греции, также обнаружил пирофиллит. Здесь он местами встречается в ассоциации с каолинитом, а в ряде случаев является единственным силикатным минералом. В одной пробе красного диаспорового боксита обнаружено приблизительно 40 % пирофиллита. В двух бокситовых образцах с острова Скопелос в Греции в диаспоровом боксите, содержащем хлоритоид, автором также обнаружен пирофиллит. Возможно, пирофиллит и хлоритоид образовались в результате незначительного метаморфизма. Присутствие пирофиллита было обнаружено Гоффе и Салиотом [173] в слабометаморфизованном боксите Вануаза во Франции.

Пирофиллит содержится в боксите из окрестностей города Джульфы на Малом Кавказе [307]. В пробе красного диаспорового боксита, взятого из Джалаирской залежи Туркестанского хребта, автор обнаружил около 40 % пирофиллита, 10 % каолинита и несколько процентов корунда. Вероятно, боксит претерпел слабый метаморфизм. По мнению Врублевской и др. [467], пирофиллит здесь заполняет главным образом трещины макроскопических и микроскопических размеров в боксите и соответствует структурной модификации 2M. Длина отдельных пирофиллитовых пластинок достигает иногда 4 мм. Пирофиллит также встречается в некоторых бокситовых глинах иранского месторождения Джаджерм. Шарова и Глазунова [381] обнаружили пирофиллит (от 1 до 27 %) в пизолитах некоторых северовьетнамских бокситов в форме выполнения тончайших трещин.

В большинстве месторождений геологические условия, а также высокая твердость и минеральный состав боксита позволяют предполагать, что эти бокситы подвергались метаморфизму низкой ступени. Возможно, это и было причиной образования пирофиллита. Однако пирофиллит может образоваться и при нормальных давлении и температуре дневной поверхности, например он найден в латеритном профиле близ Кассонгони в Гвинее [25]. Автор считает, что китайский и эвбейский пирофиллиты образовались за счет каолинита при нормальном давлении и температуре в результате привноса грунтовыми водами кремнезема.

Е. Группа смектита

МОНТМОРИЛЛОНИТ $(Ca, Na)_{0,7}$ $(Al_{3,3}Mg_{0,7})$ Si_8O_{20} $(OH)_4 \cdot nH_2O$. В карстовых бокситах монтмориллонит встречается чрезвычайно редко. Немец [318] обнаружил монтмориллонит в одной из проб боксита месторождения Искасентдьёрдь — Кинчеш в незначительном количестве. Кишш и Вёрёш [253] во многих пробах разреза лигнитового боксита залежи Багойхедь месторождения Гант обнаружили от 1 до 6 % монтмориллонита. Количество этого минерала является наибольшим близ подошвы. Вендель и др. [459] обнаружили монтмориллонит в одном из разрезов Харастошского карьера в Ганте, главным образом в серых и пестрых бокситовых глинах, залегающих близ кровли.

Ахмад и др. [3] в одном из двух ямайских бокситовых разрезов непосредственно над известняком подошвы обнаружили приблизительно 1 % монтмориллонита. Определить такое незначительное количество монтмориллонита удалось с помощью методики выщелачивания. По мнению авторов, образованию монтмориллонита способствовала концентрация щелочей у подошвы из-за малой проницаемости известняка. Других упоминаний о находках минерала в бокситах Ямайки не имеется.

В одном образце, отобранном из нижней части североуральской залежи Красная Шапочка (из коллекции Бушинского), автором было обнаружено приблизительно 70 % монтмориллонита. Этот образец представлял собой бледно-серое скользкое на ощупь гнездо в боксите. По форме проявления его можно считать эпигенетическим. В самой нижней части залежи Кампо-Феличе, Италия, в глауконитовой зеленой глине содержится 1—5 % монтмориллонита.

Процессы бокситизации приводят к удалению щелочных элементов, поэтому монтмориллонит в боксите является исключительно редким минералом. Он может быть или продуктом выветривания исходной породы, или продуктом вторичной силификации, при которой увеличивается концентрация щелочей в том или ином участке.

Ж. Аллофан

АЛЛОФАН. Ранее предполагалось, что эти рентгеноаморфные гидросиликаты алюминия присутствуют во многих месторождениях. Однако систематические исследования показали, что аллофан в количестве нескольких процентов присутствует только в самых молодых карстовых бокситах, в ассоциации с другими аморфными гидроокислами алюминия и железа. Аллофан отмечен Ахмадом и Джонсом [2] в пробах глинистого боксита с Багамских островов в Карибском море и автором в пробах с островов Ниуэ и Луайоте в юго-западной части Тихого океана.

В значительном количестве минерал встречается только в небольших залежах Тульско-Рязанского района [446]. Тонкодисперсный аллофан находится в основной массе боксита в ассоциации с галлуазитом и каолинитом. Реже аллофан образует твердые конкреции в довольно рыхлом боксите. По мнению Трубиной, часть первоначально образовавшегося аллофана постепенно преобразуется в галлуазит или каолинит.

В бокситовой залежи Воний-До в Черногории были обнаружены гнезда величиной 4—5 см на границе белого боксита и кровли. Эти гнезда наряду с белым гиббситом и нордстрандитом содержали прозрачный, стеклообразный аморфный материал. Последний, по результатам исследований Тертиана и др. [438], Лаходни-Сарк и др. [275], представляет собой аллофан. Формулу аллофана в данном случае можно выразить так: $1Al_2O_3 \cdot 1SiO_2 \cdot 7H_2O$. Исследования методом ИКС показывают, что в образцах появляются кристал-

лические структуры, близкие к каолиниту. На основании обнаруженных вблизи минерала выделений базалюминита и гипса можно предполагать, что образующаяся при разложении пирита серная кислота способствовала выщелачиванию алюминия и кремния из боксита и переходу их в раствор с последующим осаждением в форме аллофана.

5.3.2.6. Каркасные силикаты

КВАРЦ SiO_2. Кварц в бокситах встречается главным образом в виде обломочных зерен. Его содержание в венгерских бокситах в большинстве случаев составляет лишь несколько сотых процента. Однако в боксите месторождения Нежа, по данным Кишша [252], содержится от 0,3 до 1,2 %, в среднем 0,5 % кварца. Кварц можно встретить в боксите месторождений Гант [252], Искасентдьёрдь [463], Эплень [39], Халимба и Ньирад [459]. Размер зерен кварца колеблется от 10 мкм до нескольких сотен микрометров. Во вторично переотложенных залежах содержание кварца увеличивается до 1—10 %, например в залежах Надьважонь, Залахалапе, Истимере, Обарок и Уйбарок.

В залежах средиземноморского типа количество кварца в большинстве случаев не превышает нескольких сотых процента и редко достигает десятых долей процента. Единственным исключением является пуэрто-риканский боксит, который, по данным Хилдебранда [209], в среднем содержит 20—30 % кварца с размером зерен менее 0,5 мм. Можно предполагать, что эти зерна попали в боксит из вулканических пород, песчаников и гранодиорита, встречающихся к югу от бокситоносного района. Такое большое содержание кварца указывает на вероятность вторичного переотложения этих бокситов и дополнительного загрязнения их кварцевыми зернами.

Залежи казахстанского типа содержат несколько больше кварца по сравнению с залежами средиземноморского типа. В среднем в большинстве центральноказахстанских и тургайских залежей в СССР, а также в небольших бокситовых залежах Прибрежной Равнины и Провинции Долин и Хребтов в США было обнаружено 0,1—1,0 % кварца. Чадобецкие бокситы и бокситы Енисейского кряжа содержат 1—3 % кварца. По данным Слукина [426], зерна кварца часто сильно корродированы и несут следы частичного замещения гиббситом. Это замещение происходило в процессе бокситизации. Кварцевые зерна встречаются не только в основной массе, но и внутри отдельных пизолитов.

Больше всего кварца содержат вторично переотложенные (типа салентинских) залежи. Так, например, по данным Трубьелы и Василевича [445], во вторичных залежах боксита окрестностей Яйце и Барачи в Югославии в среднем содержится 3—7 % кварца. В других залежах этого района, перекрытых сенонскими слоями, содержится всего несколько сотых долей процента кварца.

Изредка указывается на существование в бокситах эпигенетического кварца. Так, Бенеславский отметил скрытокристаллические выделения кварца в бокситах некоторых месторождений Енисейского кряжа. В залежах Сувая-Шолая наблюдаются разрозненные эпигенетические зерна и микропрожилки кварца [224]. Кайер и Побеген [99] в боксите рудника Пегро, расположенного вблизи Бриньоля, описали наросшие на стенки мелких полостей щеточки кристаллов молочно-белого кварца и кальцита. Обломочных кварцевых зерен в этом боксите не обнаружено. По мнению авторов, кварц и кальцит выделялись из просачивавшейся в боксит грунтовой воды.

КРИСТОБАЛИТ SiO_2. В Читлукской и Невешиньской залежах, расположенных недалеко от Мостара в Югославии, Шавничар и др. [384] обнаружили единичные обломочные зерна кристобалита.

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ СТЕКЛО. В ходе минералогического изучения ямайских бокситов Хартмен [205] обнаружил в них несколько зерен стекла, которые относит к продуктам выветривания подстилающего известняка, так как в известняке встречаются зерна совершенно такого же стекла.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ. Отмечались в бокситах только в количестве от нескольких сотых до нескольких десятых процента и исключительно в форме обломочных зерен. Только в пуэрто-риканском боксите Хилдебранд [209] обнаружил около 1% обломков олигоклаза и санидина.

В бокситах венгерских месторождений Антал [11] встретил несколько сильно выветрелых зерен неопределенного полевого шпата в месторождении Искасентдьёрдь, а в залежи Бито того же месторождения Вёрёш и Гече [466] обнаружили несколько более явных зерен микроклина.

В месторождении, расположенном близ Дрейштеттена, во фракции 0,1—0,2 мм, выделенной из боксита, автор обнаружил несколько зерен битовнита, лабрадора и анортита, а также зерна микроклина [32—35]. В болгарских бокситах из залежей, расположенных близ урочища Трына, Каранов [227] обнаружил несколько зерен полевого шпата. Хартман [205] и Штраль [412] в ямайском боксите обнаружили несколько зерен кислого плагиоклаза, которые частично перешли в серицит. Встречались также отдельные зерна альбита и микроклина. По Бенеславскому (1965), североуральские девонские бокситы, а по Долгополову и др. [137], ордовикские целиноградские бокситы также содержат единичные зерна полевого шпата, частично преобразованного в гидрослюду. Кривцов [270] для Западно-Убаганской, а Бенеславский [61] для Краснооктябрьских залежей описали выветрелые зерна полевого шпата. В этих же местах были обнаружены псевдоморфозы гиббсита по полевому шпату.

ЦЕОЛИТЫ. В карстовых бокситах очень редки. Бенеславский [61] в североуральских бокситах обнаружил шабазит, филлипсит и ферриерит, которые встречаются совместно с кальцитом. В сосьвинских бокситах количество шабазита местами достигает 4,5 %. В среднеуральских бокситах Бенеславский встретил гейландит и гармотом, которые выполняют поры и трещины, а также образуют тонкие пленки.

Шавничар и др. [384] в одной из проб боксита залежи Листица, расположенной недалеко от Мостара, обнаружили приблизительно 1 % натролита. По данным Мисирлича и Митровича [313], боксит месторождения Гребничка-Планина в Югославии обычно содержит от 0,5 до 1,5 % цеолита.

5.3.3. Карбонаты

КАЛЬЦИТ $CaCO_3$. Встречается в большинстве месторождений карстовых бокситов в количестве от десятых долей процента до нескольких процентов. В боксите сингенетический кальцит встречается только там, где залежи постепенно переходят в перекрывающий их известняк, например на уральских и алтае-саянских девонских месторождениях. В переходной зоне количество кальцита увеличивается, и постепенно боксит переходит в морской чистый известняк. Кальцит образует здесь очень мелкие зерна, совершенно такие же, как в известняке, слагающем кровлю залежи.

Большая часть кальцита в карстовых бокситах имеет диагенетическое и эпигенетическое происхождение и выделилась из грунтовых вод, фильтрующихся через карбонатную кровлю. Обогащение кальцитом можно наблюдать в верхней части залежей Альшопере в Венгрии. Это хорошо видно на примере разреза скважины P-I (табл. 23). Здесь содержание кальцита в самом верхнем слое (~ 1 м) достигает 16 %. В шлифах хорошо видно, что кальцит выделялся в основной массе боксита, не затрагивая более плотные пеллеты и ооиды. В средней и нижней частях залежей кальцит встречается

спорадически, чаще всего в форме гнезд и выполнений полостей. В месторождениях Халимба, Маломвёльдь и Сёц — Серхедь автор наблюдал местами кальцитовые выполнения полостей размером в несколько сантиметров. В большинстве случаев кальцит отложился только на стенках полостей; кристаллы кальцита идиоморфные, размером в несколько миллиметров.

Концентрация кальцита наблюдалась автором на одном свежевскрытом бокситовом разрезе в карьере месторождения Кишлёд; в самой верхней части залежи твердый конгломератового строения боксит был пронизан множеством трещин и пустот, заполненных снежно-белым, рыхлым, губчатым кальцитом (корки толщиной 0,1—1,5 см). Множество бокситовых галек также было покрыто снежно-белой рыхлой кальцитовой пленкой толщиной несколько миллиметров. Книзу мощность кальцитовых выделений быстро уменьшалась, и на глубине 2 м от кровли кальцит совершенно исчез. Эти рыхлые кальцитовые выделения, естественно, являются поздними и, по всей вероятности, выделялись из грунтовых вод, просачивающихся из известняковой кровли.

Значительным может быть обогащение боксита кальцитом вдоль пересекающих залежи сбросов. В этих местах интенсивнее циркулируют грунтовые воды, и кальцит отлагается по трещинам, которые очень часты вдоль сбросов. Поздние кальцитовые кристаллы часто встречаются по границе боксита и подошвы, размер их местами достигает нескольких сантиметров. Такие кристаллы наблюдались автором в некоторых залежах месторождений Маломвёльдь и Кишлёд в Венгрии.

Наибольшее содержание кальцита отмечено в небольших залежах, расположенных недалеко от Ла-Буасьера во Франции (10—20 %). Кальцит пропитывает только основную массу, а обломочные куски боксита и ооиды кальцита практически не содержат.

На месторождении Сан-Джованни-Ротондо в Италии в самых верхних частях залежей кальцит пропитал только основную массу на глубину 1—3 м, и среднее его количество составляет 5—25 %. В верхней части залежей Прэфинг и Шварц австрийского месторождения Унтерлаусса, по описанию Хаберфельднера [199], встречен карбонатсодержащий слой боксита мощностью 1—2 м, в котором содержание кальцита составляет 3—30 %. И в этом случае кальцит присутствует только в основной массе. В выделенных из боксита ооидах содержание кальцита менее 0,1 %.

В твердом зеленом боксите одной из залежей румынского месторождения Падуареа-Краюлуи автор наблюдал прозрачные монокристаллы кальцита величиной 1—6 мм. На плоскостях скола породы четко выделяются большие блестящие поверхности кристаллов. По всей вероятности, они также представляют собой поздние выполнения пустот. По данным Комба [113], в залежи Лескале в Арьеже вторичные пизолиты в боксите целиком состоят из кальцита.

Особенно часты кальцитовые выполнения трещин в месторождениях, которые были подвергнуты значительному тектоническому воздействию. Например, автором в верхней части залежей греческого месторождения Элеусис — Мандра наблюдались кальцитовые прожилки толщиной около 1 см. По Бенеславскому [61], кальцитовые выполнения трещин весьма часто встречаются также в девонских залежах на Северном Урале; мощность их достигает 1—10 см, кроме того, в шлифах обнаруживаются мелкие игольчатые кристаллы кальцита в основной массе боксита. В Краснооктябрьских залежах Бенеславским были обнаружены концентрические кальцитовые выполнения полостей. Большие кальцитовые кристаллы местами покрывала тонкая пиритовая пленка. Изредка в уральских бокситах встречаются псевдоморфозы кальцита по сидериту [61].

ДОЛОМИТ $CaMg(CO_3)_2$. Гальки и обломки доломитовой породы встре-

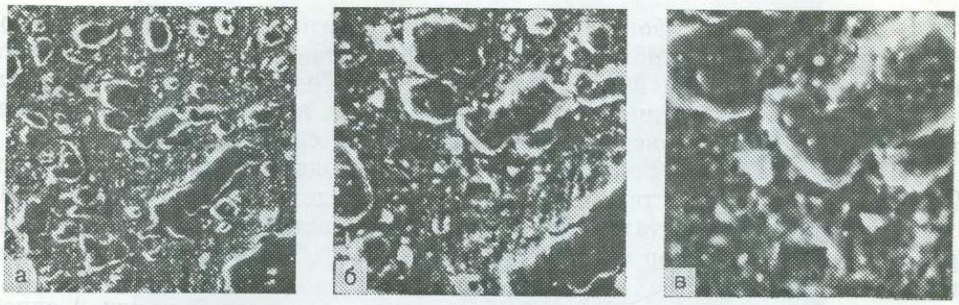


Рис. 140. Аутигенные зерна доломита в основной массе боксита.
Месторождение Халимба, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде, вторичное электронное излучение. Увеличение: *а* — 300, *б* — 600, *в* — 1200.

чаются во многих бокситовых залежах, однако доломит как самостоятельный минерал встречается очень редко. Бенеславский [61] отмечал незначительное количество доломита в североуральском боксите.

В последние годы получило известность проявление доломита в крупной бокситовой залежи Халимбайского бассейна в Венгрии. Залежь содержит множество доломитовых галек (рис. 113 и 114). Кроме того, в верхней части залежи Халимба III автором были обнаружены спорадически рассеянные аутигенные доломитовые зерна величиной 2—80 мкм. Количество этих зерен обычно кверху постепенно возрастает, реже ритмично изменяется. Мощность доломитсодержащего слоя боксита составляет 1—3 м. Автором было выполнено более 150 количественных минералогических анализов проб доломитового боксита. Содержание доломита колебалось от 1 до 90 %, а остаток был соответственно бокситом, глинистым бокситом и бокситовой глиной.

Из-за малых размеров зерен и загрязнения их тонкодисперсными окислами железа различить доломит в шлифах очень трудно, поэтому автор совместно с Панто исследовали отдельные образцы доломитового боксита с помощью электронного микрозонда. Оказалось, что зерна имеют, как правило, размер 5—20 мкм и зубчатую форму. Морфология зерен особенно хорошо видна на снимках вторичного электронного излучения (рис. 140). Доломитовые зерна содержат вкрапления алюминия, железа и титана размером в десятые доли микрометра. Это может свидетельствовать о более позднем образовании доломитовых зерен, когда они в ходе роста захватывали тонкодисперсный бокситовый ил.

В Халимбайском бассейне к концу бокситонакопления, вероятно, образовалось пресноводное озеро. Воды озера постепенно обогатились кальцием, магнием и гидрокарбонат-ионом, которые приносились в озеро дождевыми водами с окружающей территории, сложенной доломитами. После достижения определенной концентрации на илистом дне озера, состоящем из бокситового осадка, началось осаждение доломита. Выделению доломита способствовала чрезвычайно большая и весьма активная удельная поверхность бокситовых зерен. Доломит частично нарастал на мелких обломках или рос самостоятельно.

Все это свидетельствует о пресноводном осаждении доломита. Исследования с помощью электронного микрозонда не подтверждают вторичной доломитизации первичного кальцита. По мнению Краускопфа [268], при температуре дневной поверхности кристаллизация доломита происходит так медленно, что в лабораторных условиях этот процесс воспроизвести невозможно, но в природе времени для этого было вполне достаточно.

В серии образцов боксита, собранной Робертом на острове Скопелос в Эгейском море, автор обнаружил несколько образцов лилово-коричневого доломитового боксита и бокситового доломита. Тонкодисперсный доломит, очевидно, имеет аутигенное происхождение, но весьма вероятно также, что некоторая часть боксита здесь может быть сингенетичной.

АНКЕРИТ Ca (Mg, Fe) (CO_3). В карстовых бокситах встречается редко. Незначительное количество анкерита было определено Бенеславским [61] в североуральских бокситах. В одном из образцов темно-бурого также североуральского боксита автор нашел 7 % анкерита, 16 % сидерита и 1 % кальцита.

Анкерит в количестве 2 % обнаружен автором данной книги в одной пробе боксита Тавернейской залежи месторождения О-Вар во Франции. Северовьетнамские пермские серые бокситы часто содержат анкерит в количестве нескольких десятых процента, но в нескольких пробах его содержалось 5—10 %. Вероятно, этот минерал имеет диагенетическое или эпигенетическое происхождение.

В залежи Хоссу-Харастош месторождения Гант в богатой железом корке на подошве Кишш [252] отметил присутствие незначительного количества анкерита. Железистая корка совместно с другими ее минералами, видимо, эпигенетична.

СИДЕРИТ $FeCO_3$. В количестве более десятых долей процента сидерит обнаружен к настоящему времени уже на 30 месторождениях карстовых бокситов. Он стречается в большинстве мест в восстановленных зеленом, сером и черном бокситах, чаще всего вторичен; реже встречается сингенетический сидерит.

В Венгрии сидерит в боксите впервые был обнаружен Вадасом [452]. Красно-коричневые бокситы из Мештерберекской буровой скважины [539] содержали значительное количество сидерита, и это подтвердилось в процессе разведки боксита. В бассейне Надьедьхаза боксит часто содержит от 1 до 10 % сидерита, в некоторых пробах было обнаружено до 25 %.

Под микроскопом видно, что выделения сидерита сферолитовые; минерал заполняет поры и полости остатков корней. Местами он выделяется по сети мелких трещин в сером боксите и сопровождается пиритом [444]. Максимальное количество сидерита обычно наблюдается в верхних частях залежей, а книзу постепенно снижается. Образование сидерита связано со слоями угля в кровле. Этот минерал мог выделиться в боксите из просачивающихся вниз восстановительных углекислых растворов.

Зеленоватый шамозитовый боксит из верхних частей залежи Уйфелтараш месторождения Гант пронизан жилками мощностью 1—5 мм, состоящими из чистого сидерита. По данным рентгеноспектрального анализа автора, в этом сидерите содержится немного марганца, иначе говоря, этот сидерит является промежуточным минералом, переходным к олигониту. Серый пиритсодержащий боксит месторождений Халимба и Ньирад местами содержит несколько процентов сидерита, в нескольких пробах автором обнаружено 0,1—0,5 % сидерита в красном боксите, расположенном под серым.

Бенеславский [61] обнаружил сингенетический сидерит в североуральских бокситах. Обычно сидерит встречается в виде мелких кристаллов в основной массе или образует небольшие сферолиты, но Бенеславский описал и вторичные кристаллы сидерита размером 1—10 см и даже до 15 см. Мелкие кристаллы в основном выполняют трещины или образуют тонкие корки на плоскостях скола.

В триасовом сером боксите Волчанского и Богословского месторождений на Северном Урале в среднем содержится 15—25 % сидерита. Сидерит тонкодисперсен, частично равномерно распределен в основной массе, частично



Рис. 141. Сферолиты сидерита в основной массе боксита.
Месторождение Соходол-Цимпени, Румыния [346]. Прозрачный шлиф при одном николе.

образует сферолиты диаметром 6—7 см. Иногда бокситовые пизолиты покрыты пленкой сидерита [441].

В большинстве месторождений Тургайского прогиба произошла эпигенетическая сидеритизация. В некоторых частях Краснооктябрьского месторождения чуть ли не все минералы железа превратились в сидерит. Сидеритизации подвергалась главным образом верхняя часть залежей. Количество сидерита чаще всего составляет 1—12 %, реже достигает 21—25 %. Здесь также встречается сферосидерит; кроме того, сидерит иногда выполняет трещины [243].

Бокситы Южного Тимана также иногда содержат немного сидерита, главным образом в виде мелких сферолитов в нижней части залежей [190]. Реже он образует отдельные ромбоэдрические кристаллы.

В бокситах из месторождений Средиземноморской бокситоносной провинции больше всего сидерита можно встретить в зеленовато-сером восстановленном боксите румынского месторождения Соходол-Цимпени [345]. Здесь минерал образует сферолиты диаметром несколько десятых миллиметра в основной массе боксита (рис. 141). Кайер и Побеген [101] в отдельных образцах боксита из залежи Налзен месторождения Арьеж обнаружили 6—28 % сидерита, который присутствует в сером восстановленном боксите главным образом в виде мелких кристаллов, дающих блестящие плоскости спайности и образующих тонкие прожилки. В этом же бокситовом районе в нижней части залежи Энжат Комб [113] наблюдал вторичную железную корку, которая состояла преимущественно из сидерита и гётита.

По данным Луковича [287], триасовый боксит месторождения Горне-Поле в Черногории также содержит немного мелких сферолитов сидерита. В отдельных образцах серого триасового боксита Словении автором было найдено 1—3 % сидерита, в образцах серых и зеленых олигоценовых бокситов из месторождения Велика-Планина — 1—2 % и из небольшой залежи Унтерсберг, недалеко от города Зальцбурга в Австрии,— 1—2 % сидерита. В боксите из нижних частей залежей Кампо-Феличе автор нашел 0,1—1,2 % сидерита, главным образом там, где зеленая глина переходит в красный боксит.

РОДОХРОЗИТ $MnCO_3$. Очень редок в бокситах. В образцах боксита, отобранного с южнофранцузского месторождения Ла-Буасьер, автором найдено 1—2 % родохрозита. Находки минерала объясняются большим содержанием марганца в здешних бокситах, который связан главным обра-

зом в литиофорит и тодорокит. Боксит пропитан вторичным кальцитом, которого здесь около 15—25 %. Весьма вероятно, что просачивающиеся через боксит гидрокарбонатные грунтовые воды растворили незначительное количество марганца, который затем выделился снова в форме карбоната. Таким образом, родохрозит этого месторождения также вторичный. Родохрозит был встречен и в некоторых пробах из залежей Кампо-Феличе в количестве 0,4—0,5 %.

АРАГОНИТ $CaCO_3$. Кишш [252] в залежи Хоссу-Харастош месторождения Гант вдоль послеэоценовой линии разлома обнаружил полость высотой в несколько метров и шириной приблизительно полметра, стенки которой были покрыты сростками кристаллов арагонита гроздевидной формы размером 5—20 см. Большая его часть впоследствии превратилась в кальцит. Кишш предположил, что арагонит выделялся из горячих водных растворов, поднимающихся по разлому.

АЛЮМОГИДРОКАЛЬЦИТ $CaAl_2(OH)_4(CO_3)_2 \cdot 3H_2O$. Довольно редкий минерал бокситов. Бенеславский [61] обнаружил его выделения размером в несколько миллиметров в североуральских залежах. Алюмогидрокальцит заполняет полости и поры в боксите в парагенезисе с кальцитом и диаспором.

Алюмогидрокальцит встречается в боксите небольших залежай Тульско-Рязанского района в виде небольших почковидных выделений. Под микроскопом легко узнаются его мелкие иглообразные кристаллы. Алюмогидрокальцит сопровождается обычно гиббситом и галлуазитом [446].

МАЛАХИТ $Cu_2(OH)_2CO_3$. Де Вейсс [483] в горах Абруцци в небольшом карьере вблизи Орселло на границе боксита и подошвы обнаружил зеленую корку мощностью в несколько миллиметров, покрывавшую известняк подошвы на площади в несколько квадратных дециметров. По данным рентгеновского и химического анализов, эта корка состоит из малахита, по мнению де Вейсса, гипергенного происхождения. Просачивающиеся через боксит поверхностные воды могли растворять в какой-то степени минералы меди, а у подошвы кислые растворы нейтрализовались и из них выделялся малахит.

В залежи Назда месторождения Власеница в Югославии на границе боксита и известняка подошвы в нескольких местах встречается ярко-зеленый ноздреватый слой толщиной 1—3 мм. Со стороны подошвы этот слой сопровождается черными выделениями криптомелана толщиной 2—3 мм. По данным рентгеновских исследований автора, зеленый слой состоит из хорошо окристаллизованного малахита. Оба слоя, очевидно, вторичные и образовались, вероятно, таким же путем, как по предположению де Вейсса малахит карьера Орселло.

БАСТНЕЗИТ $CeFCO_3$. С помощью электронного микрозонда бастнезит удалось обнаружить во многих месторождениях. Впервые он был обнаружен в нижней части одной из залежей итальянского месторождения Сан-Джованни-Ротондо [54]. Здесь он частично заполняет микропоры в боксите диаметром 10—100 мкм, а частично выполняет прожилки мощностью 2—5 мкм и длиной 200—400 мкм (рис. 142). В некоторых местах этот минерал образует выделения без четких границ, пропитывая участки размером 190—200 мкм. Наряду с преобладающим церием бастнезит содержит немного лантана и еще меньше прометия, в некоторых местах сопровождается кальцийсодержащими членами группы: рентгенитом, паризитом и синхизитом.

В исследованном разрезе от подошвы до кровли в каждой пробе были обнаружены зерна монацита величиной несколько микрометров. Вполне вероятно, что просачивающаяся через боксит грунтовая вода растворила часть этих зерен, затем в нижней части залежей из растворов выпал бастнезит, который, следовательно, можно считать вторичным.

В расположенной на западном склоне горы Надьхаршань в Венгрии

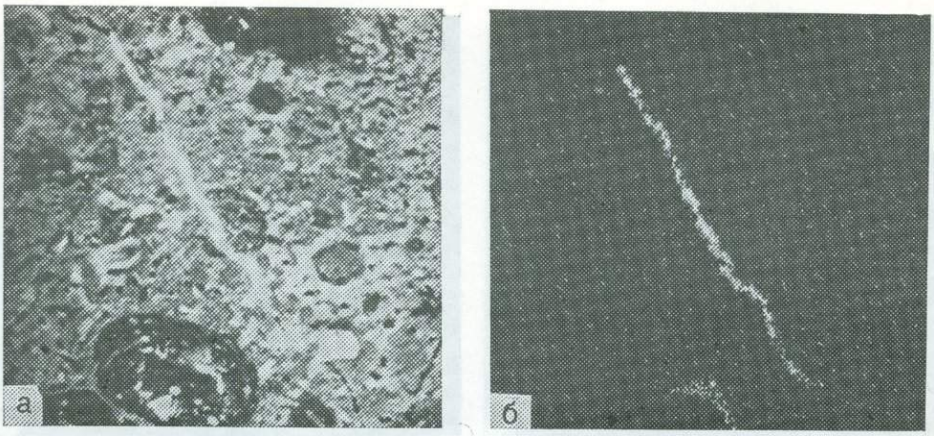


Рис. 142. Прожилки бастнезита.
Месторождение Сан-Джованни-Ротондо, Италия. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 600. *а* — общий вид поверхности; *б* — распределение церия.

залежи боксита, содержащего зеленоватые бокситовые гальки в кирпично-красной основной массе, также был обнаружен бастнезит, который и здесь является вторичным. В данном случае он встречается в форме выполнений пор, микрожилков, разветвленных выделений и облачных участков.

ПАРИЗИТ $CaCe_2F_2(CO_3)_3$, РЕНТГЕНИТ $Ca_2Ce_3F_3(CO_3)_3$, СИНХИЗИТ $CaCeF(CO_3)_2$. Эти три кальцийсодержащих члена группы бастнезита могут быть определены с помощью электронного микрозонда, но их нельзя различить между собой, так как они содержат одни и те же элементы, но только в разных соотношениях.

Впервые в сильно обогащенной железом бокситовой гальке из пробы конгломератовидного боксита залежи Аллош вблизи Марселя во Франции было обнаружено несколько зерен неправильной формы величиной 10—15 мкм, которые кроме церия содержали некоторое количество неодима и лантана, а также кальция, фтора и карбонат-иона. Однако решить вопрос о природе этих зерен невозможно. Большая плотность богатых железом галек и их низкая проницаемость позволяют предполагать, что эти минералы были привнесены в боксит уже как таковые.

В образце из залежи Надьхаршань, которая упоминалась при описании бастнезита, было обнаружено довольно много паризита, рентгенита и синхизита. Это очень характерные вторичные минералы, выполняющие неправильные поры размером 100—200 мкм и пропитывающие без резких границ основную массу и отдельные ооиды, а также выделяющиеся как серия пересекающихся микропрожилков мощностью до 2—20 мкм и длиной всего несколько сотен микрометров (рис. 143). Наряду с церием в них содержится немного лантана и неодима. В одном из мелких зерен было определено соотношение содержаний элементов: $Ca > La > Nd > Ce > P > Th > Sm$. Таким образом, в данном случае ведущую роль церия принял на себя лантан и неодим, кроме того, минерал содержит также фосфор, а один из образцов — немного ванадия.

В бокситах из залежи Надьхаршань было обнаружено много монацитовых зерен, которые наряду с церием содержат немного лантана и неодима. Минералы группы бастнезита, вероятно, образовались за счет растворения монацита и последующего выпадения редких земель из растворов; содержание в бастнезитах лантана и неодима подтверждает это предположение.

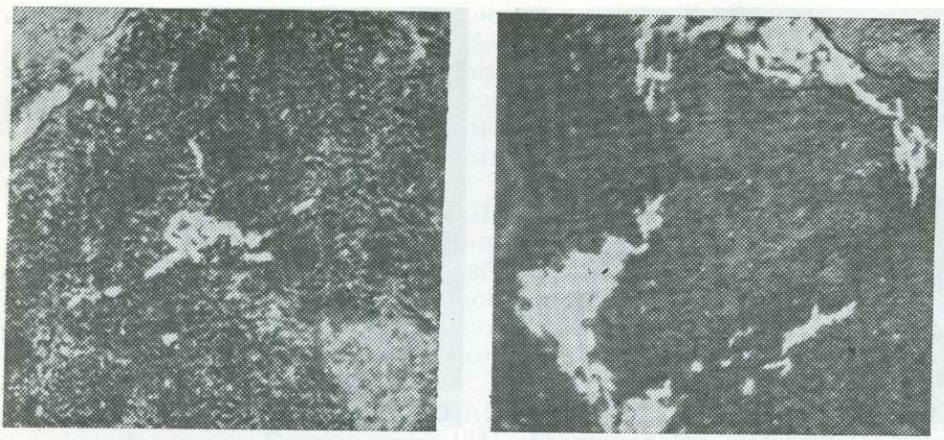


Рис. 143. Выделения паризита, рентгенита и синхизита в боксите.
Месторождение Надьхаршань, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 300, оба снимка — общий вид поверхности.

5.3.4. Сульфиды и арсениды

ПИРИТ FeS_2. Наиболее частый минерал карстовых бокситов, обнаружен во многих месторождениях. Пиритом, как правило, обогащены серые, зеленые и черные бокситы; в окисленных бокситах встречается спорадически и в небольших количествах. В восстановленных бокситах среднее содержание пирита составляет 5—15%, но в исключительных случаях может достигать 30—46%. Большая часть пирита имеет диагенетическое происхождение, реже сингенетическое и очень редко это вторичный минерал. В Венгрии больше всего пирита встречается в месторождениях Искасентдьёрдь и Халимба в восстановленном сером бокситe, довольно часто он встречается и в сером бокситe Надьедьхазы и Баконьослопа. Этот минерал встречается, но редок в месторождениях Сёц и Ньирад.

С помощью электронного микрозонда [53] показано, что кубы, октаэдры и реже ромбододекаэдры пирита размером от 0,005 до 8 мм равномерно рассеяны в основной массе боксита, реже они встречаются внутри ооидов и пизолитов.

По наблюдениям Комлошши [256], в сером бокситe месторождения Искасентдьёрдь сверху вниз размер кристаллов пирита постепенно увеличивается.

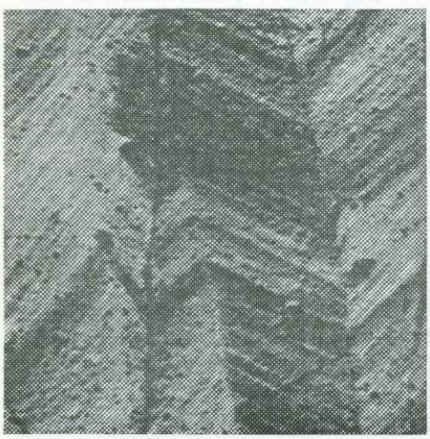


Рис. 144. Кристалл пирита зонального строения.
Залежь Феликс I, месторождение Сёц, Венгрия. Снимок получен на электронном микрозонде, общий вид поверхности, ув. 268.

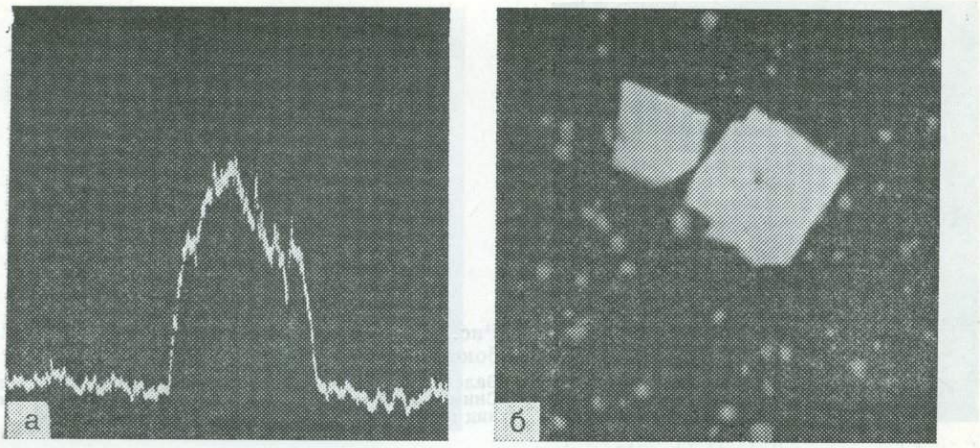


Рис. 145. Зерна никельсодержащего аутигенного пирита в бокситe.
Месторождение Подлипа, Югославия. Снимки получены на электронном микрозонде, ув. 537. *а* — распределение никеля; *б* — общий вид поверхности. Белая линия — рентгеновский профиль содержания никеля.

Вверху они имеют размер меньше 0,006 мм, внизу более 0,3 мм. В руднике Феликс I месторождения Сёц автор обнаружил пиритовые кристаллы величиной несколько миллиметров с характерным зональным строением (рис. 144). С помощью электронного микрозонда и рентгенодифрактометра было показано, что светлые полосы принадлежат чистому пириту, а темные содержат очень мелкие включения гиббсита, бёмита, анатаза и рутила. Видимо, в процессе роста кристалл пирита захватывал зерна этих минералов. Ядра крупных пиритовых кристаллов в большинстве случаев представлены чистым пиритом.

Кристаллы пирита часты в североуральских залежах [61], обычно они меньше 0,5 мм. Пирит довольно равномерно распределен в основной массе боксита, реже образует агрегаты.

Кристаллы пирита часто содержат различные микроэлементы. Так, например, в пиритовых зернах из триасового боксита Словении был встречен никель. Чем выше идиоморфизм кристаллов, тем в них больше никеля; максимальное его содержание 2% (рис. 145).

Хорошо окристаллизованные зерна пирита в некоторых местах собираются в агрегаты диаметром до 1—3 см. Такие агрегаты были найдены Драговичем [139] в светло-серых бокситах месторождения Биела-Поляна в Черногории. Между агрегатами в основной массе наблюдаются пиритовые кристаллы величиной в десятые доли миллиметра.

Несколько реже, чем правильные кристаллы, встречаются бесформенные пиритовые зерна, которые имеют иногда очень неправильные очертания и размеры не более 50—500 мкм. Эти зерна обычно однородны, реже содержат мелкие включения других минералов. По результатам исследований с помощью электронного микрозонда оказалось, что бесформенные пиритовые зерна не содержат микроэлементов. Кайер и Побеген [97] в сером боксите залежи Дурбан месторождения Арьеж обнаружили пизолиты, почти полностью состоящие из пирита.

Еще реже, чем вышеописанные типы, встречаются шаровидные пиритовые зерна величиной 2—50 мкм. Вероятнее всего, зерна образовались под воздействием бактерий, и поэтому часто их называют бактериопиритом. Чаще всего зерна такого вида группируются в агрегаты. Много бактериопиритовых агрегатов было обнаружено в руднике Феликс I месторождения

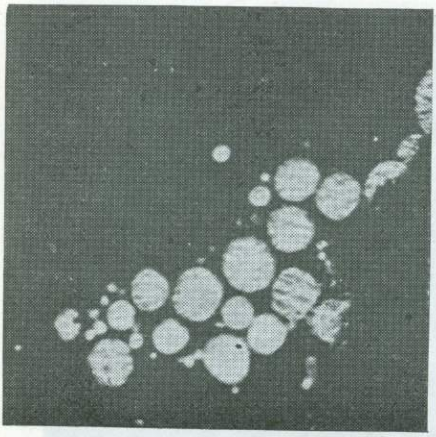


Рис. 146. Круглые зерна бактериопирита в бокситe.

Залежь Феликс I, месторождение Сёц, Венгрия. Снимок получен на электронном микрозонде, общий вид поверхности, ув. 537.

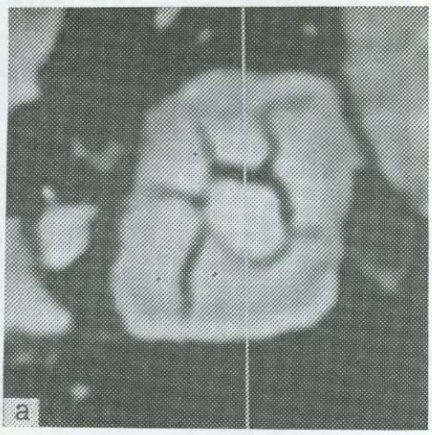
Сёц (рис. 146). Бурич [79] в залежи Горне-Поле в Черногории наблюдал зерна бактериопирита величиной 10—100 мкм.

Редко в сером бокситe можно наблюдать пиритовые шаровые или эллипсоидальные агрегаты диаметром 1—20 мм. Такие агрегаты наблюдались Комлошши [256] в месторождении Искасентдьёрдь и Драговичем [139] в месторождении Биела-Поляна в Черногории. Довольно редко встречаются также пиритовые корки. Например, Бенеславский [61] указывал, что некоторые пизолиты североуральских бокситов покрыты тонкой пленкой пирита.

Довольно редко пирит выделяется в трещинах, частично в сером бокситe, а отчасти в расположенном непосредственно под ним красном и пестром бокситe. Это наблюдалось Комлошши [256] в месторождении Искасентдьёрдь. По наблюдениям автора, пирит в трещинах часто встречается в бокситах Халимбайского бассейна. Трещины шириной 0,5—20 мм выполнены пиритом, органическим веществом и каолинитом. Выделение пирита по трещинам описано Бенеславским [61] в североуральских залежах и Юрковичем [224] в залежи Сувая-Шолая в Югославии. Это, вероятно, эпигенетический пирит. Эпигенетические пиритовые зерна были обнаружены Комбом [113] в гематитовой железной корке, расположенной у подошвы одной из залежей в Арьеже (Уньят). В расположенной поблизости залежи Перей на границе подошвы этим автором наблюдалась серовато-черная твердая пиритовая корка мощностью в несколько сантиметров. Корка сопровождалась незначительным количеством гипса, который образовался, очевидно, за счет окисления пирита.

Под названием *мельниковита* описан [61] колломорфный пирит, встречающийся в большинстве бокситовых месторождений СССР. Его нельзя считать самостоятельным минералом, это — скрытокристаллический пирит, и во многих местах он постепенно переходит в крупнокристаллический пирит.

БРАВОИТ (НИКЕЛЬ-ПИРИТ) $(Fe, Ni)S_2$. В сером и зеленовато-сером шамозитовом бокситe одной из нижнемальмских залежей недалеко от Дистомона в Греции были встречены зерна пирита, содержавшие много никеля [55]. Анализ такого зерна, выполненный с помощью электронного микрозонда, показал следующие результаты: Fe — 39,0%, Ni — 6,0%, Co — 0,2%, As — 0,9%, S — 51,8%, Σ — 97,9%, что соответствует минералу бравоиту. Зерна бравоита большей частью имеют размеры менее 10 мкм, часто полностью окислены и узнаются только по псевдоморфозам. Другие зерна окружены окисленной коркой, и только в ядре сохраняется неизмененный минерал. Был определен химический состав такого зерна бравоита. Из внешней окисленной части зерна полностью вынесена сера (рис. 147), в окисленной зоне никель концентрируется вблизи кромки зерна. Подоб-



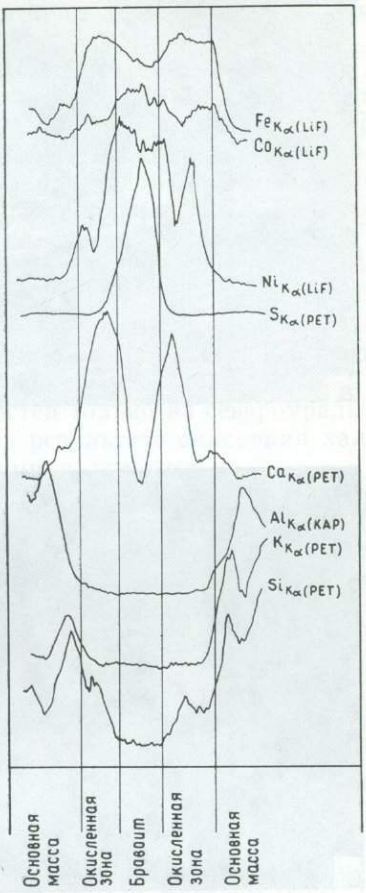


Рис. 147. Зерно бравоита, внешняя зона окисления.

Участок Дистомон, горы Геликон, Греция. Верхнеюрский бокситовый горизонт. Снимок получен на электронном микрозонде, ув. 2234. *а* — общий вид поверхности. Белая линия — рентгеновский профиль; *б* — распределение химических компонентов минерала по линии рентгеновского профиля.

ным же образом вел себя здесь и кобальт. За счет удаления серы произошло относительное обогащение железом. По нашим данным, окисленная оболочка состоит из никельсодержащего гётита. По условиям залегания можно думать, что восстановление боксита в этом горизонте происходило одновременно с седиментацией, и бравоит, по нашему мнению, также первичен.

МАРКАЗИТ FeS_2. В бокситах почти всегда сопровождает пирит, но как самостоятельный минерал очень редок. Содержание марказита значительно меньше содержания пирита и редко достигает 5%. По наблюдениям Комлошши [256], в боксите месторождения Искасентдьёрдь марказит образует ядро пиритовых конкреций. С помощью рентгеновских анализов марказит обнаружен автором в боксите месторождений Халимба и Ньирад.

По Бенеславскому [61], марказит встречается в североуральских бокситах в виде сферических сростков и почкообразных выделений, часто со скрытокристаллическим ядром. По данным Комба [113], в слое аргиллита, залегающем в нижней части залежи Дурбан месторождения Арьеж, местами встречаются пирит-марказитовые гнезда. Большая часть зерен марказита впоследствии окислилась до гётита.

ГИДРОТРОИЛИТ $FeS \cdot nH_2O$. В залежах массива Падуреа-Краюлуи в Румынии, где встречаются черные бокситы, Папиу и др. [345] предполагали возможность наличия коллоидного гидротроилита в сопровождении большого количества органического вещества, но это до сих пор не подтверждено.

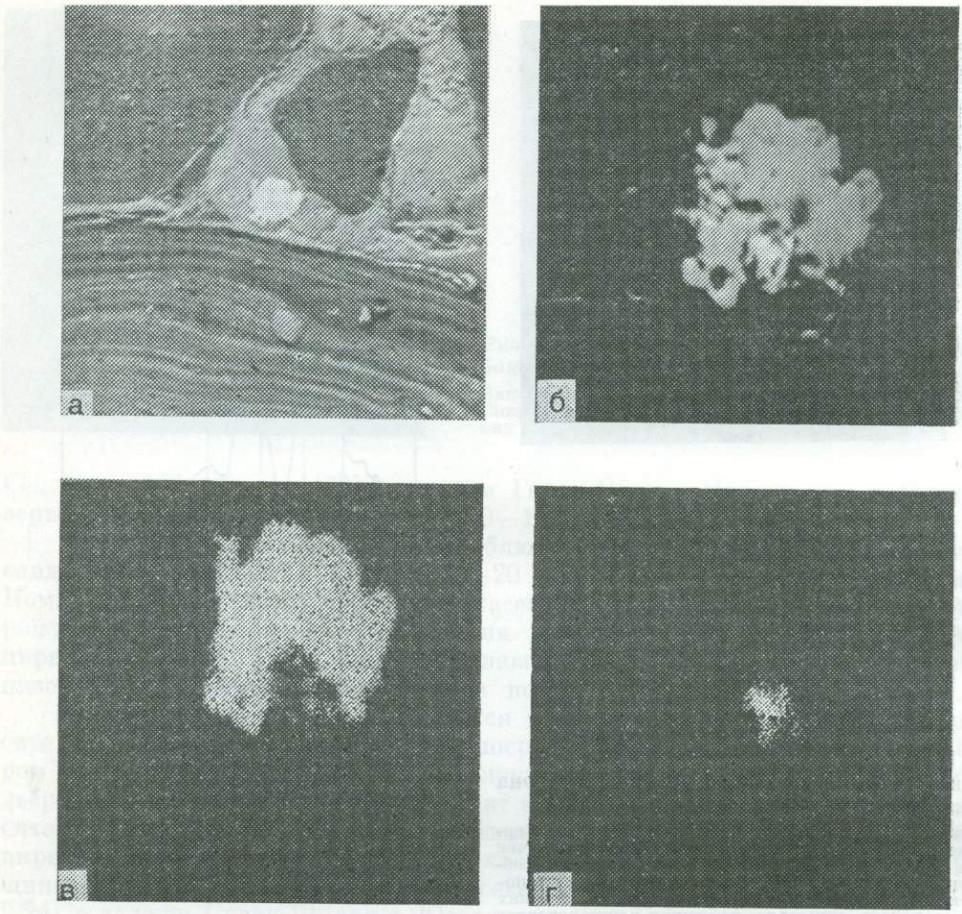


Рис. 148. Зерна сфалерита и галенита в боксите.

Месторождение Гант, залежь Уйфелтараш, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде. *а* — общий вид поверхности, ув. 300; *б* — общий вид поверхности, картина с сильным контрастом, ув. 1200; *в* — рентгеновская картина распределения цинка, ув. 1200; *г* — рентгеновская картина распределения свинца, ув. 1200.

СФАЛЕРИТ ZnS. В ходе исследования с помощью электронного микрозонда в одном из образцов боксита месторождения Гант было обнаружено несколько неправильных сфалеритовых зерен до 20—30 мкм в диаметре (рис. 148). Можно было бы считать, что это обломочные зерна, но форма зерен указывает, как на более вероятное, их образование на месте. Сфалерит вместе с халькопиритом встречается, но довольно редко [61]. В южнотиманском боксите Горбачев [177] обнаружил трубчатые выделения диаметром 1,5 см, состоящие из пирита и марказита. Внутри этих трубок были обнаружены кристаллы сфалерита размером не более 4 мм. По мнению Горбачева, сфалерит здесь вторичный и выделялся в восстановительных условиях после выпадения пирита и марказита.

Дитрих и др. [133] в залежи Бланкетт вблизи Бриньоля обнаружили сфалерит в форме шариков до 1 мм в поперечнике в сопровождении таковита и эритрина. Предполагается, что сфалерит в бокситах всегда образуется как вторичный минерал.

ГАЛЕНИТ PbS. Обнаружен в конгломератовидном боксите месторождения Гант в залежи Уйфелтараш. Он встречен в сростке со сфалеритом размером 8 × 10 мкм (рис. 148). Восстановленный характер и шамозито-

вый состав боксита позволяют предполагать вторичное образование галенита и сфалерита.

ХАЛЬКОПИРИТ $CuFeS_2$. Очень редок в бокситe. Бенеславский [61] обнаружил его в североуральском боксите в зернах и агрегатах, иногда он образует мелкие включения в пирите. По периметру зерен халькопирита местами развивается пленка борнита и ковеллина [61]. В одном североуральском образце с помощью электронного микрозонда было обнаружено халькопиритовое зерно размером 40 × 60 мкм [51]. Неправильные, извилистые очертания зерна свидетельствуют об его аутигенном происхождении (рис. 72). Вёрёш и Гече [466] описали халькопирит в бокситах месторождения Искасентдьёрдь.

Лукович [287] обнаружил несколько халькопиритовых зерен в триасовом боксите месторождения Горне-Поле в Черногории. Де Вейсс [482] описал халькопирит из месторождения Элеусис в Греции.

БОРНИТ Cu_5FeS_4. В бокситах был известен только из североуральских девонских залежей [61]. Борнит появляется в результате окисления халькопирита и представлен мелкими вкраплениями в гематите.

НИКЕЛИН NiAs. Известна единственная находка этого минерала в боксите залежи Бланкетт близ Бриньоля во Франции. Дитрих и др. [133] обнаружили никелин в конкреции величиной 2 × 3 см в пизолитовом боксите. Никелин в ядре конкреции образует зону неправильной овальной формы диаметром от 2 до 5 мм; по всей вероятности, вторичный.

5.3.5. Сульфаты

АЛУНИТ $(K, Na)Al_3(OH)_6(SO_4)_2$. В карстовых бокситах алунит, наиболее распространенный сульфатный минерал, образует гнезда или конкреции, величина которых колеблется от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Происхождение алунита может быть как эпигенетическим, так и гипергенным. В большинстве случаев является продуктом окисления пирита.

В венгерском боксите алунит впервые был описан Вадасом [452], который в верхней части залежи Кинчеш месторождения Искасентдьёрдь обнаружил рыхлые участки с розовым бокситом и белыми алунитовыми комками величиной 1—10 см. В 1955 г. Бидло рентгеновским анализом установил, что содержание алунита в этих участках приблизительно равно 85%, а гиббсита 10%. Гедеон [162] в карьере рудника Шандор месторождения Ньирад в верхней части залежи обнаружил 37% алунита, 43% каолинита и 14% гиббсита. Кишш [250] в боксите месторождения Нежа обнаружил единичные зерна алунита размером не более 1 мм.

В красном боксите с желтыми жилками из линз II и III участка Ньирад-Изамайор автор во многих местах обнаружил белые и розовые алунитовые гнезда величиной до 2—10 см, реже до 30—80 см, заполненные чаще всего алунитом и содержащие несколько процентов гиббсита, бёмита и каолинита. В карьере линзы Дарвашто VI в Ньираде автором были обнаружены белые гнезда величиной 5—20 см, которые содержат 75—95% алунита в сопровождении гиббсита, гипса и каолинита. В карьерах Халимба и Мамомвёльдь автором наблюдались алунитовые и галлуазитовые гнезда размером несколько сантиметров. В верхней части бокситового тела в карьере I месторождения Эплень красный боксит содержит 25%, а белые пятна в нем — 45% алунита (рис. 149). Во всех этих месторождениях алунитовые гнезда размещаются в верхней части залежей вблизи пиритсодержащих бокситов, которые частично или полностью окислены.

В бокситовой глине залежи Черсегтомай во вторичном гиббситовом слое, залегающем на доломите подошвы, автором наблюдались плотные почкооб-

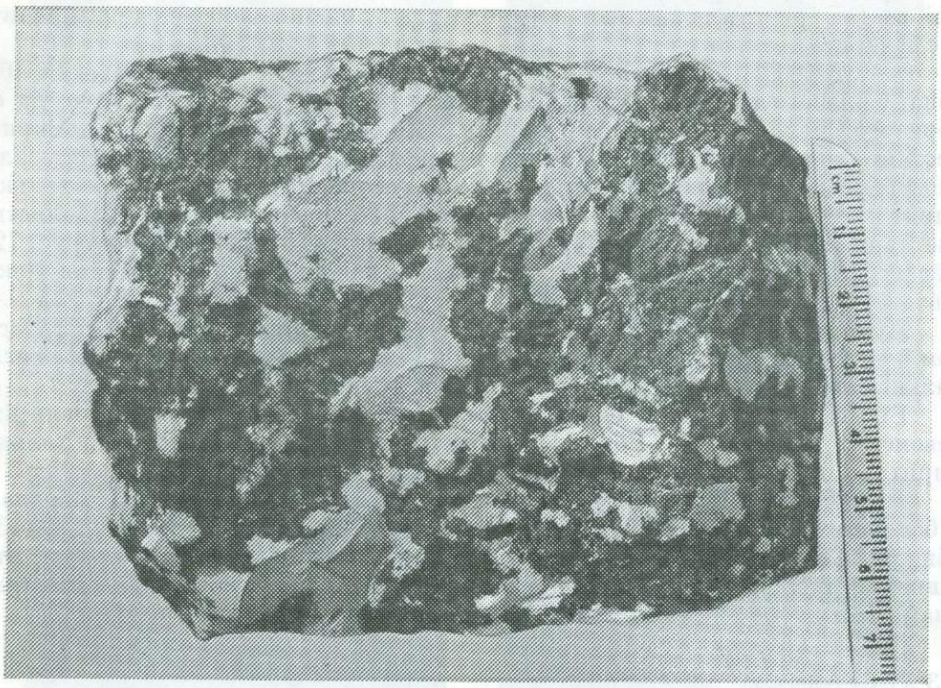


Рис. 149. Боксит с высоким содержанием алунита.
Месторождение Эплень, Венгрия.

разные гнезда величиной 0,5—1,0 см, в которых наряду с каолинитом и алюмогелем содержалось 20—30% алунита [32—35].

По данным химического и рентгеновских анализов алунит из месторождений Халимба, Сёц и Искасентдьёрдь преимущественно натриевый с незначительным содержанием калия. В эпленьских и черсегтомайских алунитах калия больше. Чисто калиевый или чисто натриевый алунит в венгерских бокситах отсутствует.

Образование алунитовых гнезд связано с разложением пирита [162, 250]. В процессе вторичного или поверхностного окисления пирита образуются сернокислые растворы, которые, просачиваясь, растворяют отдельные минералы алюминия. Циркулируя в породах, растворы медленно нейтрализуются. При pH 4—5 выделяется алунит, связывая при этом растворенные в грунтовой воде натрий и калий. Этот процесс протекает главным образом близ поверхности, поэтому алунит отсутствует в залежах глубже 100 м, например в рудниках Халимба II и III. На месторождении Искасентдьёрдь алунит встречался в выработанных сейчас участках карьеров. В глубоком руднике Кинчеш II алунит встречается довольно редко, а в рудниках Йожеф I и III до настоящего времени алунит не отмечался (Bárdos, 1973 устное сообщение).

В сером пирит-марказитовом бокситe, отобранном недалеко от Кузано-Мутри в горах Матесе в Италии, автор в основной массе обнаружил несколько зерен алунита. Бенеславский [61] упоминает о находках алунита в месторождениях Тургайского прогиба и в Мугоджарах. По мнению Ашрафа и др. [16], в бокситовых залежах Соляного хребта в Пакистане некоторые пробы глинистого боксита и бокситовой глины содержат натриевый алунит. По расчетам химических анализов его количество может достигать 15—20%.

АЛЮМИНИТ $Al_2(OH)_4(SO_4)\cdot 7H_2O$. Встречается значительно реже алунита. Гедеон [164] определил алюминит в слоях, непосредственно перекрывающих бокситы в Ганте. В открытом карьере залежи Сёлёхедь месторождения Шюмег между известняком подошвы и бокситом автор данной книги обнаружил белый слой толщиной в несколько сантиметров, который на 60% состоит из алюминита и на 36% из гиббсита, а оставшаяся часть представлена каолинитом, гётитом и кальцитом. В месторождении Сёц в красном боксите залежи Нирешкута II можно видеть снежно-белые почкообразные гнезда величиной 1—8 см, которые, по данным выполненного автором анализа, состоят из чистого алюминита. В залежи Феликс II в средней части бокситового тела в красном боксите автор обнаружил горизонтально расположенные белые выделения алюминита мощностью 1—4 см, которые можно было наблюдать в разработках на расстоянии более 20 м. Местами алюминит сопровождался выделениями гипса мощностью 2—4 мм [56].

Алюминит был обнаружен также Гладковским и Рудновой [168] в южноуральских девонских бокситах, где он образует в нижних частях залежей плотные почкообразные белые гнезда размером 6—20 см в поперечнике. Алюминит встречается чаще, чем обнаруженный здесь же базалюминит. В Черногории в залежи Штуденац жилки в белом и розовом боксите выполнены пористым белым алюминитом. Местами он сопровождается выделениями гиббсита [289].

Образование алюминита связано с окислением пирита и марказита, он выделялся при нейтрализации сернокислых растворов, просачивающихся вниз, а условием для образования этого минерала служило отсутствие в грунтовых водах калия и натрия, так как, если бы они были, должен был бы образоваться алунит. Отложение могло происходить там, где кислые растворы достигали уровня подошвы или горизонта слабощелочных грунтовых вод.

БАЗАЛЮМИНИТ $Al_4(OH)_{10}(SO_4)\cdot 5H_2O$. Вендель и др. [459] в карьере Харастош месторождения Гант, в самой верхней части залежи, в слое толщиной 1—2 см встретили немного базалюминита с гипсом.

Гладковский и Руднова [168] базалюминит обнаружили в девонских бокситах на Южном Урале, где он образует гнезда величиной несколько сантиметров в нижней части бокситового тела. Часто базалюминит можно встретить в нескольких сантиметрах над поверхностью известняка подошвы. Сопровождается он гиббситом и аллофаном (рис. 150). Местами базалюминит твердый, серый, столбчатого строения; в других же местах мягкий и белый. На воздухе базалюминит постепенно теряет кристаллическую воду и рассыпается в белый порошок. По мнению авторов, этот минерал произошел в результате окисления пирита в сером боксите верхних частей залежей. Образовавшаяся серная кислота, просачиваясь вниз, выщелачивает из пород алюминий. Достигая подошвы, эти кислые растворы нейтрализуются и из них выделяется базалюминит. По мнению авторов, тогда же образуются и встречающиеся здесь гиббсит и аллофан.

В Черногории близ Никшича в залежи Паприти обнаружены белые гнезда, состоящие из базалюминита с примесью гипса [275]. Минерал хорошо окристаллизован, и его образование связывают с окислением пирита.

МЕТАБАЗАЛЮМИНИТ $Al_4(OH)_{10}(SO_4)$. Бардоши и др. обнаружили метабазалюминит в одной из бокситовых залежей, расположенных недалеко от Тюкрёшмайора в Венгрии. Этот минерал образует жилки мощностью 1—2 мм в охро-желтом и пестром боксите. Метабазалюминит встречается вместе с незначительным количеством бассанита, он образует хорошо развитые столбчатые кристаллы величиной в несколько сотен микрометров. Вероятно, метабазалюминит является продуктом окисления пирита, распространенного в самой верхней части залежи. Пока не ясно, почему в одном случае образуется алюминит, в другом базалюминит, а в третьем метабазалюминит.

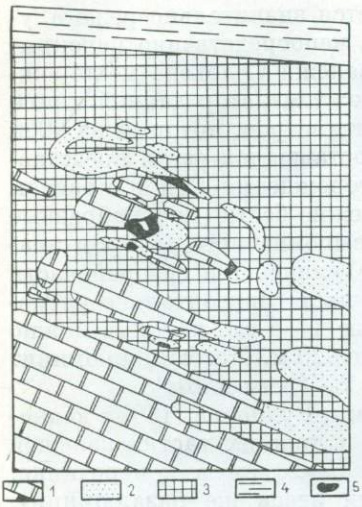


Рис. 150. Гнезда базалюминита в боксите.

Месторождение Межевой Лог, Южный Урал [168]. *1* — известняк подошвы; *2* — гнезда базалюминита; *3* — красный яшмовидный боксит; *4* — боксит пестроцветный, т. е. выветрелый, серый, пиритизированный; *5* — гнезда аллофана.

Возможно, что метабазалюминит является продуктом постепенной дегидратации водосодержащего сульфата алюминия.

МЕЛАНТЕРИТ $FeSO_4 \cdot 7H_2O$. Впервые был обнаружен в боксите месторождения Сёц [31]. Здесь мелантерит встречается в нижней части слоя пиритсодержащего серого боксита, где образует бледно-зеленые пленки мощностью несколько миллиметров. Позже присутствие мелантерита было отмечено в месторождениях Халимба, Сёц, Ньирад и Кишлёд, везде в пиритсодержащем сером бокситe (рис. 151). По Комлошши [256], мелантерит широко распространен в сером пиритсодержащем бокситe месторождения Искасентдьёрдь.

Минерал является продуктом окисления пирита и марказита, образуется даже в наши дни в горных выработках с высокой влажностью воздуха. На поверхности серого боксита в пустотках и трещинах мелантерит выделяется в форме тонких игольчатых кристаллов длиной несколько сантиметров, которые в сухом комнатном воздухе быстро превращаются в белый порошок.

Пирит и марказит, содержащиеся в сером североуральском бокситe, также при окислении преобразуются в мелантерит [61]. Куски сульфидной руды в отвалах в течение полугода разлагаются, и пирит в них переходит в мелантерит. Гладковский и Руднова [168] в девонских южноуральских залежах обнаружили мелантерит в сильно выветрелом пиритсодержащем бокситe. Он образует бледно-зеленые прозрачные корки и жилки и считается продуктом выветривания пирита.

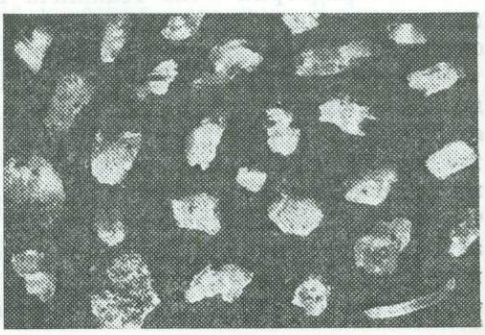


Рис. 151. Вторичные выделения мелантерита в сером бокситe.

Месторождение Халимба, горный участок Череш, Венгрия. Натуральная величина.

РОЗЕНИТ $FeSO_4 \cdot 4H_2O$. Был обнаружен автором в некоторых образцах серого пиритсодержащего боксита залежи Йожеф III месторождения Искасентдьёрдь в количестве нескольких процентов. Розенит сопровождается алунитом и сомолнокитом и является продуктом окисления пирита.

СОМОЛНОКИТ $FeSO_4 \cdot 1H_2O$. Был обнаружен автором вместе с розенитом в сером боксите с пиритом в залежи Йожеф III (Искасентдьёрдь). Количество этого минерала составляет 1—14%, больше всего в самой нижней части серого боксита. Как и другие сульфаты, он является продуктом окисления пирита.

БУТЛЕРИТ $Fe^{3+}(OH)SO_4 \cdot 2H_2O$. Довольно редкий сульфатный минерал в бокситах. Обнаружен Бенеславским [61] в некоторых североуральских девонских бокситах. Бутлерит образует микропрожилки или тонкие пленки на поверхности зерен; встречается главным образом в бокситах, обнажающихся на поверхности, происхождение гипергенное.

ПАРАБУТЛЕРИТ $Fe^{3+}(OH)SO_4 \cdot 2H_2O$. Обнаружен автором в сером пиритсодержащем боксите месторождений Ньирад, Изамайор и Искасентдьёрдь в количестве нескольких процентов. Парабутлерит равномерно распределяется в основной массе; в Ньираде его сопровождают алунит и гипс, а в Искасентдьёрде — алунит и сомолнокит. Минерал является продуктом окисления пирита.

ФИБРОФЕРРИТ $Fe^{3+}(OH)SO_4 \cdot 5H_2O$. В светло-сером боксите верхней части залежи Реджа-Пьяна, расположенной в горах Матесе в Италии, автор обнаружил 3% фиброферрита вместе с мелантеритом и гипсом. Этот минерал образовался в ходе поверхностного окисления пирита в боксите.

ГАЛОТРИХИТ $Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$. По наблюдениям Гладковского и Рудновой [168], галотрихит встречается в североуральских девонских бокситах, в ассоциации с мелантеритом. Минерал образуется в ходе окисления пирита и марказита, содержащихся в боксите.

ГИПС $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Встречается в таких бокситах, в которых пирит и марказит окислены, или там, где непосредственно покрывающие слои содержали пирит. В верхней части залежей месторождения Гант в Венгрии встречаются кристаллы гипса размером несколько сантиметров. В самом боксите гипс встречается редко, его больше в слоях серой и пестрой глины, покрывающей боксит. По данным Дудиха (1965), в сером, содержащем пирит и марказит боксите из линзы Ньирад (залежь Дарвашто XI) количество гипса иногда достигает 20—25%, в то время как в красном боксите его меньше 1%. В залежи Феликс II на месторождении Сёц гипс выполняет жилки, сопровождающие алюминитовые гнезда и имеющие мощность 1—10 мм; кристаллы гипса в них нарастают по зальбандам [56].

По Будникову [78], залежи глинистого боксита, расположенные на полуострове Таймыр, пронизаны вторичными жилками гипса. Количество гипса в некоторых местах составляет 60—65% всего боксита. Эти залежи в настоящее время являются самыми гипсоносными из известных бокситовых месторождений.

В североуральских месторождениях вместе с другими сульфатными минералами встречается также гипс в качестве продукта окисления пирита [61]. На испанском месторождении Фуэнтеспалда Комб [113] по границе подошвы обнаружил гипс-гётитовую корку мощностью 1—2 см. Гипс в качестве тонких жилок проник на глубину 5—10 см в доломитовый известняк подошвы. После нейтрализации сульфатных растворов трехвалентного железа и выделения гётита растворы частично просачивались дальше вниз, и в пределах доломитового известняка из них выделялся весь гипс.

БАССАНИТ $2CaSO_4 \cdot H_2O$. Был обнаружен Бардоши и др. [45] в боксите залежи Тюкрёшмайор в Венгрии. Он вместе с метабазалюминитом выполняет жилки мощностью 1—2 мм в желтом и пестром боксите и образует

плоские ромбоэдрические кристаллы. Количество бассанита книзу постепенно снижается. Вероятно, этот минерал образовался за счет окисления пирита в сером боксите, слагающем самую верхнюю часть залежи. При окислении пирита в бокситах обычно образуется гипс, и до сих пор не ясно, что приводит к образованию бассанита вместо гипса.

АНГИДРИТ $CaSO_4$. Непосредственно под серым пиритсодержащим бокситом рудника Феликс I в Сёце можно обнаружить розовый боксит с красными пятнами, густо пересеченный жилками гипса. По рентгеновским исследованиям автора, вместе с гипсом здесь содержится и несколько процентов ангидрита. Вероятно, он образовался вместе с гипсом в результате окисления пирита.

БАРИТ $BaSO_4$. Кишш [252] в самой верхней части залежей в Ганте и в глине непосредственной кровли встретил немного барита в пластинчатых прозрачных кристаллах. Барит, так же как гипс и алунит, связан с сернокислыми растворами, образовавшимися в процессе разложения пирита. По мнению Кишша, сульфатные растворы выщелачивали барий из полевого шпата. Барит очень быстро выпадает из растворов, и поэтому в средней и нижней частях залежей его обнаружить не удается. Вёрёш [463] в месторождении Искасентдьёрдь обнаружил несколько зерен барита размером 300—1000 мкм. По его мнению, барит выделился из просачивающихся вниз сернокислых растворов.

ЦЕЛЕСТИН $SrSO_4$. Был обнаружен автором при рентгеновском исследовании алунита из бокситовой линзы I месторождения Эплень в количестве 1—2%. Вероятно, он образовался вместе с алунитом за счет окисления пирита [39, 40].

ХАЛЬКАНТИТ $CuSO_4 \cdot 5H_2O$. Был обнаружен Бенеславским [61] в незначительном количестве в некоторых североуральских бокситах.

СВАНБЕРГИТ $SrAl_2(OH)_6(SO_4)(PO_4)$. Описан Скрипко (1954) в бокситах Североколчеданского, Соколовского и Барзасского месторождений. Луканина [517] наблюдала данный минерал в бокситовых залежах Одинского месторождения, где он образует выполнения пор и трещин. Сванбергит может быть скрытокристаллическим и встречаться в виде ясных кристаллов.

Упоминавшийся Бенеславским [61] тихвинит из североуральского боксита не является самостоятельным минералом, а представляет собой разность сванбергита.

СОКОЛОВИТ (Ca, Sr) $Al_3(OH)_6(SO_4)(PO_4)$. Минерал занимает промежуточное место между вудхаузитом и сванбергитом. Был обнаружен Гладковским и Шаровой [518] на Кушмурунском месторождении на Среднем Урале.

5.3.6. Фосфаты, ванадаты и арсенаты

АПАТИТ $Ca_5(F, Cl, OH)(PO_4)_3$. Один из наиболее распространенных фосфатных минералов карстовых бокситов. Чаще всего это терригенные обломки. Кишш [252] в бокситах Ганта обнаружил слабо окатанные зерна апатита размером более 60 мкм. Бенеславский [61] в большинстве советских месторождений боксита описывал обломочный апатит. Как правило, апатит равномерно распределен в основной массе боксита. По данным автора, бокситы Венгрии почти всегда содержат апатит в количестве 0,1—0,8%. По данным Штраля [412], в ямайских бокситах часто встречается гидроксилапатит. Частично он является продуктом выветривания известняка подошвы.

Вторичный апатит относительно редок, он образует главным образом выполнения пор и полостей, например на Березовском месторождении боксита апатит образует сферолиты и зональные каемки [61]. Тодорова и Стефа-

нов [442] в небольших разработках близ Трына в Болгарии в верхней трети бокситового тела обнаружили желтовато-белые гнезда, трубки и линзы с максимальным диаметром 10 см. Гнезда окаймлены гематит-гётитовой миллиметровой коркой толщиной не более нескольких миллиметров. По данным анализа двух образцов, полученных от болгарских авторов, можно утверждать, что гнезда сложены фторапатитом. Выделение апатита в виде гнезд позволяет предполагать его вторичность.

КАРБОНАТАПАТИТ (ФРАНКОЛИТ) $Ca_5[F(PO_4)(CO_3)(OH)_3]$. Встречен в девонском североуральском боксите в форме мелких идиоморфных зерен, выполняющих поры и полости, считается вторичным [61]. По данным Бушинского [88], в одной из залежей этого района у самой подошвы боксит сильно фосфатизирован и содержит до 23% P_2O_5 в форме франколита.

ЭВАНСИТ $Al_3(OH)_6(PO_4)\cdot 6H_2O$. Встречается вместе с франколитом в девонских бокситах на Северном Урале, заполняет полости в боксите или образует почковидные вторичные выделения [61].

ФЕРМОРИТ $(Ca, Sr)F(PO_4)$. Был обнаружен в боксите месторождения Искансентдьёрдь при исследовании с электронным микрозондом. Ферморит образует круглые и овальные выделения размером 10—20 мкм в богатых железом зернах-шариках и бокситовых гальках. Часть кальция в минерале замещена церием, кроме того, в минерале содержится немного урана. Происхождение, очевидно, диагенетическое.

АУГЕЛИТ $Al_2(OH)_3(PO_4)$. Был обнаружен в количестве 0,4—0,8% в мальмских и сенонских бокситах на месторождении Парнас — Киона в Греции [49]. Сингенетический аугелит равномерно распределен в основной массе боксита.

Аугелит был обнаружен Сланским и др. [402] в верхней, латеритизованной части сенегальского фосфатного месторождения. По мнению авторов, при латеритизации аугелит и крандаллит образовались из фторапатита.

КРАНДАЛЛИТ $CaAl_3H(OH)_6(PO_4)_2$. Так же, как и апатит, крандаллит является главным фосфатным минералом карстовых бокситов. По определению автора, минерал присутствует во всех венгерских месторождениях в количестве 0,1—1,0%. Как правило, минерал равномерно распределен в основной массе боксита. В ооидах, пизолитах и бобовинах крандаллит или совсем отсутствует или его очень мало. На месторождении Искасентдьёрдь в пестром боксите близ кровли был обнаружен крандаллит в количестве 1—4%, больше всего его было в светлых пятнах, которые были вторично обезжелезены. Боксит из месторождения Надьедьхаза содержит 1—5% крандаллита, тонко распределенного в основной массе. Местами образует желтые прожилки мощностью 0,1—1,0 мм. Размер кристаллов в жилках равен 10—20 мкм. Жилы пересекают элементы структуры боксита (Гече, 1975, устное сообщение). Таким образом, на венгерских месторождениях одинаково распространены сингенетический, диагенетический и эпигенетический крандаллит.

По мнению Андерсона [9], крандаллит является главным фосфатным минералом ямайского боксита, его среднее содержание здесь достигает 1—1,5%. В некоторых долинных залежах его количество может повышаться до 3—4%. Наибольшее количество крандаллита содержится в карстовых бокситах островов Тихого океана. Например, в образцах с островов Луайоте автор обнаружил 1—13% минерала, а в образце с острова Ниуэ 2—8%. На островах Лау фосфорсодержащий боксит также, по всей вероятности, содержит крандаллит. Основным минералом оолитовой фосфатной залежи, расположенной на острове Беллона, по определениям де Вейсса [481] является крандаллит. Боксит с соседнего острова Реннелл, по определению автора, содержит до 3—5% крандаллита (образец получен от де Вейсса).

МОНАЦИТ $CePO_4$. При выполнении автором совместно с Панто анали-

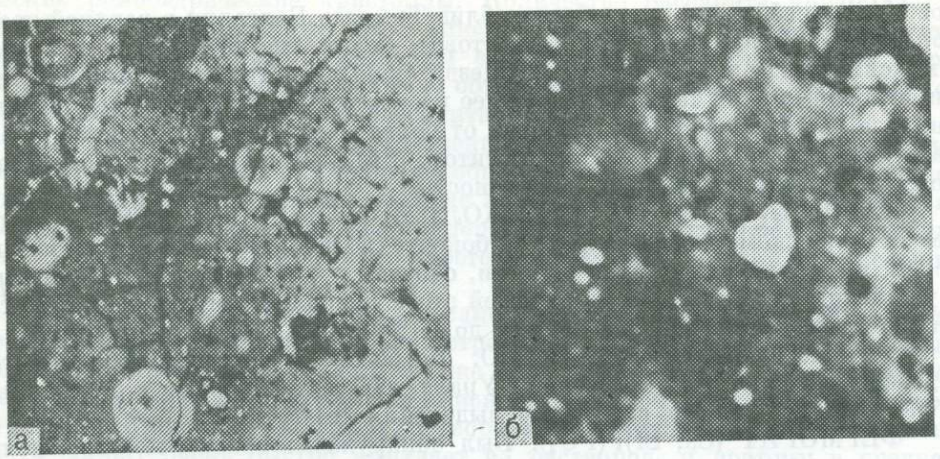


Рис. 152. Зерна монацита обломочного происхождения в боксите.
Месторождение Искасентдьёрдь, залежь Кинчеш, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде, общий вид поверхности. Увеличение: *а* — 300; *б* — 1200.

зов с электронным микрозондом монацит был обнаружен во многих месторождениях. Его количество колеблется от тысячных до сотых долей процента. Часто встречаются зерна монацита в бокситах месторождений Гант, Искасентдьёрдь и Надьедьхаза, реже — в месторождении Кишлёд и спорадически в Альшопере. Большей частью зерна имеют размер 1—10 мкм, но в исключительных случаях достигают 10—20 мкм. Форма зерен более или менее округлая и их можно считать обломочными (рис. 152).

Обломочные зерна монацита обнаружены нами также в бокситовых залежах Прованса в Южной Франции: в направлении с запада на восток количество и размер зерен постепенно уменьшается. Относительно много монацита было обнаружено в залежах Кампо-Феличе, расположенных в горах Абруцци, и на месторождении Сан-Джованни-Ротондо, расположенном в Апулии. В обоих районах зерна монацита имели размеры 2—8 мкм, и по виду их можно отнести к обломочным.

Большинство зерен монацита помимо церия содержат также и другие редкие земли. По месторождениям авторами были установлены следующие наиболее часто встречающиеся соотношения в составе:

Надьхаршань	Ce > Nd > La > Pr > Sm > Dy
Гант	Ce > La > Nd
Искасентдьёрдь	Ce > Nd > La
Альшопере	Ce > Nd > La > Pr
Кишлёд	Ce > La > Nd > Th
Алло	Ce > La > Nd > Pr > Sm > Ho > Dy > Pm > Er
Мазог	Ce > Nd > La
Кампо-Феличе	Ce > La > Nd > Pr > Th
Сан-Джованни-Ротондо	Ce > Nd > La > Pr > Sm > Gd > Ho > Th

На всех исследованных месторождениях помимо церия в монаците часто встречаются неодим и лантан.

ЧЕРАЛИТ (Ce, Ca, La, Th)(PO_4). Встречается значительно реже, чем монацит. До настоящего времени обломочный чералит был обнаружен только в итальянских бокситах. В некоторых пробах из Кампо-Феличе и Сан-Джованни-Ротондо этот минерал был обнаружен автором только при анализе с применением электронного микрозонда. Зерна имели размер 2—8 мкм.

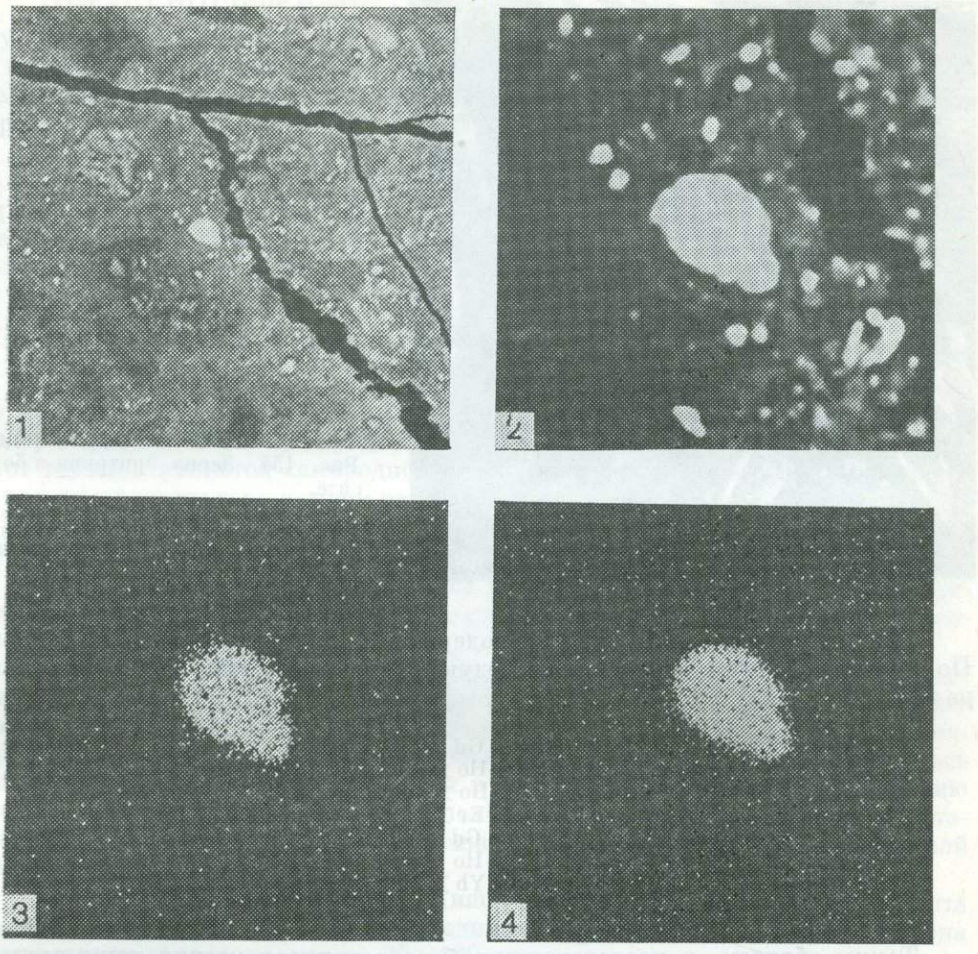


Рис. 153. Зерно ксенотима обломочного происхождения в бокситe.

Месторождение Надьхаршань, Венгрия. Снимки получены на электронном микрозонде. *1* — общий вид поверхности, ув. 300; *2* — то же, ув. 1200; *3* — распределение иттрия, ув. 1200; *4* — распределение фосфора, ув. 1200.

КСЕНОТИМ YPO_4. Обнаружен автором и Панто в количестве от тысячных до сотых долей процента при исследовании различных карстовых бокситов. В венгерских залежах округлые зерна ксенотима чаще всего имеют размер 1—10 мкм. Только лишь в надьхаршаньском боксите было обнаружено несколько зерен размером 10—20 мкм (рис. 153). В месторождении Ганг содержится относительно много ксенотима. В Кишлёде его количество значительно меньше, а в месторождениях Искасентдьёрдь, Нежа и Надьхаршань встречаются только единичные зерна.

На юге Франции, в Провансе, в залежах боксита содержание и размер зерен ксенотима постепенно увеличиваются с запада на восток в противоположность тому, что наблюдалось при рассмотрении монацита. В самой восточной залежи, Па-де-Реку, наибольший размер зерен 22 × 30 мкм [54]. В Италии в исследованных нами залежах содержание ксенотима меньше, чем монацита, и он был обнаружен только в некоторых пробах из Кампо-Феличе и Сан-Джованни-Ротондо. Окатанные зерна имели размер 2—10 мкм.

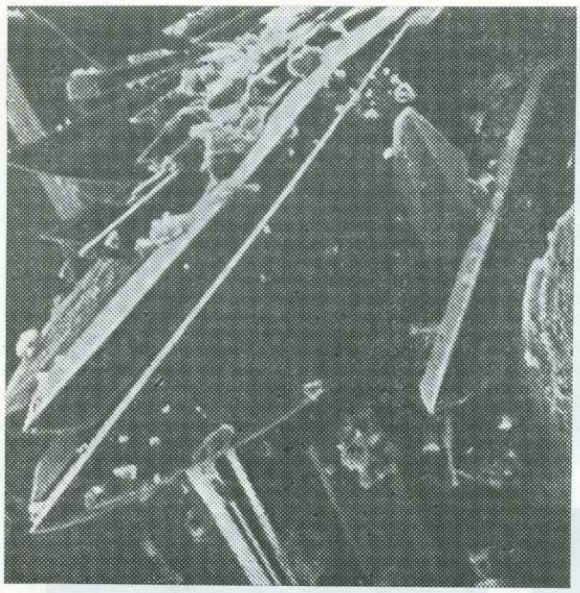


Рис. 154. Зерна эритрина в бокcите.

Месторождение Бриньоль, залежь Бланкетт, Франция [133]. Снимок получен на сканирующем электронном микроскопе, ув. 400

Ксенотим здесь кроме иттрия содержал и ряд других редких земель. По месторождениям отмечаются следующие соотношения в составе минерала:

Надьхаршань	Y > Dy > Er > Gd > Ho > Yb
Гант	Y > Dy > Er > Ho > Yb > Gd > Tb > Tm > Hf > Lu
Кишлёд	Y > Dy > Er > Ho > Gd > Sm > Yb > Lu
Нежа	Y > Dy > Yb > Er > Ho
Алло	Y > Dy > Sm > Gd > Yb > Ho > Er > Eu > Nd
Мазог	Y > Dy > Gd > Ho > Er > Yb > Tb > Lu > Sm
Па-де-Реку	Y > Dy > Er > Yb > Ho > Lu > Gd

Таким образом, в исследованных бокситах после иттрия чаще других редких земель встречается диспрозий, а распространенность других редкоземельных элементов различна для каждого месторождения.

В североуральских триасовых бокситах встречено несколько окатанных зерен ксенотима (размеры зерен и их распространенность не описаны) [441]. По данным Шаровой и Глазуновой [381], некоторые вьетнамские бокситы также содержат немного обломочных зерен ксенотима.

МЕТАТЮЯМУНИТ $Ca(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 4H_2O$. Кёлер [265] в залежи Грёзер австрийского месторождения Унтерлаусса в красно-коричневом бокcите обнаружил ярко-желтые гнезда величиной с орех; в химическом составе заполняющего их минерала значительную роль играют уран и ванадий, оптические свойства минерала близки к карнотиту. Браунер и Грёглер [75] при помощи рентгеновского анализа определили, что минерал в действительности является не карнотитом, а метатюямунитом. Вероятно, минерал вторичный.

ТЮЯМУНИТ $Ca(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 5—8H_2O$. В одном из образцов боксита, отобранных также из залежи Грёзер месторождения Унтерлаусса (любезно предоставлен Зиглем), автором обнаружены желтые выделения величиной 2—3 мм, которые по результатам рентгенодифрактометрического анализа состоят преимущественно из тюямунита и незначительного количества метатюямунита. Вероятно, что метатюямунит произошел из тюямунита в результате потери воды. Тюямунит явно вторичен.

МЕТАЦЕЙНЕРИТ $Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$. Браунер и Грёглер [75] обнаружили метацейнерит также в залежи Грёзер, где он встречается совместно с метатюямунитом в виде пластинчатых кристаллов зеленого цвета, которые имеют размер несколько миллиметров и предположительно эпигенетическое происхождение.

ЭРИТРИН $Co_3(AsO_4)_2 8H_2O$. Обнаружен Дитрихом и др. [133] в залежи Бланкетт недалеко от Бриньоля во Франции. Эритрин образует хорошие кристаллы величиной в несколько десятых миллиметра (рис. 154), встречается в нижней части бокситовой залежи; наблюдался также и в форме сферолитов размерами меньше 2 мм. По всей вероятности, минерал вторичный.

5.3.7. Самородные элементы

САМОРОДНАЯ СЕРА S. Кормош [263] описал в одной бокситовой залежи Истрии серый боксит с пиритом, по результатам химического анализа содержащий избыток сульфидной серы, равный 1,5%. По мнению автора, этот избыток является самородной серой. Кайер и Побеген [97, 99] обнаружили самородную серу в сером пиритсодержащем глинистом боксите в залежи Дурбан месторождения Арьеж, количество ее составляло 1—5%. Самородная сера распределена в основной массе боксита как тонкодисперсная примесь.

Самородная сера образовалась за счет вторичного восстановления боксита. Возможно, в ее образовании значительную роль сыграла также и деятельность серобактерий.

САМОРОДНАЯ МЕДЬ Cu. В карьере Рорер-Пит, расположенном на территории бокситового района Миссури в черной, содержащей уголь, бокситовой глине Аллен [7] обнаружил выделения самородной меди в форме листочков размером около 1 см. По мнению Аллена, самородная медь отложилась из грунтовых вод, циркулировавших в бокситовой залежи. По присутствию в залежах черного угля можно предположить, что здесь была сильно восстановительная среда и это сыграло решающую роль в выделении самородной меди.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО Au. Киш [252] в нескольких пробах боксита из месторождения Гант наблюдал единичные истертые терригенные зерна самородного золота размером 90—100 мкм.

5.3.8. Органические минералы

Химический анализ большинства бокситов показывает наличие в них нескольких сотых или тысячных долей процента органического вещества. О форме нахождения этого вещества известно очень мало.

Вёрёш [463] при исследовании под микроскопом некоторых бокситовых разрезов месторождения Искасентдьёрдь во всех пробах обнаружил прозрачные желто-коричневые зерна органического вещества размером 40—1500 мкм; зерна сгорают в пламени горелки Бунзена, оставляя пепел, не растворимы ни в воде, ни в соляной кислоте, ни в бензине, ни в ксилоле, показатель преломления равен ~1,5. Вёрёш считает их близкими к сукциниту.

5.4. Индивидуальность и гетерогенность минералов боксита

Повышение точности методов минералогических исследований позволило установить, что реальные свойства минералов боксита в той или иной мере отличаются от идеальных. Для выявления их своеобразия, названного нами

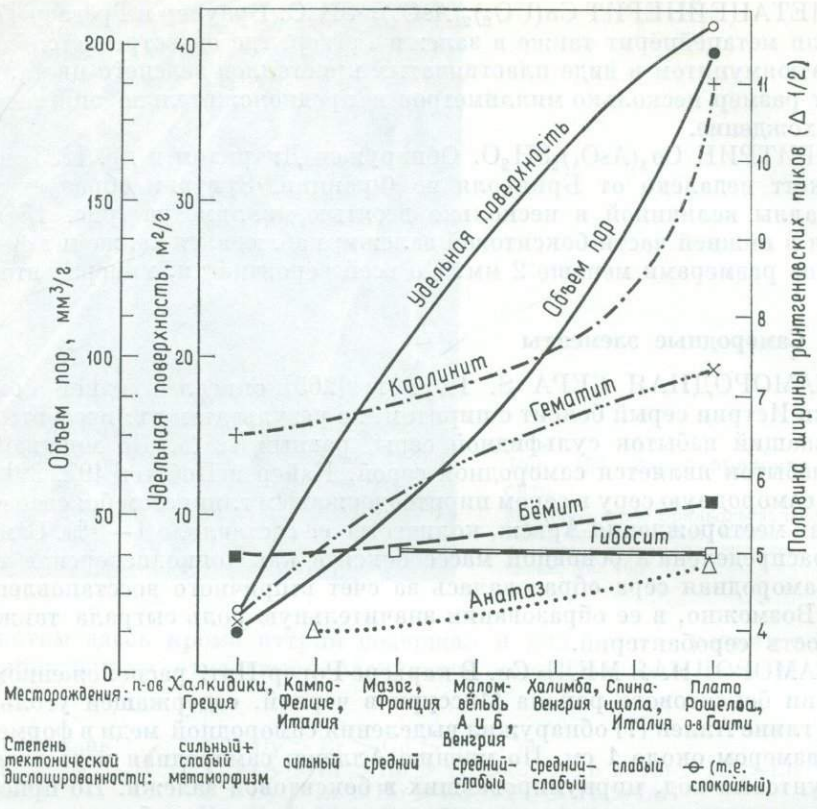


Рис. 155. Сравнение степени окристаллизованности минералов, удельной поверхности и объема пор бокситов различной степени тектонической дислоцированности.

индивидуальностью минерала, и для его количественной характеристики применялись различные современные методы исследования [48]. Особенно полезным оказалось измерение ширины половинного значения рентгеновских пиков («ширина Лауэ»), рентгеновских постоянных, отнесенных к бёмиту, и изучение ИК-спектров. Оказалось, что наиболее различными являются параметры каолинита; за ним следуют гематит и гётит, затем гиббсит и бёмит и, наконец, диаспор и анатаз.

В пределах одного месторождения данные параметры изменяются в относительно узких пределах. Только вторичные минералы (в гнездах, конкрециях, выполнениях трещин и т. д.) сильно отличаются от минералов основной массы бокситов.

Между этими типоморфными параметрами и геологическим возрастом бокситов существует некоторая зависимость. Обычно, но не всегда минералы более древних залежей являются лучше окристаллизованными по сравнению с молодыми бокситами. Однако тесная взаимосвязь обнаружена между степенью кристалличности минералов боксита и степенью тектонической дислоцированности залежи. С увеличением дислоцированности всегда возрастает кристалличность минералов и размер кристаллов (рис. 155), значительно уменьшается ширина половинного значения рентгеновских пиков для каолинита и гематита и в меньшей степени для бёмита и анатаза. Обращает на себя внимание, что кристалличность гиббсита остается неизменной, но дислоцированность выше определенной степени приводит к исчезновению гиббсита, т. е. перекристаллизации его в бёмит или диаспор. На рисунке

также видно, что с увеличением дислоцированности однозначно сокращается удельная поверхность и микропористость (емкость пор меньше 100 мкм) боксита. Это означает, что с увеличением размеров кристаллов уплотняется выполнение полостей.

При изучении поверхностных месторождений, которые никогда не были перекрыты другими породами и никогда не подвергались действию тектонических сил, было обнаружено, что минералы таких карстовых бокситов обычно имеют незначительные размеры (0,05—0,3 мкм) и кристалличность их далека от идеальной. В противоположность этому в некоторых залежах латеритных бокситов авторами было обнаружено, что в результате вторичной перекристаллизации возрастают размер и кристалличность минералов (рис. 156). При сравнении четырех проб боксита с разной степенью перекристаллизованности и с разным содержанием гиббсита (карстовый боксит с Гаити, содержащий 43,9% гиббсита, среднеперекристаллизованный боксит Уэйпы из Австралии — 77,8%, и две пробы сильно перекристаллизованных фриайских латеритных бокситов из Гвинеи — 82,7 и 87,7%) можно хорошо видеть, что под воздействием перекристаллизации параметры гиббсита изменились в значительной мере. Кажется, что в латеритных бокситах условия для поверхностной перекристаллизации минералов более благоприятны, чем в залежах карстовых бокситов.

Типоморфизм минералов обусловливает их технологические свойства, поэтому подробное исследование данного явления важно и с практической точки зрения.

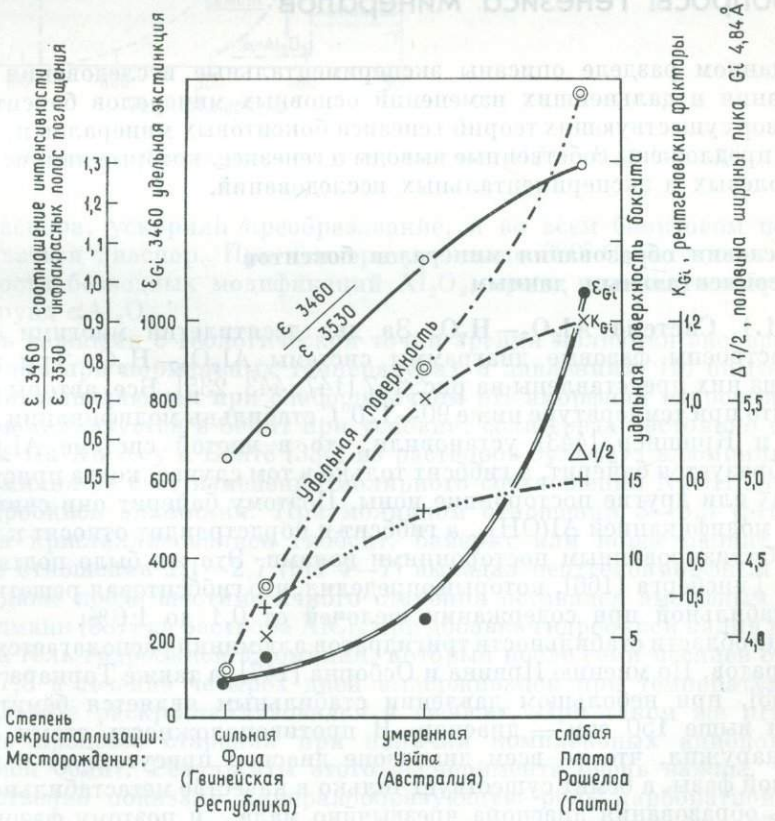


Рис. 156. Сравнение окристаллизованности гиббсита трех поверхностных бокситовых месторождений.

Причину индивидуальности бокситовых минералов авторы видят в различии условий, в которых происходят процессы минералообразования. Реальная структура первично образовавшихся минералов и их индивидуальные свойства под влиянием вторичных процессов могут изменяться. По имеющимся в настоящее время наблюдениям вторичные процессы обычно приводят к улучшению степени кристалличности и росту кристаллов до их наибольших размеров.

В результате опытов по селективному растворению с повторным центрифугированием удалось установить, что в одной бокситовой пробе может присутствовать несколько разновидностей одного и того же минерала боксита [48]. Данное явление первоначально было названо гетероморфизмом минерала, но правильнее применять наименование *гетерогенность минерала.* Гетерогенность минералов могла формироваться вследствие того, что условия образования хотя и немного, но изменяются во времени, приводя к последовательной кристаллизации разновидностей минерала. Эти разновидности, как правило, довольно стабильны и могут сосуществовать в породе в течение продолжительного времени. При увеличении давления и температуры различия парагенезисов уменьшаются, и минералы метаморфических бокситов преимущественно однородны по строению и кристаллической структуре.

5.5. Вопросы генезиса минералов

В данном разделе описаны экспериментальные исследования условий образования и дальнейших изменений основных минералов бокситов, приведен обзор существующих теорий генезиса бокситовых минералов и, наконец, автором предложены собственные выводы о генезисе, которые явились результатом полевых и экспериментальных исследований.

5.5.1. Условия образования минералов бокситов по экспериментальным данным

5.5.1.1. Система Al_2O_3—H_2O. За два десятилетия многими авторами были построены фазовые диаграммы системы Al_2O_3—H_2O. Три наиболее важные из них представлены на рис. 157 [147, 443, 235]. Все авторы сходятся на том, что при температуре ниже 90—120° С стабильны модификации $Al(OH)_3$. Торкар и Кришнер [443] установили, что в чистой системе Al_2O_3—H_2O всегда образуется байерит, а гиббсит только в том случае, когда присутствуют ионы Na^+ или другие посторонние ионы. Поэтому байерит они считают стабильной модификацией $Al(OH)_3$, а гиббсит и нордстрандит относят к кристаллам, стабилизированным посторонними ионами. Это же было подтверждено опытами Гинсберга [166], который определил, что гиббситовая решетка становится стабильной при содержании щелочей от 0,1 до 1,0%.

Выше области стабильности тригидратов алюминия располагается область моногидратов. По мнению Ирвина и Осборна [147], а также Торкара и Кришнера [443], при небольшом давлении стабильным является бёмит, а при давлении выше 150 атм — диаспор. В противоположность этому Кеннеди [235] обнаружил, что во всем диапазоне диаспор присутствует в качестве стабильной фазы, а бёмит существует только в качестве метастабильной фазы. Скорость образования диаспора чрезвычайно мала, и поэтому фазовые диаграммы практически не выражают действительного условия равновесия. Это было подтверждено опытами Нейхауза и Хейде [320], которые, вводя заро-

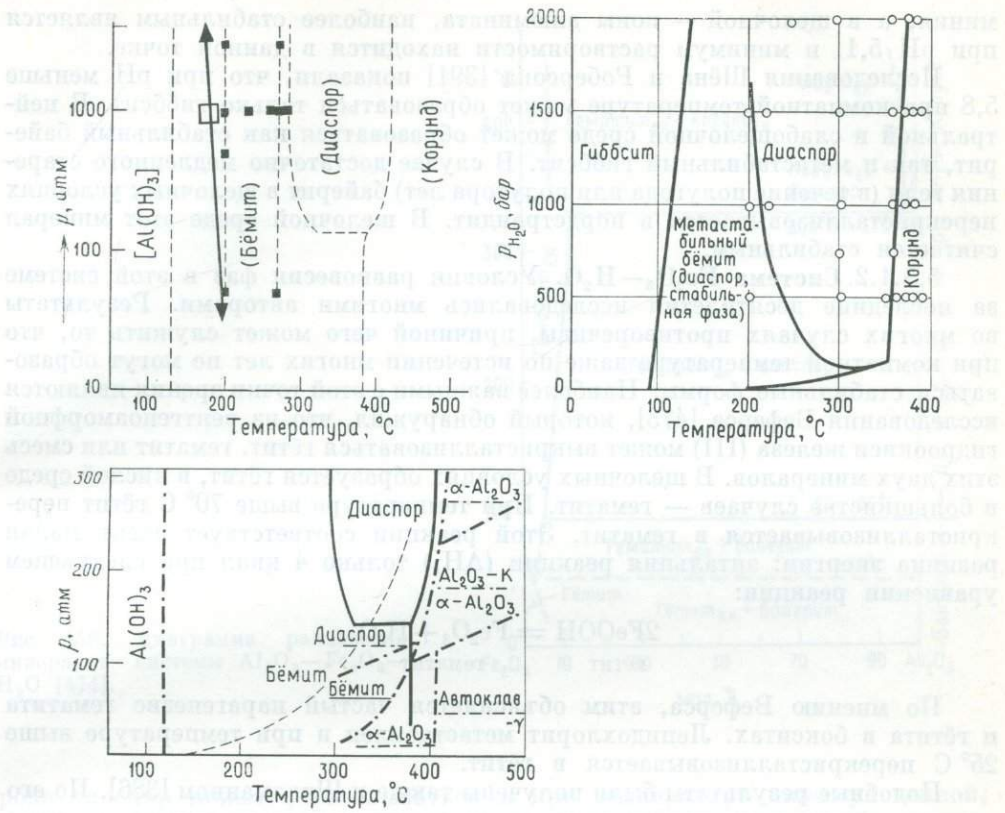


Рис. 157. Диаграммы равновесия минералов системы Al_2O_3—H_2O [147, 235, 443].

дыши диаспора, ускорили преобразование, и во всем бёмитовом поле мог образовываться диаспор. При температуре выше 380° С находится область стабильности безводных модификаций Al_2O_3, среди которых наиболее стабилен корунд αAl_2O_3.

Очень важными с геологической точки зрения являются эксперименты, выполненные при нормальных температурах и давлениях. По опытам Папе и др. [343], выпадающая при слабощелочном pH аморфная гидроокись алюминия кристаллизуется в бёмит при условии, если среда постоянно остается щелочной. Па Хо Хсу и Бейтс [336] из растворов сульфата алюминия и хлорида алюминия за счет изменения молярного соотношения $NaOH/Al^{3+}$ выделили гидроокись алюминия. При молярном отношении 3—3,3 (pH 8—10) из осадка кристаллизовались гиббсит, байерит или нордстрандит, а при молярном отношении 2,1—2,7 (pH 4—7) выпадал рентгеноаморфный осадок, который даже после шестимесячного старения оставался аморфным.

Шеллманн [387] из раствора $AlCl_3$ при добавке гидроокиси калия получил аморфный гель гидроокиси алюминия, который после семи месяцев старения при pH 7,5 в течение четырех дней выдерживался при температуре 80° С и в результате раскристаллизовался в гиббсит. При таком же pH и при таком же процессе старения при наличии комплексных анионов HCO_3^- образовался бёмит. Результаты этого эксперимента очень важны, так как непосредственно показали минералообразующую роль карбонатной среды. Ионы Mg и Ca почти не влияют на равновесие отдельных фаз [375, 358].

Гаррелс и Крайст [160] выполнили термодинамические расчеты по растворимости гиббсита. Минерал при растворении в кислой среде дает ионы алю-

миния, а в щелочной — ионы алюмината, наиболее стабильным является при pH 5,1, и минимум растворимости находится в данной точке.

Исследования Шёна и Роберсона [391] показали, что при pH меньше 5,8 при комнатной температуре может образоваться только гиббсит. В нейтральной и слабощелочной среде может образоваться как стабильный байерит, так и метастабильный гиббсит. В случае достаточно медленного старения геля (в течение полугода или полутора лет) байерит в щелочных условиях перекристаллизовывается в нордстрандит. В щелочной среде этот минерал считается стабильным.

5.5.1.2. Система Fe_2O_3—H_2O. Условия равновесия фаз в этой системе за последние десятилетия исследовались многими авторами. Результаты во многих случаях противоречивы, причиной чего может служить то, что при комнатной температуре даже по истечении многих лет не могут образоваться стабильные формы. Наиболее важными с этой точки зрения являются исследования Веферса [473], который обнаружил, что из рентгеноаморфной гидроокиси железа (III) может выкристаллизоваться гётит, гематит или смесь этих двух минералов. В щелочных условиях образуется гётит, в кислой среде в большинстве случаев — гематит. При температуре выше 70° С гётит перекристаллизовывается в гематит. Этой реакции соответствует очень малая разница энергии: энтальпия реакции (ΔH_r) только 4 ккал при следующем уравнении реакции:

$$\underset{\text{гётит}}{2FeOOH} \rightleftharpoons \underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + H_2O.$$

По мнению Веферса, этим объясняется частый парагенезис гематита и гётита в бокситах. Лепидохлорит метастабилен и при температуре выше 25° С перекристаллизовывается в гётит.

Подобные результаты были получены также и Шеллманном [386]. По его мнению, присутствие посторонних ионов также влияет на кристаллизацию аморфного ферригеля. Ионы Mg^{2+} и Ca^{2+} содействуют образованию гематита, а ионы HCO_3^- и SO_4^{2-} — образованию гётита. Однако присутствие ионов K и Na не оказывает влияния на направление реакции.

5.5.1.3. Система Al_2O_3—Fe_2O_3—H_2O. При описании минералов автором упоминалось, что в определенных пределах ионы Al^{3+} и Fe^{3+} могут изоморфно замещать друг друга в минералах алюминия и железа. Ввиду важности данного вопроса для технологии получения глинозема Тиль [439] и Веферс [474] экспериментально изучили условия равновесия в системе. Результаты представлены на диаграмме состояния на рис. 158.

Веферс обнаружил, что при давлении ниже 1 кбар изменение давления очень мало влияет на положение границы между фазами, поэтому на диаграмме представлены условия, соответствующие давлению изотермического пара насыщенного раствора. При комнатной температуре в чистой системе Al_2O_3 — Fe_2O_3 — H_2O байерит является стабильным минералом алюминия; в равновесии с ним находится алюмогётит. Ни байерит, ни гиббсит не образуют кристаллов, содержащих ионы трехвалентного железа. Преобразование гётит — гематит происходит уже при температуре 50° С, которая на 20° С ниже температуры в чистой системе Fe_2O_3—H_2O. Причину этого Веферс видит в изоморфном замещении алюминия. Таким образом, при температуре от 50 до 90—100° С алюмогётит и байерит находятся в равновесии. При повышении температуры байерит сменяется диаспором. Появление диаспора при такой низкой температуре возможно за счет эпитаксического зародышеобразующего влияния кристаллитов гётита. Кристаллическая решетка гётита так мало отличается от решетки диаспора, что на зародышах кристаллов гётита диаспор может расти даже в условиях ниже пределов термодинамической стабилизации этого минерала. По мнению цитируемого автора, в при-

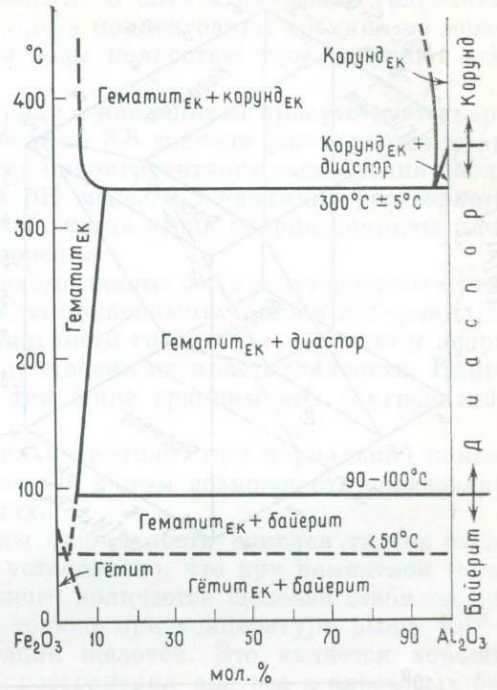


Рис. 158. Диаграмма равновесия минералов системы Al_2O_3—Fe_2O_3—H_2O [474].

роде диаспор может образовываться и при температуре ниже указанной, если время реакции настолько продолжительно, что его нельзя воспроизвести в лаборатории. Из этого видно, что наиболее важным условием образования диаспора в природе является возникновение его зародышей и, далее, создание таких условий, которые обеспечивают хорошее растворение.

При температуре выше 330° С в равновесии находятся алюмогематит и железосодержащий корунд. Эта температура намного ниже той, которая наблюдалась в системе Al_2O_3—H_2O. По мнению Веферса, образованию как алюмогётита, так и алюмогематита способствует значительная концентрация железа и относительно малая концентрация алюминия. С увеличением концентрации алюминия последний образует собственные минералы, находящиеся в ориентированном срастании с минералами железа.

5.5.1.4. Система Al_2O_3—SiO_2—H_2O. Исследованием условий образования глинистых минералов в этой системе в последние годы занимались очень многие. Для нас наибольший интерес представляет каолинит, как минерал, наиболее часто встречающийся в карстовых бокситах, поэтому рассмотрим только опыты Гаррелса и Крайста [160], в которых были определены пределы стабильности каолинита и гиббсита при комнатной температуре и давлении 1 атм в зависимости от концентрации алюминия и кремнезема, а также значения pH (рис. 159). Оказалось, что с увеличением концентрации H_4SiO_4 слабокислой среде гиббсит заменяется каолинитом. Следовательно, если растворение происходит в кислом растворе, то состав раствора изменяется в направлении стрелки 1 (рис. 159) к границе стабильности каолинита. Это означает, что каолинит конгруэнтно растворяется и остающийся материал также является каолинитом. Такое стабилизирующее влияние могут оказывать разлагающиеся органические остатки вещества тропической растительности (гумусовые кислоты). В том случае, если это буферное влияние слабо или же вообще отсутствует, состав раствора изменяется в направлении стрелки 2

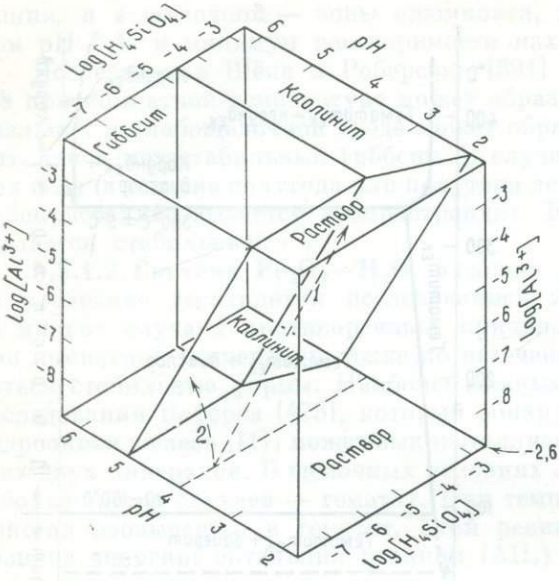


Рис. 159. Площади стабильности каолинита и гиббсита в зависимости от pH и концентрации кремнезема в растворе при температуре 25 °С и давлении 1 атм [160].

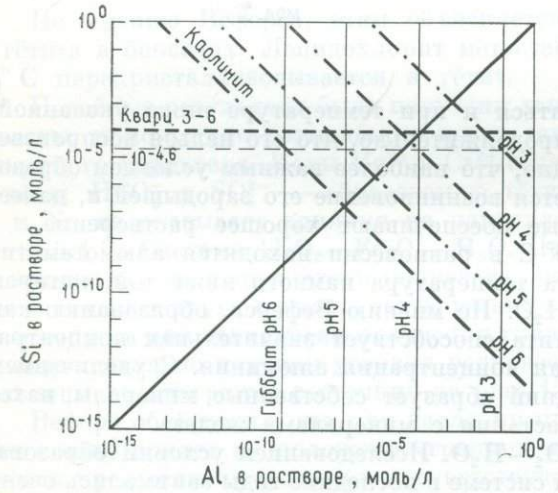


Рис. 160. Растворимость каолинита в зависимости от pH и от концентрации Si в растворе [159].

(рис. 159) и достигает поля стабильности гиббсита. В данном случае каолинит растворяется инконгруэнтно и остается гиббсит.

В том, какой процесс преобладает — первый или второй, важную роль играет не только растительность, но и микроорганизмы, так как своей деятельностью они сильно влияют на pH, ускоряя или замедляя окисление разлагающихся органических веществ. Гарднер [159], на основании термодинамических расчетов используя значения свободной энергии образования минералов в зависимости от вышеприведенных факторов, теоретически определил условия растворения каолинита. Данные результаты представлены на рис. 160. Эти результаты хорошо согласуются с данными Гаррелса и Крайста, но более точно отражают роль концентрации кремния в растворе. Растворение каолинита при pH ниже 3,9 происходит конгруэнтно. При более высоких значениях pH гиббсит не растворяется только в том случае, если концентрация

кремния в растворе меньше $10^{-4,6}$ моль/л. В случае аморфной гидроокиси алюминия pH должен быть не ниже 5,6, а концентрация кремния не может быть более $10^{-6,3}$ моль/л. Дождевые воды полностью удовлетворяют этим условиям.

В том случае, если в системе наряду с каолинитом присутствует кварц, то, по расчетам Гарднера, при pH больше 3,8 сначала растворяется кварц и только затем может начаться процесс инконгруэнтного растворения каолинита с образованием гиббсита. При pH менее 3,8 каолинит растворяется раньше. Исключением является случай, когда зерна кварца покрыты пленкой глины, что замедляет их растворение.

Приведенные выше экспериментальные данные были подтверждены и уточнены термодинамическими расчетами, выполненными Фрицем и Тарди [153]. Было установлено, что пределы стабильности гиббсита, каолинита и кварца в значительной мере зависят также от степени их кристалличности. Например, чем кристалличнее каолинит, тем шире границы его конгруэнтного растворения.

Де Кимпе и др. [239] синтезировали каолинит при нормальной комнатной температуре и давлении, доказав тем самым возможность образования каолинита в поверхностных условиях.

5.5.1.5. Окислы титана. Пределы стабильности окислов титана исследованы Кессманном [236]. Им было установлено, что при комнатной температуре и в присутствии незначительного количества щелочей стабилен анатаз. Рутил становится стабильным только при температуре выше 400° С, а брукит — при большей концентрации щелочей. Это является хорошим объяснением преимущественного распространения анатаза в карстовых бокситах.

5.5.1.6. Моделирование образования боксита. Среди выполненных за последнее десятилетие разнообразных опытов по моделированию процессов минералообразования здесь упомянуты лишь те, которые связаны с разложением каолинита. Многие известные исследователи, в частности Эрхарт [146], отрицают возможность того, чтобы в условиях дневной поверхности каолинит мог преобразоваться в моногидраты алюминия.

Педро и Беррье [354] на хорошо окристаллизованный каолинит непрерывно капали водой, имеющей pH ≈ 6 и температуру 65° С. В верхней части прободержателя в форме трубки после непрерывной фильтрации в течение одного года почти 15% каолинита преобразовалось в бёмит, а по истечении еще восьми месяцев можно было обнаружить только следы каолинита. По данным рентгеновского анализа, полученный бёмит хорошо окристаллизован, хотя его зерна чрезвычайно мелкие. Удивительно, что в результате опыта образовался бёмит, а не гиббсит, хотя при освобождении октаэдрического слоя каолинита образование гиббсита казалось бы более простым. Этот опыт показал, что при непрерывном растворении в течение определенного времени, при давлении в 1 атм и температуре немного выше комнатной стабильная, как предполагалось, решетка каолинита может быть разрушена с образованием бёмита.

В природных условиях растворение длится значительно дольше, и при температурах, соответствующих тропическому климату (35—45° С), данный процесс вполне может происходить. Новые исследования Педро и др. [355] показали, что разложение происходит легче, если решетка каолинита имеет дефекты и кристаллы его несовершенны. Они установили, что кристаллизации бёмита способствует нейтральная или слабощелочная среда и наличие ионов кальция.

5.5.2. Гипотезы образования минералов карстовых бокситов

Наиболее распространенную в прошлые десятилетия гипотезу образования минералов алюминия можно назвать *теорией дегидратации*, созданной Гарассовицем в 1926 г. [204]. Согласно этой теории, гиббсит является первичным минералом боксита и под влиянием давления кровли или тектонического сжатия преобразуется в бёмит. Слабый метаморфизм приводит к образованию диаспора, а более сильный — к образованию корунда, т. е. последовательность преобразования минералов следующая: гиббсит → бёмит → диаспор → корунд.

Подобные же взгляды высказывал и де Вейсс [478, 479] с той разницей, что, по его мнению, гиббсит первично образуется лишь тогда, когда залежь после накопления боксита некоторое время остается на поверхности в климатических условиях, подобных условиям латеритообразования. Если боксит сразу же после накопления покрывался водами озера или моря, а затем осадками этих вод, то первично образовывался бёмит. Гиббсит под давлением покрывающих слоев перекристаллизовывается в бёмит. Диаспор же, по мнению данного автора, может образоваться только при температуре выше 370° С и под влиянием возросшего давления, а при дальнейшем усилении степени метаморфизма перекристаллизовывается в корунд.

По мнению А. Д. Архангельского [12], а также Горецкого и др. [179], диаспор может образоваться только при динамометаморфизме. Вишняков [462] считал приведенный ранее порядок преобразования единственно возможным, кроме того, уже для образования бёмита он считал необходимым слабое метаморфическое воздействие или продолжительное эпигенетическое преобразование. По его мнению, диаспор и корунд имеют только метаморфическое происхождение. Марич [295] отмечает, что югославские бокситы являются четко выраженными метаморфическими образованиями с минералами, образовавшимися в низкотемпературных гидротермальных условиях, и поэтому их можно отнести к специальной субфации «цеолитовой фации».

По мнению Терентьевой [437], из основного геля боксита в большинстве случаев выкристаллизовывается гиббсит и значительно реже бёмит. Под влиянием продолжительного эпигенеза гиббсит перекристаллизовывается в бёмит. Этот процесс легче происходит в «чистых» бокситах, чем в каолинитсодержащих. Для образования диаспора необходимо динамометаморфическое или по крайней мере значительное тектоническое воздействие (стресс). Такая перекристаллизация легче происходит в «чистых» бокситах, чем в глинистых, поэтому бокситы хорошего качества будут более диаспоровыми, таковы, например, североуральские залежи девонского возраста. Почему присутствие глинистых минералов замедляет процесс перекристаллизации, в работе не рассматривается. Корунд может образоваться только под сильным воздействием метаморфических процессов. Образовавшиеся таким путем минералы являются стабильными и не подвержены гипергенным изменениям.

По мнению Кискираса [247], в месторождениях Греции бёмит перекристаллизовался в диаспор там, где залежи подверглись сильному тектоническому давлению, однако было отмечено также, что не всякий диаспор мог образоваться под воздействием высоких давлений и температур. Кискирас обнаружил, что пизолитовые бокситы обычно содержат больше диаспора, чем пелитоморфные, совершенно независимо от тектонического положения залежей. Вопрос о возможности образования диаспора в поверхностных условиях автором не рассмотрен.

Киш и Вёрёш [253] в соответствии с теорией дегидратации считают, что в бокситах месторождения Гант гиббсит был преобладающим первичным минералом алюминия, и часть его под влиянием давления кровли перекристаллизовалась в бёмит.

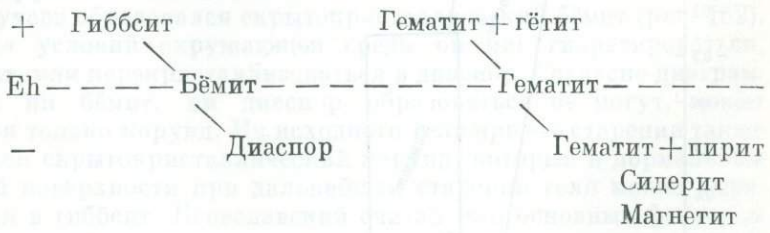
Следующую группу взглядов можно определить как *теорию поверхностного образования* бокситовых минералов. Считается, что главные минералы боксита произошли при давлении и температуре дневной поверхности. Противники этой точки зрения основываются в первую очередь на описанных выше результатах лабораторных исследований, согласно которым бёмит, диаспор и корунд могут образовываться только при температуре и давлении выше, чем на дневной поверхности. Последователи же рассматриваемой теории считают, что поверхностные физико-химические условия древних палеогеографических эпох могли существенно отличаться от современных.

Лаппаран [278] уже в 1935 г. пришел к выводу, что гиббситовый боксит может образоваться выше уровня грунтовых вод, бёмитовый — на уровне, а диаспоровый — ниже уровня грунтовых вод. В том же году Аллен [6] на основании чрезвычайно основательного микроскопического изучения диаспоровых бокситов месторождений района Миссури определил, что диаспор здесь мог образоваться при поверхностных температуре и давлении из каолинита и иллита. Диаспоризация могла произойти там, где более сильное карстование подошвы способствовало более быстрой и полной фильтрации грунтовых вод.

Эта мысль, также на примере миссурийских бокситов, была развита дальше Келлером и др. [233b]. По их мнению, образование диаспора при температуре и давлении, близких к поверхностным, может быть объяснено принципом «унаследования структуры» или «унаследования энергии». Если SiO_2 из каолинита выносится посредством гидролиза или диализа довольно медленно, то октаэдрический слой каолинита не разрушается и без поглощения энергии преобразуется в диаспор. Таким образом, диаспор наследует энергию образования каолинита. В боксите района Миссури этот процесс осуществлялся в слабокислой или нейтральной среде. При полном растворении каолинита образуется гиббсит или бёмит, потому что их кристаллизация требует меньших затрат энергии, чем кристаллизация диаспора. В окислительной обстановке при фильтрации свежих грунтовых вод образуется гиббсит, а в восстановительных условиях и при плохом отводе воды чаще образуется бёмит.

Кёстер [266] в разрезах латеритов Индии установил присутствие незначительного количества диаспора, что является непосредственным доказательством его поверхностного образования, потому что эти латериты никогда не были перекрыты слоями кровли и не подвергались тектоническому давлению. Чанг Юанлунь [106] и Шюллер [393] считают, что в китайских бокситах диаспор образовался при поверхностных температуре и давлении, так как в этих залежах не было обнаружено никаких признаков воздействия более высоких температур или давления.

Валетон [455] предполагает, что окислительно-восстановительный потенциал влияет на образование не только минералов железа, но и минералов алюминия и различает следующие «минеральные фации»:



Валетон считает также, что бёмитовые и бёмит-гиббситовые бокситы Прованса образовались в ходе сильной фильтрации грунтовых вод, а бокситы Пиренейского бокситоносного района — в условиях длительно суще-

ствовавшего водного покрова. Подобную же зависимость предполагал Комб [113] для арьежских бокситов:

+Eh	Гиббсит	Гематит
	Гиббсит + бёмит	Гётит
0	Бёмит и/или диаспор	
		Пирит + сидерит
−Eh		Магнетит

Выводы Комба особенно важны, если считать бокситизацию арьежских залежей происшедшей на месте. Как считает Комб, бёмит и диаспор образовались из каолинита одновременно. Имея в виду присутствие гематита, автор считал окислительно-восстановительный потенциал среды равным 0 или имеющим совершенно слабый окислительный характер. Описанный Валетон парагенезис диаспор — сидерит — пирит Комб считает неправильным, так как в служащей примером залежи Перей сидерит и пирит образовались после диаспора под влиянием залегающей в кровле глины, содержащей уголь. В нижней части залежи можно встретить красный боксит с исходным парагенезисом диаспор — гематит. В области стабильности гематита и гётита незначительные изменения окислительно-восстановительного потенциала и pH могли способствовать образованию бёмита или диаспора или же совместному образованию обоих минералов. В слабоокислительных условиях образовывался бёмит и гиббсит, а при более сильных — гиббсит.

Комлошши [258] на основании минералогического исследования бокситов месторождения Искасентдьёрдь и Вьетнама [259] пришел к такому же выводу. В зависимости от окислительно-восстановительного потенциала

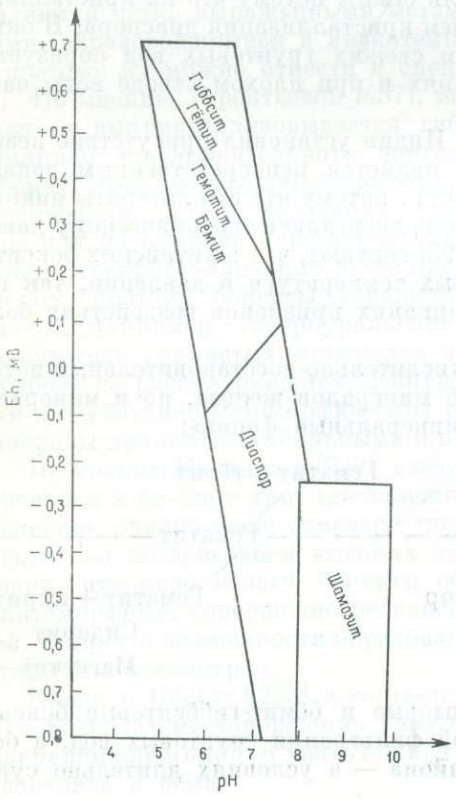


Рис. 161. Поля образования главных минералов алюминия и железа в бокситах [259].

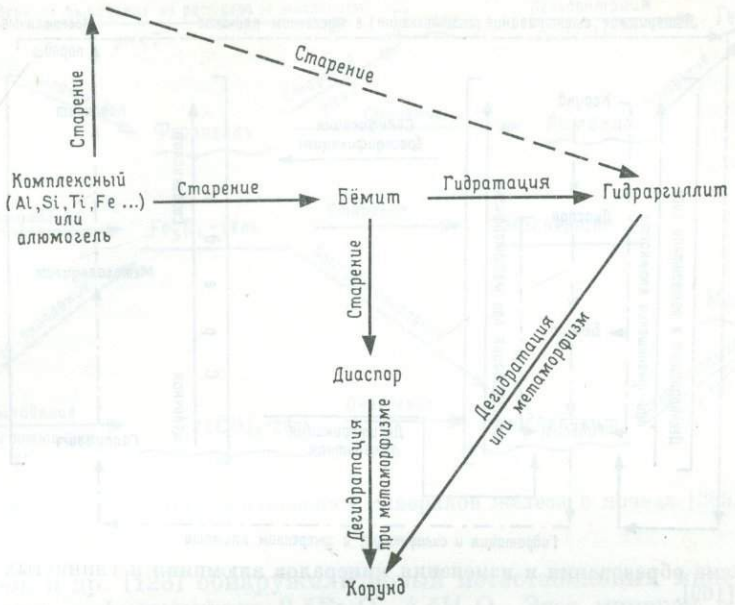


Рис. 162. Схема генетических взаимоотношений минералов алюминия в бокситах [61].

и pH он отобразил на диаграмме поля образования минералов алюминия и железа (рис. 161). В наиболее окислительных условиях, при низком pH, по его мнению, может образоваться гиббсит и гётит, в слабоокислительных условиях — бёмит и гематит, при нулевом значении окислительно-восстановительного потенциала и нейтральном pH — диаспор и гематит и, наконец, в восстановительной среде в щелочных условиях — диаспор и шамозит.

По данным Ниа [322], диаспор в туронском бокситовом горизонте Средней Греции образовался диагенетически частично за счет каолинита, частично за счет бёмита; ни окислительно-восстановительный потенциал, ни pH в этом случае не играли роли. Диаспоризация происходила там, где фильтрация грунтовых вод была наиболее интенсивной. Большое значение Ниа приписывает (со ссылкой на опыты Веферса) роли алюмогётитовых зародышей диаспора. В глинистых бокситах, за счет их слабой водопроницаемости, диаспоризация происходила слабее.

Сторонником теории поверхностного минералообразования в бокситах был также Бенеславский. Главное значение он придавал коллоидно-химическим свойствам бокситов [57, 61, 61а]. По его мнению, исходным материалом являлся аморфный комплексный гель Al—Fe—Ti—Si, из которого в большинстве случаев образовался скрытокристаллический бёмит (рис. 162). В зависимости от условий окружающей среды он мог гидратироваться, переходя в гиббсит, или перекристаллизоваться в диаспор. Согласно диаграмме, из гиббсита ни бёмит, ни диаспор образоваться не могут, может кристаллизоваться только корунд. Из исходного геля при его старении также может образоваться скрытокристаллический корунд, который в нормальных условиях дневной поверхности при дальнейшем старении геля может перекристаллизоваться в гиббсит. Бенеславский считал, что основным фактором образования минералов боксита является диагенез. Физико-химические условия, обусловливающие преобразование минералов, очень мало отличаются друг от друга; это могут быть небольшие различия в значениях окислительно-восстановительного потенциала, pH, состава и концентрации раствора. Он отмечал также, что фазовые диаграммы не всегда применимы для объясне-

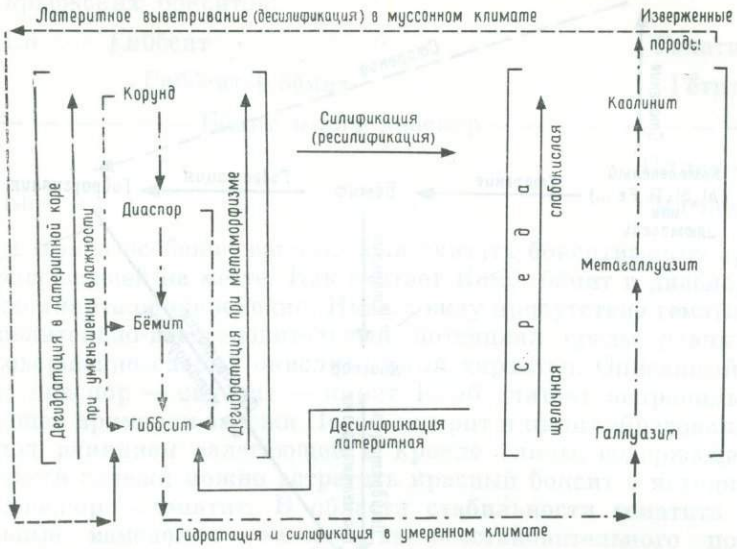


Рис. 163. Схема образования и изменения минералов алюминия и глинистых минералов в бокситах [169].

ния парагенезисов бокситов, так как часть процессов образования минералов до настоящего времени еще не может быть воспроизведена в лаборатории.

Гладковский и Ушатинский [169] сохранили генетический ряд: гиббсит — бёмит — диаспор — корунд; но он, по их мнению, мог образоваться двумя путями (рис. 163): во-первых, в латеритных разрезах в условиях дневной поверхности, параллельно с понижением влажности, и, во-вторых, под воздействием метаморфизма. В первом случае образуются скрытокристаллические корунд и диаспор, а во втором — крупнокристаллические. В разрезе латерита дегидратация может происходить под воздействием солнечной энергии, однако механизм этого явления не описан. Особенно большое значение придавалось эпигенетическим и гипергенным преобразованиям боксита, в ходе которых начинался процесс, имеющий противоположное вышеприведенному направление: корунд, диаспор и бёмит постепенно гидратировались, переходя в гиббсит. Этот процесс был назван «выветриванием» боксита, которое, по мнению авторов, может протекать в умеренно влажном климате. Таким образом, наблюдаемый минеральный состав бокситов, если они не были метаморфизованы, не зависит от возраста и является производным от состава исходного боксита и его «выветривания».

Об условиях образования *минералов железа* в бокситах известно значительно меньше, и большей частью здесь используются общие данные осадочной петрографии и учения о железных рудах. Образование окисей и гидроокисей двух- и трехвалентного железа показано на рис. 164; эта диаграмма основана главным образом на минералогическом исследовании почв [385]. Можно видеть, что большое значение придается одновременному раздельному выделению двух и трехвалентных ионов железа.

По мнению Швертмана [395], органические вещества препятствуют кристаллизации окиси и гидроокиси железа. Поэтому в почвах, богатых органическим веществом, встречается много аморфной гидроокиси трехвалентного железа. В теплом и влажном климате, за счет быстрого разложения органических веществ, гидроокись трехвалентного железа быстро кристаллизуется. Этому процессу способствуют также карбонатные минералы и ионы кальция. Видимо, этим объясняется и то, что в карстовых бокситах аморфные гидроокиси железа встречаются только спорадически и в малых количествах.

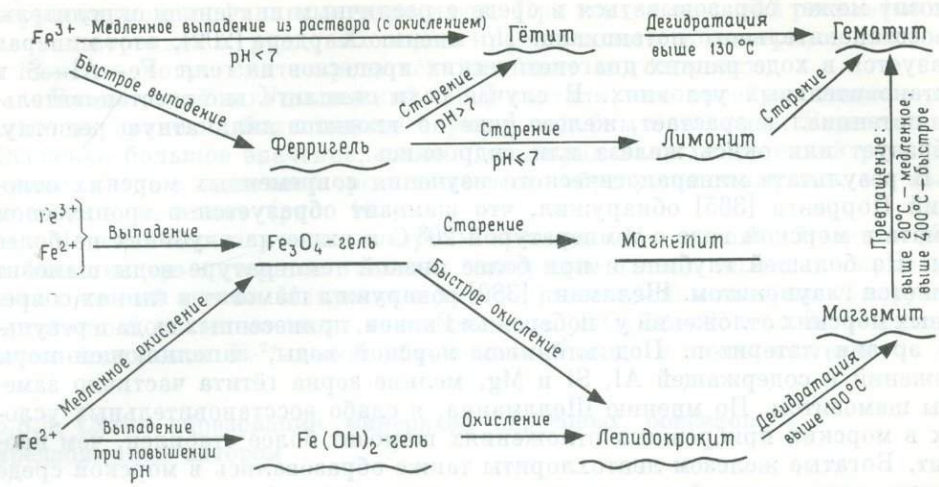


Рис. 164. Схема образования и изменения минералов железа в почвах [385].

Чухров и др. [123] обнаружили новый метастабильный минерал гидроокиси железа — ферригидрит $2{,}5Fe_2O_3\ 4{,}5H_2O$. Этот минерал в грунтовой воде, содержащей двухвалентные катионы железа, переходит в гётит, а в других случаях — в гематит. По мнению Чухрова, ферригидрит образуется при содействии бактерий в ходе выветривания железосодержащих минералов на поверхности. В ходе поверхностного выветривания без содействия бактерий образуются гётит и лепидокрокит, первый — в случае быстрого окисления, второй — при медленном окислении.

До настоящего времени ферригидрит был обнаружен только в современных и голоценовых образованиях, но, по мнению Чухрова, этот минерал систематически образовывался также и в более древние эпохи. Важную роль ферригидрит играл при образовании гематитовых железных руд и латеритов, что подтверждается находками остатков бактерий во многих породах и железных рудах. Мы считаем вполне вероятным, что в образовании минералов железа в бокситах принимал участие также и ферригидрит, но для доказательства этого положения еще необходимы соответствующие микробиологические исследования.

Для изучения условий образования сульфидов и карбонатов двухвалентного железа необходимо получить серию физико-химических диаграмм зависимости между окислительно-восстановительным потенциалом и pH среды, из которых каждая соответствовала бы определенной концентрации серы и карбоната. Это было сделано Гаррелсом и Крайстом [160]. Сущность их результатов в том, что при наличии ионов серы в нейтральной восстановительной среде образуется пирит и марказит, в сильнощелочной среде — магнетит. Если же присутствуют ионы карбоната, то при значениях pH 6—10 образуется сидерит. По мнению Барнера (Barner, 1970), оптимальными условиями образования сидерита являются: малая концентрация S^{2-}, значительная концентрация CO^{2-} и Fe^{2+} и низкое значение окислительно-восстановительного потенциала в почти нейтральной среде. По мнению Барнера, таким требованиям лучше всего удовлетворяет свежая болотная вода, и большинство осадочных месторождений сидерита образовалось в этих условиях.

Поскольку до сих пор не известны термодинамические характеристики железосодержащих силикатов, невозможно определить границы областей их стабильности на диаграмме зависимости между окислительно-восстановительным потенциалом и pH. За счет переменного содержания Fe^{2+} и Fe^{3+}

шамозит может образовываться в среде с различным значением окислительно-восстановительного потенциала. По мнению Хардера [202], этот минерал образуется в ходе ранних диагенетических процессов из геля Fe—Al—Si в восстановительных условиях. В случае если окислительно-восстановительный потенциал возрастает, железо уже не входит в силикатную решетку, а образует или окись железа или гидроокись.

В результате минералогического изучения современных морских отложений Порренга [365] обнаружил, что шамозит образуется в тропическом климате в морской воде с температурой 20° С и выше на глубинах не более 60 м. На большей глубине и при более низкой температуре воды шамозит сменяется глауконитом. Шеллманн [389] обнаружил шамозит в глинах современных морских отложений у побережья Гвинеи, принесенных сюда в результате эрозии латеритов. Под влиянием морской воды, заполняющей поры отложений и содержащей Al, Si и Mg, мелкие зерна гётита частично замещены шамозитом. По мнению Шеллманна, в слабо восстановительных условиях в морских прибрежных отложениях шамозит более стабилен, чем каолинит. Богатые железом лептохлориты также образовались в морской среде в восстановительных условиях, как утверждается в большинстве справочников по минералогии.

Конкретно для бокситовых залежей Бенеславский [59] предположил следующий генетический ряд:



Следует обратить внимание на то, что по данной схеме сидерит и пирит образуются из исходного гематогеля, а вторичному восстановлению гематита и гётита придается лишь подчиненное значение. При вторичном окислении за счет сидерита, по Бенеславскому, может образоваться только гётит, а за счет пирита — только гематит. Считается, что сидерит и гётит встречаются только в тригидратных, а пирит и гематит — в моногидратных бокситах.

Необходимо подчеркнуть мнение Бенеславского о том, что алюмогетит, алюмогематит и ферридиаспор могли образоваться только лишь за счет старения исходного геля, в то время как минералы Al и Fe, выпадающие из ионных растворов, всегда чистые и стехиометрически выдержанные.

Условия образования встречающихся в бокситах *глинистых минералов* большей частью известны. Здесь приведено лишь несколько предположений, непосредственно связанных с бокситами.

По мнению Эрхарта [146], при поверхностном выветривании кристаллическая решетка каолинита настолько прочна, что не разрушается ни при латеритизации, ни при бокситизации.

По мнению Бенеславского [61], большинство глинистых минералов боксита не терригенно-обломочные, а сингенетические и выкристаллизовывались они из уже упоминавшегося исходного геля. По мнению Бенеславского, в таком геле настолько велико сродство кремния к алюминию, что собственные минералы алюминия могли образоваться только тогда, когда весь кремнезем уже был связан в каком-либо глинистом минерале. Поэтому в боксите отсутствует сингенетический кварц или кристобалит. В ходе кристаллизации могут образоваться галлуазит и пирофиллит, которые в свою очередь преобразуются в каолинит. В ходе вторичных процессов могут каолинизироваться также

терригенные пирофиллит и гидрослюды. При эпигенетической ресилификации из растворенной в грунтовых водах кремнекислоты и минералов алюминия в боксите могут синтезироваться каолинит и галлуазит.

Гладковский и Ушатинский [169] считали, что преобразования глинистых минералов в большинстве случаев подобны описанным Бенеславским. Особенно большое значение, однако, они придавали гипергенной ресилификации, когда в щелочной среде чаще всего образуется галлуазит, а в слабокислой — каолинит (рис. 163).

Менее всего изучены *минералы титана*. По мнению Валетон [457], в большинстве латеритов главным минералом титана является скрытокристаллический анатаз. Мацусака и др. [302] в гавайском латерите обнаружили аутигенный титаномагнетит с содержанием TiO_2 21—25 мол.%. В процессе окисления ионов Fe^{2+} может образоваться также и титаномаггемит.

5.5.3. Схема образования минералов карстовых бокситов, предложенная автором

Для суждения о генезисе минералов карстовых бокситов автор использовал данные, представленные в разд. 5.3, и общие статистические расчеты. Результаты лабораторных исследований учитывались только в тех случаях, когда они подтверждались наблюдениями в природе. Следует еще раз упомянуть о том, что часть процессов минералообразования до сего времени не может быть воспроизведена в лаборатории главным образом из-за малой скорости реакций. Образование минералов карстовых бокситов в дальнейшем рассматривается в том порядке, в котором они образуются; в форме диаграммы это представлено на рис. 165.

Отложившаяся на месте бокситовых залежей *основная масса* не во всех случаях была аморфным комплексным гелем, как это предполагают некоторые авторы. В частности, обломочные бокситы содержат много привнесенных извне минералов. Основную массу могли формировать следующие компоненты:

а) Наиболее устойчивые минералы исходных осадочных и магматических пород: кварц, циркон, рутил, турмалин, корунд, магнетит, ильменит и т. д., но общее их содержание в боксите в большинстве случаев составляет только десятые доли процента.

б) Если исходным материалом была порода, содержащая глинистые минералы, то их мелкие частицы могли в значительном количестве привноситься на место накопления боксита. Главным образом это частички каолинита, галлуазита, серицита и иллита. Монтмориллонит, вермикулит, хлориты и смешанослойные глинистые минералы большей частью разрушались в ходе выветривания и транспортировки.

в) В залежах арьежского типа материалом для основной массы боксита могла служить нормальная осадочная глина или глинистый мергель.

г) Обломочные зерна боксита, бокситовые гальки, бокситовые пеллеты, привнесенные с места первичного бокситообразования. Они могут быть частицами латерита, так как в некоторых залежах часто встречаются куски латеритного железного панциря (кирасы).

Как результат таких различий в составе основной массы, *сингенетическое* минералообразование уже теоретически не могло быть одинаковым для всех залежей. Там, где большая часть основной массы была представлена аморфным гелем, определяющим процессом минералообразования была *кристаллизация* (*старение*) *геля*. В местах, где основная масса содержала уже выкристаллизовавшиеся минералы, за счет преобразования этих минералов формировались сингенетические бокситовые минералы. В случае отложения во влажной среде этому также способствовало *отложение из раствора*.

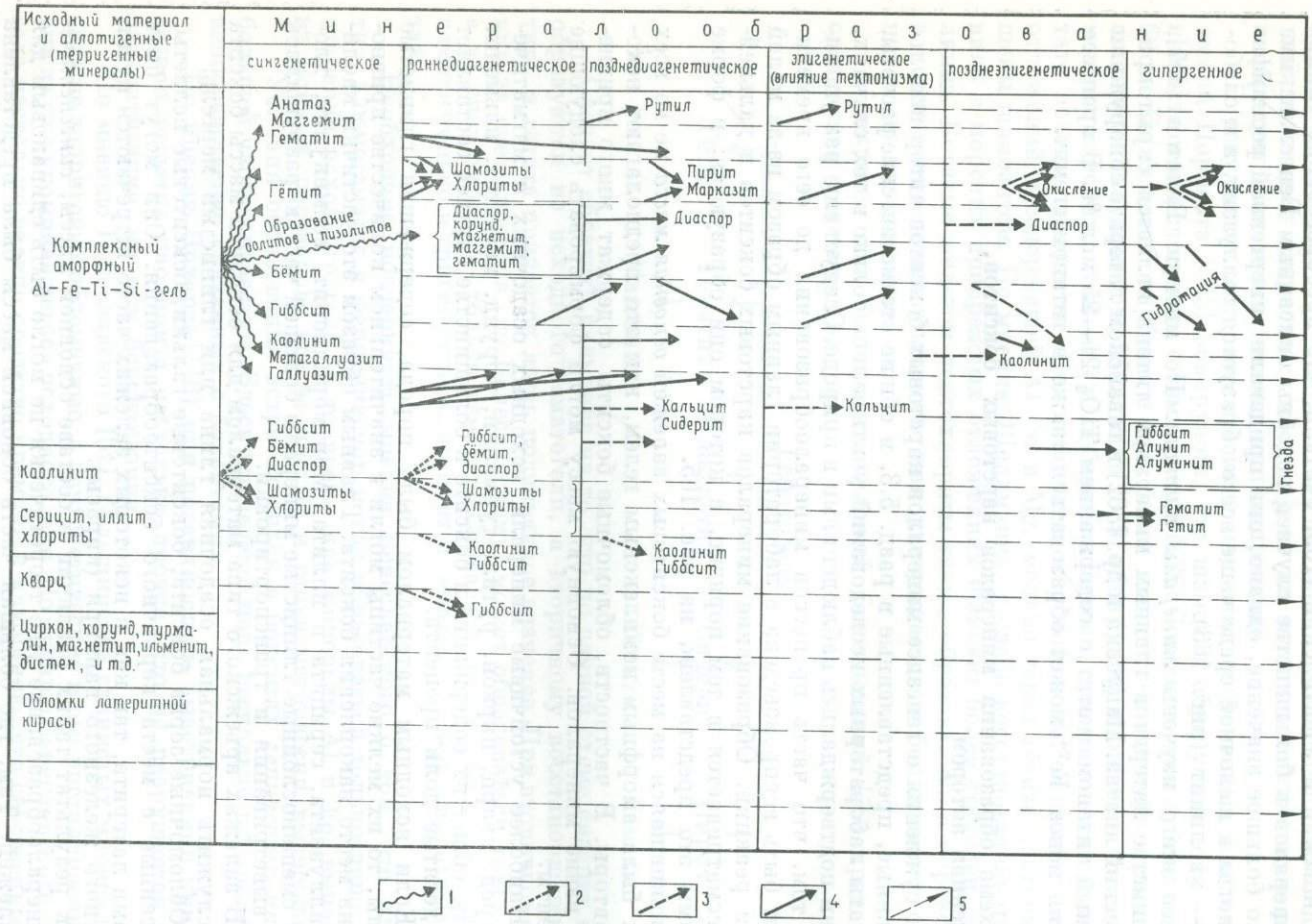


Рис. 165. Схема образования и изменения минералов в карстовых бокситах.

1 — старение аморфного геля; *2* — перекристаллизация при частичном растворении исходного минерала; *3* — выпадение из истинного раствора; *4* — дегидратация или гидратация минерала; *5* — минералы, оставшиеся в неизменном состоянии.

Характер минералообразования в значительной мере определялся физико-химическими условиями окружающей среды.

Условия образования четвертичных и плиоценовых бокситовых залежей хорошо известны: субтропический — тропический влажный климат, богатая растительность, периодическое покрытие водой, накопление на суше, окислительная обстановка. Известно и какой в этих условиях образуется парагенезис минералов. В то же время мы заметили, что минеральный состав более древних бокситовых залежей, особенно палеозойских, сильно отличается от минералогии «молодых» залежей. По мнению автора, только часть этих различий может быть объяснена процессами вторичного преобразования минералов. Большинство бокситовых залежей палеозоя образовалось в иных условиях, чем современные бокситовые залежи, и поэтому сингенетическое минералообразование в них также имело другой характер.

По мнению автора, при оценке процессов генезиса минералов бокситов до настоящего времени не придавалось необходимого значения термодинамическим условиям. Известно, что спонтанные химические процессы всегда происходят в направлении, которое снижает свободную энергию данной системы. Автор собрал значения стандартной свободной энергии образования наиболее важных для бокситов минералов (ΔF_f°) при температуре 25° С и давлении 1 атм.

Стандартные значения свободной энергии образования минералов зависят также от степени кристалличности данного минерала. Например, для гиббсита, по мнению Фрица и Тарди [153], они будут равны:

Хорошо окристаллизованный гиббсит	−275,3 ккал/моль
Средне окристаллизованный гиббсит	−274,9 ккал/моль
Плохо окристаллизованный гиббсит	−273,0 ккал/моль

Эти различия еще более существенны у глинистых минералов.

Из табл. 41 видно, что в поверхностных условиях наиболее стабильным минералом алюминия является гиббсит. Для того чтобы за его счет могли образоваться бёмит, диаспор или корунд, необходим приток энергии или влияние специфических физико-химических факторов. Такими факторами могут быть окислительно-восстановительный потенциал, pH, наличие посторонних ионов и зародышей кристаллов. Из алюмогеля с точки зрения термодинамики спонтанно может образоваться любой минерал алюминия.

При старении геля в условиях дневной поверхности наиболее характерным является образование гиббсита, о чем свидетельствует состав четвертичных и палеоценовых бокситов (табл. 16). На основании лабораторных исследований Шёна и Роберсона [391] и исходя из геологических условий формирования бокситовых месторождений можно предполагать, что образование нордстрандита и байерита идет в щелочных условиях. Однако эти минералы уже при незначительном давлении перекристаллизовываются в гиббсит, поэтому их не удается обнаружить в перекрытых кровлей дотретичных бокситовых залежах. Под воздействием щелочных грунтовых вод гиббсит вторично может перекристаллизоваться в нордстрандит [271].

По мнению автора, образование бёмита в качестве породообразующего минерала может осуществляться там, где в грунтовой воде относительно высока концентрация растворенного HCO_3^- [387]. Это может произойти только на уровне грунтовых вод или ниже, в залежах, которые непосредственно соприкасаются с карбонатными породами. Здесь видна минералообразующая роль карбонатной подошвы — именно поэтому карстовые бокситы, как правило богаче бёмитом, чем латеритные. В табл. 15 было показано, что среди карстовых бокситов бёмитом богаче бокситы средиземноморского типа и, действительно, эти бокситовые залежи наиболее тесно про-

Таблица 41

Стандартные значения свободной энергии образования главнейших минералов бокситов (при температуре 25°С)

Минерал	Состояние минерала	ΔF_f°, ккал/мол	Источник
Алюмогель	Аморфный	−271,3	Kittrick, Soil Sci. Proc., 1966
Бёмит	Кристаллический	−218,7±0,2	Parks, American Mineralogist, 1972
Диаспор	»	−219,5±0,5	Parks, American Mineralogist, 1972
Гиббсит	»	−275,3±0,3	Robie, Waldbaum, US Geol. Surv. Bull., 1968
Байерит	»	−274,6±0,1	Parks, American Mineralogist, 1972
Корунд	»	−378,1±0,3	E-An-Zen, American Mineralogist, 1972
Гётит	»	−117,04	Мельник, Термодин. конст., Киев, 1972
Гематит	»	−177,7±0,3	Robie, Ealdbaum, US Geol. Surv. Bull., 1968
Магнетит	»	−243,1±0,5	То же
Пирит	»	−38,3±0,4	» »
Сидерит	»	−161,0±0,5	» »
Анатаз	»	−212,6±0,3	» »
Рутил	»	−212,5±0,1	» »
Гель кремния	Аморфный	−203,3±0,5	» »
Кварц	Кристаллический	−204,6±0,4	» »
Дафнит	»	−822,4	Горбачев, Сб.: Генезис бокситов, М., 1966
Каолинит	»	−910,0	E-An-Zen, American Mineralogist, 1972
Пирофиллит	»	−1260,0	То же
Иллит	»	−1277,0	Routson, Kittrick Soil Sci. Proc., 1971.
Мусковит	»	−1340,0	E-An-Zen, American Mineralogist, 1972.
Клинохлор	»	−1974,0	То же

Примечание. При подсчете изменения свободной энергии минералогических превращений надо иметь в виду равные количества элементов.

странственно связаны с карбонатными породами. В залежах казахстанского типа не встречено бёмитовых бокситов, вероятно, здесь было меньше возможности для фильтрации гидрокарбонатных растворов.

Окислительно-восстановительный потенциал и pH также играют большую роль. При высоком положительном значении окислительно-восстановительного потенциала и низком pH образуется парагенезис гиббсит — гётит; при снижении окислительно-восстановительного потенциала в слабо щелочной среде образуется парагенезис бёмит — гематит. Это подтверждается также и исследованиями Педро и др. [355]. Зависимость характера парагенезисов от окислительно-восстановительного потенциала доказывается соотношением бёмита и гиббсита и степенью окисления железа в бокситовых залежах Задунайского Среднегорья [32].

На основании изучения состава бокситов четвертичного и плиоценового возрастов можно предполагать, что сингенетически может образоваться также немного маггемита. Это подтверждается обилием маггемита в латеритных бокситах [25].

В процессе старения исходного геля при положительном окислительно-восстановительном потенциале титан образует анатаз, а кремнекислота частично входит в состав галлуазита и метагаллуазита, а частично каолинита.

В том случае, если в основной массе содержалось много привнесенного извне каолинита, в ходе медленной непрерывной фильтрации грунтовой воды возможно образование диаспора и бёмита по принципу «унаследования энергии», установленному Келлером и др. [233b]. Такое предположение подтверждается тем, что в залежах арьежского типа из глины и глинистого мергеля образовался диаспор-бёмитовый и диаспоровый боксит. На основании парагенезиса минералов можно считать вероятным, что при таком минералообразовании окислительно-восстановительный потенциал был равен нулю или имел небольшое отрицательное значение. Такой процесс протекал настолько медленно, что только отчасти его можно считать сингенетическим, и окончание его уже приходится на период раннего диагенеза.

При интенсивной фильтрации грунтовых вод и положительном значении окислительно-восстановительного потенциала даже из каолинитовой основной массы образовывался гиббсит, как это и наблюдалось во многих латеритных бокситах. По мнению Гаррелса и Крайста [160], такой процесс термодинамически может быть выражен следующим образом:

$$\underset{\text{Каолинит}}{H_4Al_2Si_2O_9} + 5H_2O = \underset{\text{Гиббсит}}{Al_2O_3 \cdot 3H_2O} + \underset{\text{Раствор кремниевой кислоты}}{2H_2SiO_4},$$

$$\Delta F^\circ_{\text{реакц}} = \Delta F^\circ_{\text{обр } Al_2O_3 \cdot 3H_2O} + \Delta F^\circ_{\text{обр } H_2SiO_4} - \Delta F^\circ_{\text{обр } H_4Al_2Si_2O_9} - 5\Delta F^\circ_{\text{обр } H_2O},$$

$$\Delta F^\circ_{\text{реакц}} = -554{,}6 + 3(-300{,}3) - (884{,}5) - (-56{,}7) = 12{,}7 \text{ ккал}.$$

Рассчитав коэффициент равновесия данной системы, получим, что система находится в равновесии, если грунтовая вода содержит 2 млн$^{-1}$ H_4SiO_4. Если содержание кремниевой кислоты меньше, то каолинит растворяется инконгруэнтно с выделением гиббсита. Нельзя оставлять без внимания также и упоминавшееся буферное влияние pH, которое влияет на состав грунтовой воды и таким образом ограничивает условия образования гиббсита. Повторно необходимо подчеркнуть, что в этом процессе имеют значение также и микроорганизмы.

Выше упоминалось, что в течение палеозоя бокситонакопление часто происходило в прибрежных лагунах и заливах. На сингенетическое минералообразование в данном случае влияли температура, состав растворов, значения pH и окислительно-восстановительного потенциала, а также присутствие органических веществ в морской воде. В восстановительных условиях и при значительном содержании органического вещества кристаллизовались сингенетический шамозит и лептохлориты. В условиях морского побережья (см. разд. 5.4.2) сингенетическими минералами алюминия могли быть диаспор и бёмит.

Большинство сингенетических процессов продолжалось в период *раннего диагенеза*. К началу диагенеза роль минералообразования в результате старения геля снижается. На первый план выдвигается перекристаллизация, гидратация и дегидратация минералов. Процессы выделения минералов из растворов играют незначительную роль.

Важнейшим процессом является *выветривание* каолинита и превращение его в гиббсит, бёмит или диаспор под влиянием выщелачивающего действия грунтовой воды. В морских лагунах продолжается преобразование каолинита в шамозит и лептохлорит, для которого необходимое железо было получено за счет растворения гётита и гематита.

Наиболее характерным из процессов раннего диагенеза является *образование оолидов, пизолитов и бобовин*. По существу, здесь речь идет о процессе разделения, который начинается вокруг центрального ядра и протекает по направлению к периферии. Таким образом, с большой вероятностью можно утверждать, что во множестве гомогенных шарообразных зерен

одновременно началось разделение на скорлупы. Разделение могло произойти еще в мягком, гелеподобном, сильно пропитанном влагой материале, о чем свидетельствует многочисленное количество сужающихся трещин и жил, пронизывающих эти концентрически скорлуповатые зерна. Начало процесса разделения, по всей вероятности, было вызвано значительной адгезией зерен минералов или боксита в центральном ядре. Различные коэффициенты адгезии гидроокисей алюминия и железа также могли играть роль в образовании скорлуп.

Сущностью процесса образования ооидов, пизолитов и бобовин является коллоидно-химическое отделение гелей глинозема и окислов железа от силикатного геля. Отделение может происходить с наиболее коротким перераспределением материала по поверхности шара, откуда и появляется шаровидная форма зерен. Гели глинозема и окислов железа мигрировали внутрь, а гели силикатов — к периферии. В это же время гели глинозема и окислов железа также разделялись, образуя при этом две скорлупы: одну — бедную, а другую — богатую железом. Скорость разделения, вероятно, ритмично менялась, ее минимальное значение приходилось на окончание процесса образования одной двойной скорлупы. Весь этот процесс заканчивался по мере кристаллизации (старения) геля.

Из минералов железа в скорлуповатых зернах обычно концентрируются те, которые имеются в большом количестве в окружающей основной массе. Единственным установленным качественным изменением является появление в отдельных пизолитах и бобовинах маггемита, а также появление магнетита в пизолитах бокситовых залежей казахстанского типа. Процесс кристаллизации геля глинозема не идет до образования гиббсита, обладающего минимальной свободной энергией, а большей частью останавливается уже на диаспоре, в залежах казахстанского типа образовался даже корунд. По данным табл. 41, свободная энергия его образования немного меньше энергии аморфного алюмогеля. Таким образом, возможность спонтанного химического процесса имеется, и вопрос заключается лишь в том, что́ вызывает остановку процесса. В этом случае автор считает наиболее вероятным влияние зародышеобразования и нуклеации минералов железа, как это предполагалось ранее [403, 284]. По экспериментальным данным Веферса известно, что при повышении концентрации алюминия и понижении концентрации железа эти элементы образуют собственные минералы, находящиеся в ориентированном срастании друг с другом. Этому процессу способствует снижение содержания кремнекислоты в ооидах, пизолитах и бобовинах.

Для изучения данного вопроса автор провел рентгеновское исследование коричнево-черных пизолитов и бобовин из латеритного боксита района Перт в Австралии. По сравнению с окружающей основной массой они обогащены гематитом и маггемитом; в них также присутствуют плохо окристаллизованные мельчайшие зерна корунда, значительно уменьшилось количество гиббсита и гётита, а каолинит совершенно исчез. Все это свидетельствует о том, что рассмотренные выше процессы могли протекать и в латеритных бокситах. Поскольку со времени своего образования латеритные бокситы района Перт находились на поверхности и не подвергались никакому тектоническому или метаморфическому воздействию, это может служить доказательством того, что в пизолитах и бобовинах скрытокристаллический корунд мог образоваться при температуре и давлении дневной поверхности.

Кроме образования ооидов, пизолитов и бобовин произошли и другие диагенетические преобразования минералов. Так, в тех залежах, которые в течение продолжительного времени оставались открытыми, при благоприятном климате начались процессы, подобные латеритизации. Известно, что в верхней части непокрытых латеритных профилей часто наряду с гиббситом можно встретить бёмит и реже диаспор. По нашему мнению, нагрева-

ние солнечными лучами может создать в грунте такой уровень термической энергии, который приближается к уровню энергии, необходимому для перехода гиббсита в бёмит (см. также [25]). В точках, где уровень энергии достигает значения, необходимого для преобразования, или превышает его, несколько кристаллитов гиббсита преобразуется в бёмит. Эта реакция медленно протекает до тех пор, пока извне поступает энергия. Таким же образом, но в еще меньшем количестве единичные зерна бёмита могут преобразоваться в диаспор. Естественно, что данному механизму способствует жаркий и сухой климат, когда верхний слой почвы может очень сильно прогреваться. По мнению автора, такой способ преобразования минералов в карстовых бокситах играет меньшую роль, чем в латеритных бокситах.

Часто залежи быстро перекрываются породами кровли, и тогда в боксите под воздействием фильтрующейся грунтовой воды происходит противоположный процесс. При преобразовании бёмита в гиббсит энергия высвобождается, так что под воздействием грунтовой воды может начаться спонтанный процесс гидратации. Поскольку большинство грунтовых вод просачивается по направлению сверху вниз, гиббситизация в залежах продвигается также сверху вниз. Это было обнаружено в бокситовых залежах гор Баконь. На основании исследований Голдича и Бергквиста [174, 175] процесс гиббситизации может возникать и в том случае, если на территории возрастает среднегодовое количество осадков. Ясно, что чем больше выпало осадков, тем больше возможностей для диагенетической гидратации бёмита (см. разд. 5.2.4).

Также диагенетической можно считать диаспоризацию некоторых залежей бёмитового боксита (например, в Средней Греции). Соглашаясь с Ниа, мы считаем, что главная роль здесь, наряду с фильтрацией грунтовых вод, принадлежит образованию зародышей диаспора. Не следует забывать, что данный процесс также сопровождается высвобождением энергии и имеет спонтанный характер (табл. 41). По нашему мнению, зародыши кристаллов только ускоряют обычно очень медленную реакцию.

Таким образом, в зависимости от внешних физико-химических условий бёмит может переходить и в гиббсит, и в диаспор. Эти противоположные процессы, естественно, исключают друг друга и не могут проявляться в одной залежи в одно и то же время. Известно, что из этих трех минералов бёмит образует кристаллиты наименьших размеров, и это могло способствовать развитию описанных выше процессов.

В период диагенеза большая часть метастабильного маггемита перекристаллизовывается в гематит, а первоначально образованный галлуазит и метагаллуазит дегидратируются в каолинит.

Во время отложения болотных осадков в кровле бокситовых залежей верхняя часть залежей диагенетически и раннеэпигенетически восстанавливается (см. разд. 5.2.4.1). При этом под влиянием H_2S, образующейся в болоте в результате разложения органических веществ, гематит и гётит восстанавливаются, образуя пирит, марказит и реже (если концентрация растворенного CO_2 высокая) сидерит; часть же их, растворившись в форме ионов Fe^{2+}, удаляется. Прочие минералы существенно не изменяются, и в противоположность сингенетическому восстановлению не образуются ни шамозит, ни лептохлориты. Кремниевая кислота, содержащаяся в фильтрующихся грунтовых водах, реагирует с минералами алюминия, образуя каолинит («ресилификация»), однако этот процесс незначителен по масштабам. Образовавшийся каолинит имеет правильную кристаллическую структуру.

Во время развития эпигенетических процессов кристаллизация минералов, вызванная старением геля, проявляется только в исключительных случаях. На первый план выдвигается образование минералов из растворов, а также перекристаллизация, гидратация и дегидратация.

Среди причин, вызывающих эпигенетическое минералообразование, автор не придает большого значения давлению от нагрузки кровли, хотя, по мнению отдельных специалистов, гиббсит под нагрузкой кровли толщиной всего в несколько десятков метров постепенно преобразуется в бёмит. Точка зрения автора подтверждается тем, что в северной части залежи Ракхедь месторождения Искасентдьёрдь на глубине 350—370 м бёмит-гиббситовый боксит все еще содержит 17—21 % гиббсита. Это наиболее глубокое из известных автору месторождений гиббсита.

Стресс и тектонические подвижки могли серьезно влиять на минералообразование. Об этом свидетельствуют данные табл. 17, а также наблюдения в Боксонском и Южно-Уральском районах (см. разд. 5.2.4) [437]. Здесь под влиянием тектоники гиббсит перекристаллизовался в бёмит, а бёмит в диаспор. Хорошо согласуются с этим и результаты опытов, выполненных Гу и Кра-Куадио [183], которые из смеси гиббсита и гётита при температуре 110—210° С при 6—20-часовом растирании получили ферридиаспор. Такое преобразование происходит и при более низких температурах, только намного медленнее; при температуре 50° С необходимо 240-часовое растирание. Эти авторы обнаружили, что чем больше гётита в смеси, тем больше образовывалось диаспора и тем он был лучше окристаллизован. По их мнению, присутствие гётита в качестве зародышей способствует образованию диаспора. При температуре выше 210° С под действием растирания вместо диаспора образовался корунд. Это намного ниже той температуры, которая была установлена как нижняя граница для образования корунда при исследовании системы Al_2O_3 — Fe_2O_3 — H_2O (см. разд. 5.4.1.3).

Под воздействием тектонического давления гётит перекристаллизовывается в гематит при незначительном изменении энергии. Такое предположение подтверждается опытами Гу и Феррьера, в которых после 20—60-часового растирания при комнатной температуре гётит был преобразован в гематит. Таким образом можно объяснить постепенное исчезновение гётита в мезозойских и палеозойских залежах боксита (табл. 19). Анатаз частично перекристаллизовывается в рутил. Однако этот процесс идет настолько медленно, что полная перекристаллизация достигается только в залежах раннего палеозоя. Изменение каолинита при тектоническом воздействии не отмечено.

Известно, что при воздействии тектонического давления образуются минералы, имеющие меньший молярный объем. В этой связи сравнение молярных объемов минералов гидроокиси алюминия (по данным Робие и Вальдбаума, 1968) подтверждает приведенный выше порядок преобразования этих минералов:

Гиббсит	31,956±0,015 см³
Бёмит	19,535±0,026 см³
Диаспор	17,760±0,026 см³

Это же характерно и для обоих главных минералов титана, молярный объем которых следующий:

Анатаз	20,52±0,3 см³
Рутил	18,81±0,1 см³

Тектоническое давление не всегда оказывает одинаковое преобразующее воздействие на минералы, как это видно на примере эоцен-палеоценовых залежей (табл. 17). Причины этого пока не известны. Продолжительность и ритмичность воздействия тектонических сил также, вероятно, могут играть заметную роль.

В большинстве случаев выполнение пересекающих боксит трещин имеет эпигенетическое происхождение и было сформировано за счет ионного осаждения из растворов. Выполнение пор и образование гнезд и конкреций также эпигенетические. Характерно, что все они являются мономинеральными или состоят, самое большее, из двух-трех минералов.

Одним из важнейших эпигенетических процессов является *ресилификация*. Если просачивающаяся в залежь грунтовая вода содержит значительное количество растворенного кремнезема, то она с частью минералов алюминия образует каолинит, реже галлуазит. Образовавшийся таким образом каолинит всегда хорошо окристаллизован. В некоторых местах ресилификация была настолько сильной, что вся залежь преобразовалась в глину (например, залежь Ольер во Франции).

Приповерхностное окисление восстановленных бокситов является частично позднеэпигенетическим, а частично уже гипергенным процессом. Окисление начиналось под воздействием просачивающейся с поверхности и насыщенной кислородом грунтовой воды. При этом пирит и марказит разлагались с образованием серной кислоты. Фильтрующиеся вниз сернокислые растворы выщелачивали часть минералов алюминия, в результате впоследствии образовывались в одном случае гнезда гиббсита, а в другом — гнезда алунита и алюминита. При наличии ионов кальция из сульфатных растворов выпадал гипс.

Образование большей части расположенных в основании залежи корок и выделений, происхождение которых до настоящего времени дискутируется, автор объясняет влиянием тех же процессов. В ходе многолетних систематических наблюдений нами обнаружено, что образование корок происходит под бокситовыми залежами, расположенными на поверхности или вблизи от нее. На глубине 40—60 м они встречаются уже только спорадически и труднонаблюдаемы, а на глубине более 100 м от поверхности корки уже нигде не обнаруживаются. Зависимость образования корок от толщины кровли свидетельствует о связи процессов с поверхностью, в первую очередь с просачиванием грунтовых вод. Однако участия только обычной грунтовой воды недостаточно. Поэтому вполне можно говорить о деятельности сернокислых растворов, образующихся при окислении пирита. Это подтверждается, с одной стороны, присутствием в корках сульфатов (алунит, гипс), а с другой — наличием следов эпигенетически окисленного пиритсодержащего боксита, которые можно встретить в верхней части бокситовых залежей, большинство из которых содержит внизу корки.

Образование корок можно представить себе следующим образом: просачивающиеся вниз кислые растворы при соприкосновении с породами подошвы нейтрализуются. С возрастанием pH раствора из него выпадает сначала трехвалентное железо в форме гётита и гематита, затем алюминий в форме гиббсита и, наконец, марганец в форме литиофорита и тодорокита. Такое предположение подтверждается и тем, что корки практически полностью лишены титана. Вероятно, просачивающиеся вниз кислые растворы не могут иметь $pH < 2$, который необходим для мобилизации титана.

Растворяющее действие могут оказывать также и гумусовые кислоты, но в меньшей мере. Под ямайскими бокситовыми залежами, где пиритизации никогда не было, в основании залежей также можно встретить черные литиофорит-тодорокитовые выделения. Гематитовые, гётитовые и гиббситовые выделения здесь отсутствуют. Бесспорно, что более слабое растворяющее действие гумусовых кислот могло мобилизовать только марганец, алюминий и железо. Этот процесс не обязательно будет эпигенетическим, теоретически он может протекать непрерывно начиная с периода накопления боксита до настоящего времени.

В залежах, которые вторично попадают на поверхность в результате

эрозии, происходят значительные гипергенные преобразования минералов. По мнению автора, а также Гладковского и Ушатинского [169], они протекают в направлении от корунда к гиббситу (рис. 163). Такое предположение подтверждается расчетами свободной энергии образования минералов. Эти процессы могут осуществляться до конца только в том случае, если кристаллы продолжительное время соприкасаются с грунтовой водой. Такое условие тем труднее, чем тверже и плотнее боксит и чем меньше его пористость. Плотные палеозойские бокситы в обнажениях гидратированы большей частью только с поверхности и не более чем на 1—2 см в глубину.

Таким образом, с минералогической точки зрения боксит можно считать такой чувствительной и изменчивой системой, которая начиная с момента накопления и до настоящего времени постоянно стремится принимать наиболее соответствующее окружающей среде равновесие. Поэтому в различных бокситовых залежах часто наблюдаются процессы минералообразования противоположного направления. Это является главной причиной противоречивых выводов разных исследователей.

Можно также сделать вывод общего характера — основные глинистые минералы в поверхностных условиях не являются стабильными продуктами, а в соответствии с условиями латеритизации и бокситизации могут разлагаться, заново образовываться или превращаться в другие глинистые минералы.

6. КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ И ТЕРРА-РОССА

В специальной литературе, посвященной карстовым бокситам, часто встречается выражение «терра-росса» (*итал.*— красная земля). К сожалению, по сей день понимание как самого термина, так и связи терра-росса с бокситами у разных исследователей весьма неоднозначно. Поэтому здесь в исторической последовательности рассмотрены генезис и состав терра-росса.

Начиная со второй половины прошлого столетия под названием «терра-росса» в средиземноморской области понимается широко распространенное красноватое и коричнево-красноватое относительно мягкое образование, похожее на глину, которое в виде слоя толщиной от нескольких сантиметров до 1—2 м покрывает карстовую поверхность известняков и доломитов. В большинстве случаев на этом слое развит растительный покров, изредка леса. В почвоведении терра-росса считается одним из видов почв.

6.1. Материал терра-росса

Первый детальный анализ терра-росса был выполнен Тучаном в 1912 г. [448]. Пробы были отобраны в шести местах в карстовых районах Югославии. Результаты химического анализа этих проб представлены в табл. 42.

Таблица 42

Химический состав проб терра-росса из Югославии [448]

Место взятия пробы	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	ZrO_2	K_2O+Na_2O	CO_2	H_2O	Сумма
Злобин	39,14	26,20	14,03	0,51	1,45	Сл.	—	0,81	Сл.	—	18,14	100,28
Пласе	32,89	35,42	15,03	0,30	0,93	0,43	Сл.	0,10	»	0,23	15,32	100,55
Гролничко-Поле	27,80	43,61	11,75	Сл.	Сл.	1,64	»	Сл.	»	—	15,43	100,23
Елене	24,38	47,89	12,63	0,96	1,18	0,68	»	»	0,32	0,39	11,86	100,29
Карлобаг	26,61	46,27	12,64	0,80	0,12	1,13	»	»	Сл.	—	13,32	100,89
Жупанец	20,19	26,47	18,03	Сл.	1,32	13,19	»	»	»	9,12	11,24	99,56
Жупанец	25,69	32,11	6,20	»	—	14,44	0,48	»	»	10,77	11,33	100,97

Сл. — следы.

Было установлено, что часть кремнекислоты из терра-росса может быть выделена с помощью соляной или азотной кислоты (например, в пробе из Злобина содержится 9,0% кислотнорастворимой SiO_2 и 17,2% — нерастворимой).

Отсюда был сделан вывод, что кремнекислота представлена преимущественно кварцем и в меньшей степени аморфным гелем. Кроме того, было установлено, что основная масса терра-росса состоит из аморфного геля гидроокиси алюминия, который был назван *спорогелитом*; железо представлено отчасти гелем гидроокиси железа, отчасти гелем окиси железа. Главным минералом титана является рутил, реже анатаз, циркония — циркон. Марганец содержится в виде геля гидроокиси марганца. В незначительном количестве под микроскопом были обнаружены зерна мусковита, флогопита, биотита, эпидота, цоизита, клиноцоизита, амфибола, граната, хлорита, дистена, микроклина, альбита, олигоклаза, андезина, битовнита, анортита, ставролита, титанита, турмалина, периклаза, брусита, апатита, гематита, пирита, кальцита, доломита. Относительно часто встречаются пластинчатые или неправильные зерна гиббсита величиной 0,01—0,1 мм. Тучан обнаружил также единичные зерна диаспора размером 0,02—0,04 мм и несколько зерен корунда размером 0,04—0,25 мм.

В нерастворимом остатке известняков и доломитов данного района были обнаружены зерна минералов, встречающихся в терра-росса, включая гиббсит и диаспор, а также спорогелит. В результате Тучан пришел к заключению, что все физические, химические и минералогические свойства терра-росса подобны свойствам боксита.

В монографии де Вейсса [478] терра-росса посвящена отдельная глава — им были исследованы образцы, взятые главным образом из карстовых районов Югославии. Помимо уже описанных петрографических характеристик де Вейсс отметил малый размер зерен терра-росса, гигроскопичность и высокую плотность материала во влажном состоянии. Приведены также химические анализы 11 образцов (табл. 43), состав которых подобен составу образцов, исследованных Тучаном, но отличается значительно большим, чем в боксите, содержанием кремнезема и меньшим алюминия, железа и титана. Де Вейсс характеризует состав терра-росса коэффициентом Ki, предложенным Гаррассовицем (см. разд. 4.1.1):

Таблица 43

Химический состав проб терра-росса из Югославии [478]

Место взятия пробы	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	Na_2O+K_2O	П.п.п.	Сумма
Яворник	30,26	35,21	13,20	Не опр.	1,50	0,72	Не опр.	19,15	100,04
Карст	20,46	60,44	6,41	То же	1,21	0,69	То же	7,37	96,58
Злобин	39,19	26,20	14,03	» »	—	—	» »	18,14	97,51
Карлобаг	32,89	35,42	15,03	» »	—	0,43	» »	15,32	99,09
Подгора	9,89	52,95	5,73	» »	1,41	1,52	3,34	24,80	99,64
Вранич (Герцеговина)	31,05	46,82	11,63	1,04	0,54	—	Не опр.	9,46	100,54
То же	35,85	40,76	10,37	0,90	0,60	—	То же	12,12	100,60
» »	35,61	38,65	13,03	1,49	0,62	—	» »	12,22	100,62
Батим (Герцеговина)	35,25	32,13	14,92	1,90	0,68	—	» »	14,68	99,56
Ненадич (Герцеговина)	41,41	23,17	15,45	1,94	0,77	—	» »	18,03	100,77
То же	45,54	21,08	16,42	2,57	0,79	—	« »	14,39	100,79

Не опр. — не определялось.

	Ki
Нерастворимый остаток известняков	>2
Чистый каолинит	2
Терра-росса	0,5—2
Бокситы	$<0,5$

Значения *Ki* для терра-росса могут выходить за пределы этих граничных значений, но в большинстве случаев они укладываются в интервал 0,5—2. Было обнаружено, что значение *Ki* для нерастворимого остатка известняков данного района всегда выше значения *Ki* для терра-росса, а это означает, что в известняках содержание алюминия ниже, а кремнезема выше, чем в терра-росса. По мнению де Вейсса, имеется постепенный переход между составом нерастворимого остатка известняка, терра-росса и бокситом, поэтому при описании многих бокситовых залежей их более глинистые части он называл терра-росса. С подобным мнением трудно согласиться, потому что минеральный состав терра-росса существенно отличается от состава бокситовых и бокситоподобных глин в бокситовых залежах и наименование «терра-росса» не следует распространять на них. Минералогическими исследованиями терра-росса де Вейсс не занимался.

По данным Ниггли (1952), химический состав терра-росса Средиземноморской провинции чаще всего колеблется в следующих пределах (в %): Al_2O_3 10—40; SiO_2 20—60; Fe_2O_3 5—17; TiO_2 1—3; потери при прокаливании 7—20; наиболее часто встречающееся отношение SiO_2/Al_2O_3, по его мнению, равно 1,5 или более.

Вадас [454] обращал внимание на то, что очень часто в терра-росса содержатся бокситовые гальки. Шкорич [401] в 20 пробах терра-росса из Югославии с помощью рентгеновских исследований установил, что большая часть из них помимо кварца содержит много глинистых минералов, часто встречается иллит, каолинит и хлорит, реже галлуазит; в некоторых пробах обнаружен также и гиббсит.

Вейнманн [477] изучал терра-росса острова Кефалиния в Ионическом море, но, к сожалению, ее химический и минералогический состав известен только для фракции <0,002 мм (табл. 44). Терра-росса, отсюда по крайней

Таблица 44

Химический (в %) и минеральный состав терра-росса с острова Кефалиния [477]

Место взятия пробы в почвенном разрезе	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	Минеральный состав
A	28,09	39,94	11,52	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц > монтмориллонит > аттапульгит, хлорит
B_1	29,71	41,71	11,32	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапульгит, хлорит
B_2	30,57	41,99	11,44	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапульгит, хлорит

мере ее наиболее мелкая фракция, не содержит свободных минералов алюминия. Содержание глинистых минералов также отличается от того, котомое наблюдается в бокситах. Например, ни вермикулит, ни аттапульгит н нв одной из залежей карстовых бокситов, даже в их наиболее глинистых иразостях, никогда не встречались.

Терра-росса карстовых районов Югославии начиная с 1964 г. весьма детально изучал Марич. В табл. 45 представлены результаты химических анализов образцов, взятых им из разных точек. С помощью ДТА, рентгеновских дебаэграмм, ИК-спектрометрии был проведен также полуколичественный минералогический анализ четырех проб (табл. 46). Полученные результаты хорошо согласуются с исследованиями Шкорича. В большинстве образцов под микроскопом были обнаружены следующие минералы: диаспор,

Таблица 45

Химический состав (в %) терра-росса из Югославии [295]

Место взятия пробы	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	$\pm H_2O$	Сумма
Елене	24,38	47,89	12,63	0,96	1,18	0,58	Не опр.	Не опр.	0,32	Не опр.	Не опр.	0,39	11,86	100,29
Огулин	37,88	25,87	14,28	1,75	Не опр.	Не опр.	То же	То же	Не опр.	То же	То же	20,21	20,21	99,99
Задар	23,28	50,41	8,60	Не опр.	То же	1,78	1,22	0,61	1,09	0,11	0,04	0,10	11,46	98,70
Шибеник	19,99	49,66	6,92	0,92	0,25	1,05	1,22	Не опр.	1,19	Не опр.	Не опр.	Не опр.	19,31	100,51
Читлук	16,47	50,10	7,36	Не опр.	Не опр.	1,32	0,54	0,58	1,32	0,17	0,01	То же	11,54	99,41
Будва	16,72	56,06	7,36	То же	То же	1,16	0,72	1,12	1,48	0,22	0,02	»	14,54	99,50
Лин, Албания	25,34	38,95	12,90	»	»	2,26	1,63	0,52	1,06	0,11	0,13	»	16,28	99,18
Копривно,	20,02	52,02	5,60	0,72	1,10	1,12	0,88	0,50	0,75	Не опр.	Не опр.	»	17,20	99,91
у г. Сплит	20,58	48,86	10,63	0,90	0,49	0,89	0,64	1,45	1,09	То же	То же	»	15,43	99,96
Цриквеница	21,11	49,79	8,89	0,58	0,08	1,65	1,49	0,36	1,39	0,17	»	1,20	13,61	100,34
Баличи, Истрия	26,46	40,78	11,57	1,05	Не опр.	0,17	0,31	1,70	0,87	Не опр.	»	Не опр.	16,98	99,89
Голастрана (Огулин)	20,63	56,90	7,68	1,80	То же	0,55	Не опр.	1,40	1,22	То же	»	»	9,25	99,43

Не опр. — не определялось.

Таблица 46

Минеральный состав (в %) терра-росса из Югославии [477]

Место взятия пробы	Кварц	Каолинит	Иллит	Хлорит	Гиббсит	Бёмит	Гётит	Рентгеноаморфные фазы
Цриквеница	40—50	15—20	5	Сл. (?)	5	—	5	Сл.
Баличи, Истрия	20—30	20—30	5	20—30	2	5	15—20	10—20
Копривно, г. Сплит, № 1	40—50	20—30	5—10	5—10	5	—	5—10	20—30
Копривно, г. Сплит, № 2	15—20	20—30	5	5	20—30	—	5—10	—

Сл. — следы.

мусковит, турмалин, циркон, рутил, гранат и полевой шпат; спорадически встречаются кальцит, доломит, пирит, амфибол, эпидот, дистен, андалузит, титанит, ставролит и анатаз. Было также исследовано много нерастворимых остатков известняка, и в большинстве случаев были обнаружены те же минералы, что в терра-росса, но в других количествах.

Марич отобрал также образцы терра-росса с наиболее высоких точек гор Велебит и Биоково, а также со многих островов Адриатического моря. Места опробования выбирались с таким расчетом, чтобы получить терра-росса с минимальным количеством привнесенного постороннего материала, т. е. чтобы быть уверенным, что преобладающая часть образца является только материалом выветривания подстилающей породы (табл. 47) [297, 298, 300].

Обращает на себя внимание резкое различие образцов, и особенно удивительно наличие нордстрандита в трех из них. Этот метастабильный тригидрат алюминия за последние годы удалось обнаружить в нескольких местах. В трех пробах, отобранных на хребте Велебит, фракция с удельным весом менее 2,5 г/см^3 значительно обогащена Al_2O_3 и SiO_2 и обеднена Fe_2O_3. Легкие фракции на 86, 85 и 87% состоят из нордстрандита и гиббсита, оставшаяся часть представлена преимущественно иллитом. Тяжелые фракции обогащены минералами железа и кварцем.

Уолл и др. [468] в составе темно-красной терра-росса, собранной на поверхности закарстованного известняка в Западном Сараваке, определили: нордстрандит (43%), гётит (31%), кварц (11%), каолинит (8%), пиролюзит и вад (2,5%), ильменит (2%), диаспор (0,5%) и стибиконит (0,5%).

Марич [300] присутствие нордстрандита и гиббсита в терра-росса объяснял тем, что при выветривании часть алюминия из известняка перешла в ионный и коллоидный растворы. В процессе просачивания через терра-росса при нормальных температуре и давлении и pH 8,5 из растворов постепенно выпадал осадок. В этих условиях и кристаллизовалась смесь гиббсита и нордстрандита. Бёмит образовался из нордстрандита и гиббсита, и для этого было достаточно энергии солнечного нагрева, величина которого относительно велика в летний период года. Все эти процессы характеризуются сравнительно малым участием воды. Минералы железа концентрировались отдельно в виде мелких ооидов.

Терра-росса из района Гёмёра местами содержит также слабоокатанные богатые железом бокситовые гальки величиной 0,5—20 см [40], которые много тверже терра-росса. По данным химического и минералогического анализов

Таблица 47

Химический и минеральный состав (в %) проб терра-росса из Югославии [300]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Химический состав										
Al_2O_3	22,31	21,66	19,53		40,45	17,66	23,03	25,22	21,00	21,63
SiO_2	38,61	50,74	48,77		23,65	49,47	46,93	49,85	55,05	54,93
Fe_2O_3	12,87	8,82	10,62		6,50	10,40	2,39	4,02	7,53	7,55
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.		0,30	0,60	0,75	0,85	Не опр.	Не опр.
TiO_2	1,44	1,03	1,05		1,74	1,04	1,09	1,04	1,10	1,14
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.		0,33	0,17	0,15	0,16	0,14	0,15
CaO	1,25	0,36	0,58		1,30	1,40	3,11	1,40	0,47	0,74
MgO	1,57	0,77	2,00		0,75	1,95	2,74	1,28	1,99	1,42
Na_2O	0,57	0,19	0,27		1,81	1,07	1,42	0,78	1,34	1,35
K_2O	1,71	1,51	2,26		1,73	2,50	2,12	2,02	2,36	2,33
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.		0,23	0,27	0,40	0,22	0,28	0,05
H_2O^+	14,48	10,19	10,38		18,45	9,22	12,66	9,01	7,24	7,02
H_2O^-	5,12	4,64	4,38		2,42	4,36	3,60	4,04	1,01	1,27
Сумма	99,93	99,91	99,84		99,96	100,11	100,39	99,89	99,51	99,58
Минеральный состав										
Гиббсит	4,2	5,0	3,0		36,6	—	—	—	—	—
Нордстрандит	9,0	5,5	—		—	1,1	—	—	—	—
Бёмит	—	—	—		1,0	—	—	—	—	—
Каолинит + диоктаэдрический хлорит	17,2	17,4	18,0		30,2	18,2	32,6	32,9	—	—
Триоктаэдрический хлорит	4,5	3,7	3,2		3,6	11,0	12,5	11,1	—	—
Иллит	29,9	26,7	34,3		14,3	32,0	31,0	29,5	—	—
Плагиоклаз	6,8	4,7	4,0		3,1	9,0	7,0	7,6	—	—
Кварц	11,4	24,9	25,8		—	14,6	11,2	12,8	—	—
Гематит	—	—	—		—	—	0,5	3,0	—	—
Гётит	5,6	5,0	4,0		7,8	2,4	2,3	1,2	—	—
Лимонит (рентгеноаморфный)	8,8	4,5	5,5		—	9,3	—	—	—	—
Анатаз	0,8	0,6	1,6		1,7	1,0	1,1	1,0	—	—
Рутил	0,7	0,5	—		—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—		1,2	0,4	0,6	—	—	—
Органическое вещество	1,0	1,4	0,4		0,1	0,2	0,3	0,3	—	—
Сумма	99,9	99,9	99,8		99,6	99,2	99,1	99,4	—	—

Места взятия образцов: *1—3*—хр. Велебит: *1*—пик Струга (1462 м), *2*—Ваганьскт-Врх (1758 м), *3*—пик Махоран (1708 м); *4*—близ города Слунь; *5*—хр. Велебит, деревня Баричевич-Долац; *6*—горы Биоково (пик 1762 м), близ города Макарска; *7*—о. Хвар, деревня Граб-Ублине; *8—10*—о. Мур-тер, деревня Брошица.

(табл. 48), терра-росса в этом районе наряду с каолинитом содержит много кварца, собственные минералы алюминия редки и их очень мало.

Подводя итог выполненным до настоящего времени исследованиям, можно сделать следующие выводы:

а. Терра-росса ни с химической, ни с минералогической точки зрения нельзя сравнить ни с глинистыми бокситами, ни с бокситовыми и бокситоподобными глинами бокситовых залежей Средиземноморской провинции. Содержание натрия, калия, кальция и магния в терра-росса в 4—10 раз больше, чем в бокситах. С минералогической точки зрения различия еще бо́льшие.

Таблица 48

Химический и минеральный состав терра-росса и бокситовых галек, окрестности Агтелек и Йошвафе, Венгрия [40]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Химический состав												
Al_2O_3	30,18	19,85	20,80	19,75	20,63	18,59	30,04	29,05	29,25	24,79	16,22	13,57
SiO_2	40,37	55,38	49,50	54,68	55,27	67,81	4,27	4,25	4,46	7,11	12,29	11,72
Fe_2O_3	11,04	7,65	8,45	6,98	7,78	2,37	45,49	48,00	42,07	47,34	58,36	48,22
FeO	Нет определений					0,26	0,17	Нет определений				0,24
TiO_2	0,67	0,94	0,67	0,75	0,84	0,38	0,30	0,95	0,94	0,76	1,16	0,51
MnO						0,09	0,11					6,12
CaO						0,48	0,24					0,35
MgO						0,99	0,11					0,25
Na_2O	Нет определений					0,12	0,03	Нет определений				0,04
K_2O						2,60	0,10					0,32
P_2O_5						0,06	0,29					0,62
CO_2						0,00	0,00					0,00
H_2O^+	15,08	11,80	13,77	12,75	11,57	4,81	18,19	18,06	22,32	19,05	11,38	16,41
H_2O^-	2,67	3,19	3,12	2,91	3,04	1,08	1,02	0,75	0,56	0,61	1,27	1,37
Сумма	100,01	98,81	96,31	97,82	99,13	99,64	100,36	101,06	99,60	99,66	100,68	99,74
Минеральный состав												
Гиббсит	0,8	—	1,5	—	—	—	45,0	40,8	43,5	35,3	22,0	17,5
Бёмит	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—
Гематит	5,5	—	1,0	1,0	1,0	—	25,1	35,1	2,0	4,0	39,2	3,0
Гётит	5,4	7,0	6,5	6,0	6,8	1,9	23,2	14,2	45,3	47,8	21,0	53,1
Каолинит	69,4	33,0	25,8	8,0	35,3	16,2	2,0	4,0	2,0	3,0	7,0	13,0
Хлорит	5,3	15,4	18,9	29,0	10,2	5,7	2,8	2,8	3,6	3,8	3,6	1,0
Иллит	6,0	10,0	17,9	21,0	13,4	32,5	—	—	—	3,6	4,0	3,4
Кварц	5,7	30,9	22,8	28,0	28,4	40,9	1,0	0,8	1,4	1,2	1,0	1,0
Плагиоклаз	—	1,0	2,0	3,0	1,6	1,7	—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	—	4,1	3,0	2,0	—	—	—	—	—	—	—
Литиофорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,9
Анатаз	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4
Рутил	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,4	0,4	0,3	0,5	0,1
Сумма	98,8	98,2	101,2	99,8	99,5	99,3	99,4	99,9	98,7	99,5	98,8	99,4

1—терра-росса красновато-коричневая, Йошвафе, Красное озеро; *2—5*—терра-росса красновато-коричневая, Агтелек, Желтое озеро; *6*—терра-росса желтовато-коричневая, Агтелек, Желтое озеро; *7—12*—бокситовые гальки темно-красные, Йошвафе, Красное озеро.

В то время как бокситовые и бокситоподобные глины содержат кварц и полевые шпаты в количестве лишь десятых и сотых долей процента, в терра-росса в большинстве случаев количество кварца составляет 10—30%, а полевого шпата 3—10%. Преобладающим глинистым минералом в бокситовых и бокситоподобных глинах является каолинит, а в терра-росса наряду с каолинитом можно встретить значительное количество иллита и хлорита, а в некоторых местах такие глинистые минералы, которые совершенно неизвестны в карстовых бокситах (вермикулит, аттапульгит).

б. Состав терра-росса сильно меняется от района к району.

в. Состав терра-росса отличается не только от состава бокситов, но и от прочих пелитовых образований, поэтому терра-росса следует считать самостоятельным образованием как с химической, так и с минералогической точки зрения. Одной из главнейших особенностей терра-росса является то, что она часто содержит несколько процентов гиббсита и нордстрандита.

6.2. Образование терра-росса

Неймайр [321] первым занялся вопросом генезиса терра-росса. По его мнению, это продукт поверхностного выветривания известняков, их нерастворимый остаток. Того же мнения придерживался Фукс [154], который считал, что терра-росса Средиземноморской провинции в третичный период образовывалась при климате более теплом, чем современный.

Довольно удачное для своего времени и целенаправленное исследование о происхождении терра-росса на территории Венгрии написал Креннер [269]. Он установил, что терра-росса можно обнаружить почти повсюду вдоль берега Средиземного моря на поверхности карбонатных пород, в то время как на соседних территориях, расположенных севернее — например, в Бельгии, северной Франции и т. д.— их нет, хотя карбонатные породы такого же состава можно встретить на поверхности и здесь. На основании этого он пришел к заключению, что распространение терра-росса зависит от климатических условий и растительного покрова. Она образуется в местах, где растительность относительно бедная, а климат теплый. В умеренно влажном климате и там, где на известняках произрастают леса, терра-росса не образуется. Для подтверждения того, что при выветривании из белого известняка может произойти красная терра-росса, он растворил в слабой соляной кислоте белый далматский известняк. Нерастворимый остаток имел красный цвет и содержал 20% Fe_2O_3. Таким образом, разница в цвете не противоречит образованию терра-росса.

По мнению Крамера [267], терра-росса, в частности в Далмации, является остатком уничтоженного эрозией толстого слоя глины и мергеля, который покрывал территорию в третичное время.

Тучан [448] пришел к заключению, что терра-росса является нерастворимым остатком поверхностного выветривания известняков и доломитов на том основании, что в терра-росса и нерастворимом остатке залегающих под ней пород содержатся одни и те же минералы. Тучан первый высказал предположение о связи терра-росса и бокситов; оба образования, по существу, одинаковы — боксит является древней (ископаемой) терра-росса, а терра-росса является бокситом настоящего времени. Кишпатич [249], изучая бокситы Хорватии, пришел к такому же заключению.

Де Вейсс [478] также считал терра-росса продуктом выветривания известняков или доломитов. Он полагал, что большую роль в образовании терра-росса играет своеобразие средиземноморского субтропического климата, когда влажная зима сменяется жарким и сухим летом, что не позволяет образоваться богатому растительному покрову, а следовательно, и значительному количеству гумуса и приводит к накоплению окислов и гидроокислов железа. При достаточном количестве гумусового материала железо удаляется из почвы в растворенном виде. Происхождение карстовых бокситов Де Вейсс связывает с выносом кремния из терра-росса. При его исследованиях осталось невыясненным, образуется ли терра-росса в Средиземноморье в настоящее время.

Тот факт, что терра-росса является продуктом поверхностного выветривания доломита и известняка, в последующие годы признавался многими специалистами [70, 213], однако Хаберфельднер [199] как бы перевернул разработанную Тучаном, Кишпатичем и де Вейссом теорию. По его мнению, терра-росса является продуктом поверхностного выветривания бокситов. К тому же мнению пришел и Вадас [454]. Свой вывод он подтверждал тем, что в Средиземноморской провинции распространенность терра-росса и бокситов в большинстве случаев совпадает. Вадас считал подтверждением своего мнения и то, что во многих случаях терра-росса содержит бокситовые гальки.

Цанс [488] также отрицал происхождение терра-росса в результате выветривания известняка. По его мнению, это — аллохтонное образование, которое произошло за счет выветривания и частичной десилификации алюмосиликатных пород, т. е. промежуточный продукт между исходными алюмосиликатными породами и бокситом.

По мнению Михолича [311], терра-росса является в основном продуктом поверхностного выветривания мергелей и глин и промежуточным членом между ними и бокситами. Из терра-росса путем десилификации может образоваться боксит, а из боксита за счет ресилификации — терра-росса.

Уолл и др. [468] считают, что терра-росса острова Калимантан является продуктом выветривания известняка. Накоплению терра-росса способствовало выветривание вулканических пород и глинистых сланцев. По мнению Вейнманна [477], на острове Кефалиния терра-росса образовалась in situ из известняка подошвы, причем этот процесс начался в третичное время и продолжается до настоящего времени. Марич [300] также считает, что в карстовых районах Югославии образование терра-росса продолжается до сегодняшнего дня. По его мнению, большая часть материала терра-росса происходит из карбонатных пород подошвы, а меньшая образовалась в результате выветривания палеозойских алюмосиликатных пород. Он подчеркнул, что на самых высоких горных возвышенностях карстовых районов и на островах Далмации имеется слой терра-росса толщиной 0,1—0,3 м, а в образовавшиеся продукты выветривания в таких местах посторонний материал мог попасть лишь с помощью ветра.

На основании литературных данных, а также собственных наблюдений у нас создалось следующее мнение:

а. В изолированных местах — на вершинах гор, на островах — образование терра-росса, бесспорно, можно считать результатом поверхностного выветривания местных карбонатных пород. Посторонний материал мог попадать сюда только с помощью ветра и в незначительном количестве.

б. Во всех прочих местах в составе терра-росса в различных соотношениях могут принимать участие продукты выветривания карбонатных пород подошвы, продукты выветривания соседних алюмосиликатных пород и принесенные ветром материалы. В местах, где поблизости находились бокситовые обнажения, накоплению терра-росса могли способствовать продукты выветривания боксита, в том числе бокситовые гальки разного размера. Соотношение всех перечисленных компонентов от территории к территории может сильно меняться. Изменчивый химический и минеральный состав терра-росса объясняется многообразием исходного материала.

в. Важнейшим условием для образования терра-росса является климат и своеобразное физико-химическое и растительное окружение, обусловленное подстилающими карбонатными породами.

г. В местах, где все перечисленные условия имелись в геологическом прошлом, образовалась терра-росса, а там, где они сохранились до настоящего времени, образование терра-росса продолжается. Большого различия между терра-росса, образовавшимися в третичное и четвертичное время, не наблюдается. Надежных свидетельств образования терра-росса в мезозое и палеозое пока не найдено.

Генетическая связь терра-росса и бокситов рассмотрена в главе о генезисе бокситов.

7. ТЕКТОНИКА

7.1. Региональная тектоника бокситоносных районов

7.1.1. Пространственное положение

В приложении 1 показано тектоническое положение бокситовых месторождений согласно принятой автором классификации.

Крупными *тектоническими единицами первого порядка* являются континенты, океанические бассейны и орогенные пояса. Нами сделан расчет количественного распределения типов залежей по этим единицам (табл. 49).

Таблица 49

Количественное распределение типов бокситов по крупным тектоническим единицам первого порядка (в %)

Тектонические единицы	Латеритные бокситы	Карстовые бокситы	Бокситы тихвинского типа
Континенты	96	8	100
Орогенные пояса	3	92	—
Океанические бассейны	1	—	—
Всего	100	100	100

Влияние тектоники очевидно: большинство карстовых бокситов находится в орогенных зонах, в то время как преобладающее число латеритных месторождений и всех бокситов тихвинского типа находится в пределах континентов. В области океанических бассейнов бокситы известны только на некоторых островах, например на Гавайских. Одной из главных причин различия состава, строения и происхождения карстовых и латеритных бокситов является, по мнению автора, их тектоническая обособленность.

Крупные тектонические единицы первого порядка делятся на *единицы второго порядка*. На *континентах* различаются древние щиты, более молодые платформы, покрытые осадочными и вулканическими горными породами, и подвижные параплатформы меньших размеров. Распределение бокситов по тектоническим единицам второго порядка, по данным автора, показано в табл. 50.

Таблица 50

Количественное распределение типов бокситов на континентальных плитах (в %)

Тектонические единицы	Латеритные бокситы	Карстовые бокситы	Бокситы тихвинского типа
Древние щиты	51	—	—
Платформы	49	2	20
Параплатформы	—	98	80
Всего	100	100	100

Количество латеритных бокситов на древних щитах и платформах приблизительно одинаково, а на параплатформах латеритные бокситы не найдены. В то же время преобладающее большинство карстовых бокситов, известных в пределах континентов, находится на параплатформах. Считается, что параплатформы характеризуются усиленной тектонической подвижностью и являются как бы переходными зонами между континентами, состоящими из древних щитов и молодых платформ, и орогенными поясами. Выше упоминалось, что большинство карстовых бокситов приурочено к орогенным зонам, а в пределах континентов — к параплатформам, т. е. к самым подвижным структурным единицам второго порядка, наиболее родственным орогенным зонам. Этим еще больше подчеркивается связь карстовых бокситов с подвижными поясами земной коры. Следует подчеркнуть, что большинство бокситов тихвинского типа находится на параплатформах (например, на параплатформах Северного и Южного Китая).

Среди орогенных поясов выделяются внутриконтинентальные пояса, пояса андийского и альпийского типов и орогенные пояса островных дуг. Количественное распределение бокситов по этим зонам показано в табл. 51.

Таблица 51

Количественное распределение типов бокситов по орогенным поясам (в %)

Тектонические единицы	Латеритные бокситы	Карстовые бокситы	Бокситы тихвинского типа
Внутриконтинентальные орогенные пояса	—	9	—
Орогенные пояса андийского типа	46	—	—
Орогенные пояса альпийского типа	17	47	—
Орогенные пояса островных дуг	37	44	—
Всего	100	100	—

Внутриконтинентальные орогенные зоны расположены или внутри континентов или среди уже стабилизированных древних горных систем [19]. Такой тип горных систем распространен сравнительно ограниченно, и этим можно объяснить относительно небольшое количество приуроченных к ним бокситов. Только в Пиренеях и Провансе известны бокситы, причем все они относятся к карстовому типу.

В краевых частях континентальных платформ располагаются так называемые *периконтинентальные орогенные пояса*. В орогенных поясах андийского типа в строении эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных поясов флиш и офиолиты участия не принимают, однако часто встречаются континентальные осадки типа моласс и андезитовые вулканиты. Наиболее характерным примером служат Анды и Кордильеры. Карстовых бокситов в них до сих пор не найдено, но незначительные залежи латеритных бокситов были обнаружены во многих местах, например в штате Орегон в США, в Гондурасе, Коста-Рике, Панаме, Колумбии, Чили.

В орогенных поясах альпийского типа в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных поясах часто встречаются офиолиты, флиш и карбонатные осадки. Крупнозернистые терригенные обломочные образования играют подчиненную роль. Чуть ли не половина всех карстовых бокситов сформировалась именно в орогенных поясах альпийского типа, главным образом в Средиземноморской провинции. Латеритные бокситы встречаются редко, например в горах Тавра в Турции, в юго-восточной Австралии и Тасмании.

В орогенных поясах островных дуг как эвгеосинклинальные, так и миогеосинклинальные пояса сложены главным образом вулканическими горными породами, но часто встречаются и карбонатные отложения. Здесь образовалось приблизительно столько же карстовых бокситов, сколько в орогенных поясах альпийского типа, особенно в области Карибского моря и островных дуг, окаймляющих Тихий океан с юго-запада. Небольшие месторождения латеритных бокситов обнаружены на Малайском полуострове, в Индонезии, в Сараваке, на Филиппинских островах, на островах Палау и Новой Зеландии.

Итак, можно установить, что большинство карстовых бокситов расположено в орогенных поясах альпийского типа и островных дуг; латеритные бокситы орогенных поясов встречаются главным образом в орогенных зонах андийского типа и островных дуг (см. гл. 8).

В *океанических бассейнах* известно так мало бокситов, что выявление закономерностей их распространения лишено смысла.

Тектонические единицы третьего порядка обычно не имеют резких границ, а связаны между собой переходными зонами, поэтому количественная оценка оказывается невозможной и здесь изложены характерные особенности распределения бокситов.

На территориях *древних щитов*, согласно Мурбату (Moorbath, 1977), выделяются древние гранито-гнейсовые интрузии, складчатые метаморфизованные зоны и молодые интрузии. Самые крупные залежи латеритных бокситов сформировались главным образом в пределах древних метаморфизованных зон, например в Восточных Гатах в Индии, на Западно-Африканском и Гвианском щитах. Молодые интрузии нередко сложены породами, обогащенными алюминием, например нефелиновыми сиенитами. В областях развития молодых интрузий латеритные бокситы характеризуются крайне высоким содержанием алюминия и малым содержанием железа, например бокситы Посос-де-Кальдас и Серра-де-Мантикейра в Бразилии, острова Лос в Гвинейской Республике.

Согласно Богданову [67], Хаину (1972) и Муратову [314], на *платформах*, в антеклизах, а также в прогибах, отделяющих антеклизы от синеклиз, сформировались большие залежи латеритных бокситов. Известно несколько небольших залежей карстовых бокситов, которые образовались на платформах, например Мактеш-Рамон в Израиле. В пределах синеклиз, авлакогенов и рифтовых долин бокситы не встречаются, однако в некоторых местах крупные синеклизы выполнены потоками базальтовых лав из трещинных вулканов, и на поверхности таких плато-базальтов (траппов) образовались крупные залежи латеритных бокситов, например на плато Декан в Индии и Камеруне.

На *параплатформах* различаются районы с выходящими на поверхность кристаллическими породами докембрия (щиты) и районы, перекрытые более молодыми осадочными отложениями (платформы). Все залежи карстовых бокситов на параплатформах расположены в районах, перекрытых осадочными отложениями. Близ районов, сложенных породами докембрия и в их краевых частях, встречаются залежи бокситов тихвинского типа.

Во *внутриконтинентальных орогенных зонах* различаются один осевой и два симметричных боковых пояса. В двух последних встречаются карстовые бокситы, например во Французских и Испанских Пиренеях. Латеритные бокситы здесь не известны.

В *орогенных поясах андийского типа* все обнаруженные латеритные бокситы приурочены к эвгеосинклинальным зонам. Карстовые бокситы здесь не известны.

В *орогенных поясах альпийского типа*, в эв- и миогеосинклинальных зонах, образовалось приблизительно одинаковое количество карстовых бок-

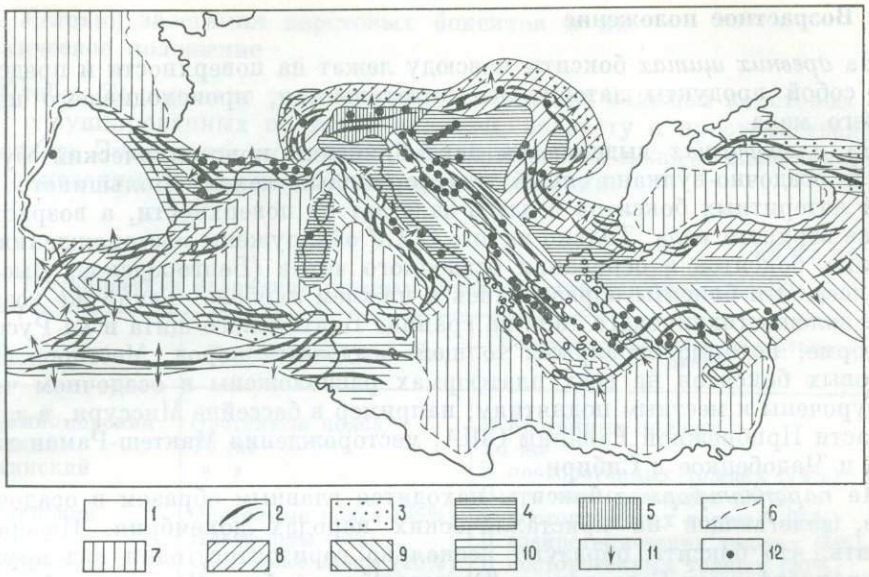


Рис. 166. Схема тектонического строения альпийского орогенического пояса [20].

1 — континентальные платформенные площади и пояса более древних, консолидированных орогенических поясов; *2* — простирание альпийских складчатых сооружений; *3* — передовые прогибы; *4* — срединные массивы и срединные бассейны; *5* — Восточные Альпы; *6* — 1000-метровая глубина морей и Атлантического океана; *7* — морские и океанические бассейны глубже 1000 м; *8* — северный пояс альпийского орогена; *9* — южный пояс альпийского орогена; *10* — интраконтинентальные орогенические пояса; *11* — вергентность; *12* — бокситовые месторождения.

ситов, а в срединных бассейнах гораздо меньше. В передовых прогибах бокситы до сих пор не обнаружены. Большинство латеритных бокситов альпийских орогенных поясов находится в эвгеосинклинальных зонах.

Преобладающее большинство карстовых бокситов сосредоточено в альпийских орогенных поясах средиземноморского региона. Эти пояса делятся на две системы дуг [20]. Южная система состоит из Тавра, Эллинид, Динарид, Восточных Альп, Аппенин и Магребид, а северная система представлена Кордильерой Бетико, Западными Альпами, Карпатами, Балканами и Понтидами (рис. 166). Миогеосинклинальные пояса находятся с внешней стороны, а эвгеосинклинальные — внутри дуг. Восточные Альпы мы считаем принадлежащими к южной системе дуг, так как по новейшим тектоническим представлениям они надвинуты с юга на север на первоначальный хребет Альп, т.е. на современные Западные Альпы [447].

Большая часть месторождений карстовых бокситов расположена в средней части южной системы дуг, от Апеннин до Западного Тавра. В северной системе имеются лишь небольшие месторождения карстовых бокситов. По нашему мнению, во время образования бокситов эти две системы дуг располагались далеко друг от друга и их климат мог отличаться. В пределах срединных массивов и бассейнов только на территории Паннонского массива обнаружены значительные месторождения карстовых бокситов.

В *орогенных поясах островных дуг* большинство образовавшихся карстовых бокситов находится в эвгеосинклинальных поясах, например месторождения Ямайки, Гаити, Доминиканской Республики. В эвгеосинклинальном поясе встречаются залежи и латеритных бокситов, в миогеосинклинальном поясе их значительно меньше. В пределах междуговых бассейнов бокситы не известны.

7.1.2. Возрастное положение

На *древних щитах* бокситы повсюду лежат на поверхности и представляют собой продукты латеритного выветривания, происходившего позже верхнего мела.

На *платформах* выделяются докембрийский кристаллический фундамент и осадочно-вулканогенный платформенный чехол. Большинство залежей латеритных бокситов и здесь залегает на поверхности, а возраст их моложе верхнего мела. Только на юге СССР обнаружены месторождения латеритных бокситов в основании осадочного чехла (Белгородское, Высокопольское). Эти бокситы образовались в нижнем карбоне. Такой же возраст имеют залежи тихвинского типа на границе Балтийского щита и на Русской платформе, которые перекрыты толщей осадочных пород. Месторождения карстовых бокситов на всех платформах расположены в осадочном чехле и приурочены к местным поднятиям, например в бассейне Миссури, в западной части Прибрежной Равнины США, месторождения Мактеш-Рамон в Израиле и Чадобецкое в Сибири.

На *параплатформах* бокситы находятся главным образом в осадочной толще, залегающей на кристаллических породах докембрия. Интересно отметить, что бокситы образуют несколько горизонтов, один над другим. На параплатформах Северного и Южного Китая обнаружено семь бокситоносных горизонтов, имеющих возраст от нижнего карбона до средней перми. Самый нижний бокситоносный горизонт представлен карстовыми бокситами, а остальные — бокситами тихвинского типа. Каждый горизонт образовался в кратковременные периоды поднятий. Ранее упомянутая большая подвижность параплатформ явилась причиной повторного образования бокситов.

Орогенные пояса. Выше было указано, что 92% запасов карстовых бокситов находится в орогенных поясах. Принимая это за 100%, получаем, что 85% этого количества сформировалось в орогенных, а 15% — в посторогенных толщах. Из последних 4% бокситов залегает в эпибайкальском, 3% — в эпикаледонском, 8% — в эпигерцинском комплексах.

Карстовые бокситы, залегающие внутри орогенных толщ, распределяются следующим образом: в байкальских их не обнаружено, в каледонских — 1%, в герцинских — 14% и в альпийских — 70%. Из этого видно, что в более молодых циклах накопилось больше бокситов. Эта закономерность не вызывает сомнений, даже если принять во внимание возможность сильной денудации древних бокситовых залежей.

Из табл. 49 видно, что лишь 3% латеритных бокситов встречено в орогенных поясах. Преобладающее большинство их приурочено к альпийскому орогенному циклу. Возраст этих бокситов обычно плейстоценовый, плиоценовый или неогеновый, однако залежи юго-восточной части Австралии и Тасмании имеют эоценовый возраст [349], а латериты близ Сантьяго (Чили) — сенонский возраст [373]. Латеритные богатые железом бокситы в горах Тавр в Турции образовались в юрское время (доггер, нижний мальм). Наименьшее количество латеритных бокситов приурочено к герцинскому орогенному циклу. В последние годы на Среднем Тимане были обнаружены отчасти переотложенные залежи латеритных бокситов среднего и верхнего девона [244]. В каледонских и байкальских орогенных комплексах латеритные бокситы не обнаружены.

7.1.3. Условия залегания карстовых бокситов и их тектоническое положение

В табл. 52 показано тектоническое положение залежей карстовых бокситов, сгруппированных по типам залежей, возрасту и пространственному положению. Эти данные указывают, что взаимосвязь между типом залегания и тектоническим положением не вызывает сомнений.

Таблица 52

Тектоническое положение главных типов залежей карстовых бокситов

Тип залежи	Тектоническая единица	Положение относительно тектонических циклов
Средиземноморский	Орогенные пояса	В орогенных толщах
Арьежский	То же	То же
Салентинский	» »	В посторогенных толщах (74%)
		В орогенных толщах (26%)
Казахстанский	Орогенные пояса (95%)	В посторогенных толщах (95%)
	Платформы (5%)	В эпейрогенических толщах (5%)
Тиманский	Орогенные пояса (20%)	В посторогенных толщах (20%)
	Параплатформы (80%)	В эпейрогенических толщах (80%)
Тульский	Платформы	То же

Почти все залежи *средиземноморского* типа расположены в орогенных поясах. Единственным исключением из этого правила является залежь Мактеш-Рамон в Израиле, но запасы бокситов в ней не достигают даже 0,1% всего количества бокситов средиземноморского типа. Возникает вопрос, действительно ли это месторождение относится к средиземноморскому типу [403]. Все месторождения средиземноморского типа расположены внутри орогенных толщ, за исключением четырех небольших месторождений, содержащих менее 0,2% количества всех бокситов средиземноморского типа, а именно: Андоринья в Португалии, Северная и Южная Фергана и Кансай в Средней Азии, СССР,— они встречены в посторогенных толщах.

Все залежи *арьежского* типа расположены в орогенных поясах и сформировались в течение орогенного цикла.

Залежи *салентинского* типа находятся в пределах орогенных поясов, но в результате вторичного переотложения они залегают в основном в посторогенных толщах.

Общим свойством залежей *казахстанского*, *тиманского* и *тульского* типов является их расположение в посторогенных толщах. Различие заключается в их пространственном тектоническом положении: большинство залежей казахстанского типа приурочено к орогенным поясам, залежей тиманского типа — к параплатформам, а залежи тульского типа находятся на платформах.

Залежи средиземноморского типа различаются по характеру залегания, структуре и составу в зависимости от структурных единиц третьего порядка, в пределах которых расположены месторождения. В качестве примера ниже приведены лишь наиболее важные.

В залежах качества выше среднего, расположенных в геосинклинальных поясах (Далмация и Черногория), бокситовые глины составляют всего от 2 до 15%, а качественные бокситы — до 70—75% общих запасов бокситов. Напротив, в бокситовых залежах срединных массивов и бассейнов бокситовых глин больше, встречаются даже бокситоподобные глины. Например, залежи Задунайского Среднегорья в Венгрии в среднем содержат от 10 до

30% бокситовых глин, от 2 до 10% бокситоподобных глин, а количество глинистых бокситов колеблется от 15 до 30%.

Ооидно-пизолитовые типы структур чаще встречаются в месторождениях геосинклинальных поясов, а микрообломочные и аренитовые структуры — в бокситовых залежах срединных массивов.

Бокситовые формации приурочены к крупным тектоническим единицам. Чисто карбонатный подтип карбонатных формаций всегда расположен в геосинклинальных поясах. Карбонатный подтип с глинистыми и песчаными породами встречается главным образом на срединных массивах альпийских орогенных поясов и во внутриконтинентальных орогенных поясах. Большинство угленосно-глинисто-карбонатных формаций расположено в осадочном чехле платформ и параплатформ, а их меньшая часть находится в посторогенной осадочной толще консолидированных орогенных поясов. Наконец, почти все песчано-глинистые бокситовые формации встречаются в посторогенной осадочной толще консолидированных орогенных поясов. Таким образом, тесная взаимосвязь между региональной тектоникой, бокситовыми формациями и типом залежей очевидна.

7.2. Связь между залежами бокситов и местной тектоникой

Влияние местной тектоники целесообразно рассматривать, сопоставляя время тектонических движений и образования бокситов. Выделяются следующие случаи:

а. *Тектонические движения, предшествовавшие образованию бокситов.* На многих месторождениях залежи располагаются вдоль тектонических нарушений. Самые большие и мощные залежи часто расположены на пересечении двух разломов. Это явление объясняется тем, что вдоль разломов карбонатные породы разрушались, и это способствовало лучшей фильтрации вод и карстованию. Впоследствии карстовые углубления были заполнены бокситами.

Много бокситовых залежей расположено в древних тектонических грабенах; в средиземноморских залежах они выделяются нами особо (рис. 16). Форма таких залежей определяется формой образованных по разломам грабенов. Роль предшествующей тектоники при образовании бокситовых залежей Задунайского Среднегорья изучалась Сантнером и Сабо [418].

б. *Тектонические движения во время образования бокситов.* Залежи бокситов Ямайки приурочены к тектоническим блокам, сформированным главными тектоническими нарушениями, и поэтому выделяются группы залежей типа плато и типа грабенов. Для залежей плато характерны лучшие бокситы, у них однороднее химический состав и в них преобладает гиббсит. Залежи в грабенах имеют изменчивый химический состав бокситов, наблюдаются признаки переотложения, а в составе преобладают гиббсит и бёмит.

На основании наших наблюдений, эту классификацию следовало бы уточнить, выделив группы залежей *высоких плато*, *низких плато* и *долин в грабенах*. Например, Кокпит-Кантри и северная часть плато Манчестер до разлома «Сикстин-Майл-Галли», пересекающего это плато, носит характер высокого плато. К югу от этой морфологической ступени следует группа залежей низкого плато, распространенных вплоть до разлома, проходящего по линии морского берега. Примером группы залежей долин в грабенах служат Порус-Валли и Эссекс-Валли. На высоких плато встречаются зале-

жи в карстовых воронках и линзовидные залежи, на низких — линзовидные и плащеобразные, а в долинах грабенов — пластообразные и плащеобразные залежи.

в. *Влияние тектонических движений, происходивших после образования бокситa*, лучше всего изучается там, где бокситы перекрыты более молодыми отложениями. В древних — мезозойских и палеозойских — залежах часто наблюдаются следы различных повторных тектонических воздействий, которые изменяют первоначальную форму залежей, петрографическое строение бокситов, их химический и минеральный состав тем сильнее, чем значительней были дислокации. По степени дислоцированности залежей нами выделено пять групп:

1. *Спокойно залегающие залежи* — поверхность бокситов почти горизонтальная, в залежах не обнаруживается ни разрывных, ни складчатых дислокаций.

2. *Слабо дислоцированные залежи* — угол падения поверхности бокситов не более 10—20°, залежь расчленена несколькими разломами, складчатых дислокаций нет.

3. *Умеренно дислоцированные залежи* — угол падения поверхности бокситов не более 45°, залежи расчленены разломами на тектонические блоки или умеренно складчатые.

4. *Сильно дислоцированные залежи* — угол падения поверхности более 45°, залежи осложнены разломами и надвигами, для них характерна сильная складчатость.

5. *Очень сильно дислоцированные залежи* — крутопадающие, иногда вертикальные залежи с надвигами, тектоническими чешуями, сильно складчатые, иногда с опрокинутыми складками (см. приложение 1).

С этой точки зрения интересно сравнение месторождений бокситов альпийского орогенного пояса Средиземноморской бокситоносной провинции

Таблица 53

Степень дислоцированности бокситовых месторождений в Средиземноморской бокситоносной провинции

Тектонические единицы третьего порядка	Число месторождений					
	спокойно залегающих	слабо дислоцированных	умеренно дислоцированных	сильно дислоцированных	очень сильно дислоцированных	всего
Эвгеосинклинальный пояс	—	1	3	9	8	21
Миогеосинклинальный пояс	—	1	7	28	11	47
Срединные массивы и бассейны	1	18	1	—	—	20
Всего	1	20	11	37	19	88

(табл. 53), которое показывает, что преобладающее большинство месторождений в эв- и миогеосинклинальных поясах являются сильно или очень сильно дислоцированными. Напротив, на территории срединных массивов и их флангов большинство месторождений слабо дислоцированы. Из этого можно заключить, что степень дислоцированности в конечном счете зависит от регионального тектонического положения залежей.

Первоначальная форма сильно и очень сильно дислоцированных залежей претерпела большие изменения. Они могут быть или расчленены или надвинуты друг на друга. В сильно складчатых районах наблюдается текто-

ническое утолщение залежей вдоль оси антиклиналей [247]. Сопутствующая надвигам складчатость создает очень сложные формы залежей, как, например, в бокситоносном районе Элеусис — Мандра в Греции.

Под влиянием давления бокситы уплотняются, их пористость уменьшается и начинается перекристаллизация минералов по ранее описанной в гл. 5 схеме: гиббсит → бёмит → диаспор → корунд. В слабо и умеренно дислоцированных залежах подобные минеральные изменения протекали только близ зон разломов. В этих зонах часто наблюдается выделение кальцита, в других местах из грунтовых вод осаждался кремнезем, и поэтому вдоль зон разрывных нарушений бокситы становятся глинистыми. На Северном Урале вдоль зон разломов были обнаружены выделения пирита [61, 192].

8. ГЕНЕЗИС БОКСИТОВ

8.1. Обзор теорий генезиса бокситов

8.1.1. Латеритные теории

Согласно этим теориям, карстовые бокситы образовались по древним латеритным профилям, материал которых приносился в места их современного залегания различными способами. Впервые латеритная теория была сформулирована Бертье в 1821 г. [65] для объяснения генезиса бокситов в горах Альпий во Франции, затем была распространена на все бокситовые залежи Южной Франции [135, 274]. В последние годы к этой теории вернулся Никола [324]. Он считает, что бокситы Южной Франции являются продуктами латеритного выветривания различных местных пород, главным образом аптских и альбских мергелей. Валетон [455, 457] и Эрхарт [146] ограничивают исходные латеритные профили только территорией распространения кристаллических пород в горах Мор и Эстерель.

Н. И. Архангельский считал [13], что Каменск-Уральские бокситовые залежи Среднего Урала также развивались по древним латеритным профилям. В то время его мнение не нашло сторонников из-за широкого признания хемогенной теории. Следуя трудам Бушинского [83, 87, 88], в настоящее время многие советские геологи считают, что уральские, сибирские и казахстанские карстовые бокситы своим происхождением связаны с древними латеритными профилями.

Бокситы Средней Греции произошли из латеритов, расположенных около Локриса [15, 340, 49]. Бокситы Венгрии являются продуктами латеритного выветривания магматических и метаморфических пород [432, 453]. Бокситы Ямайки также развивались из продуктов латеритного выветривания андезитов и андезитовых туфов [487, 80].

Комб [113] связывает формирование Арьежского месторождения во Франции с латеритизацией глин и мергелей, происходящей in situ, и определенную роль в формировании бокситов отводит карбонатной подошве. Поэтому арьежский тип залежей можно считать переходным между латеритными и карстовыми бокситами.

8.1.2. Теория терра-росса

Существует мнение, что бокситы произошли из нерастворимого остатка продуктов поверхностного выветривания карбонатных пород, т. е. из терра-росса. Они формировались in situ или претерпевали очень незначительный перенос.



Рис. 167. Генетическая связь терра-росса, боксита и «салдама» [295].

Впервые объяснение происхождения бокситов на основе теории терра-росса в 1904 г. предложил Дольфюсс [136] применительно к бокситам Франции. В 30-е годы теория приобрела широкую популярность среди геологов Франции благодаря выдающейся работе Лаппарана [277]. В дальнейшем этой теории придерживались многие исследователи при изучении разных регионов: Югославии [249, 448], нагорья Бихор в Румынии [350], островов Карибского моря [89, 215], Задунайского Среднегорья [257, 459]. Де Вейсс [479] предполагал, что все карстовые бокситы произошли из терра-росса.

Дальнейшее развитие теория терра-росса в применении к карстовым бокситам Югославии получила в работах Марича [295, 296, 298]. Процесс образования боксита из терра-росса изображается следующим образом:

Исходные породы	Карстование в континентальных условиях	Конечный продукт
Известняки, доломиты, аутигенные и аллотигенные силикатные минералы, Al-, Fe-гидроокислы и рентгеноаморфное вещество	$H_2O + CO_2$ + органическое вещество pH 4,5—8,5 (Терра-росса)	→ Десилификация: «салдам» pH > 5,5 → Бокситизация: бокситы pH — 8,3

По данной схеме терра-росса образуется главным образом в результате поверхностного выветривания известняков и доломитов, но при участии алюмосиликатных пород. Бокситизация терра-росса происходит в щелочной среде, освобожденный при этом кремнезем выделяется в виде «псаммитового кварца» («салдам» [1]) в пустотах известняка вблизи бокситоносных районов. Подобные накопления кварца известны близ Пулы и на островах Сусак и Вис в Югославии.

Предполагаемая взаимосвязь между терра-росса, бокситом и «салдамом» показана Маричем на геологическом разрезе (рис. 167). По мнению Марича, бокситы и «салдам» являются завершением миграции Al, Fe и Ti на поверхности. Он считает, что в карстовых районах Югославии и сейчас растворяется значительное количество кремнезема и выносится в Адриатическое море. Например, карстовый источник Пантан (с дебитом 1400 л/с) вблизи Дивуле по результатам анализов ежегодно выносит в море около 100 т растворенного кремнезема. Водная масса Адриатического моря объемом 7500 км^3 содержит около 1,6 млн. т растворенного кремнезема и только приблизительно 140 тыс. т растворенного алюминия.

[1] Термин «салдам» введен югославским геологом Кишпатичем [249] для обозначения кварцевого песка, залегающего в толщах известняков.

8.1.3. Хемогенные теории

Основное положение этих теорий заключается в том, что в ходе поверхностного выветривания алюминий, железо и титан выщелачиваются из горных пород и выносятся реками в бассейны озер и морей, где затем осаждаются. По мнению Архангельского [12], большую роль здесь играют органические вещества, которые с Al, Fe и Ti образуют хорошо растворимые комплексы. А. Д. Архангельский вообще отрицал латеритизацию и считал, что остаточных латеритов, сформированных на месте, не существует. В настоящее время уже мало специалистов придерживаются этой теории, среди них, в частности, необходимо отметить Кривцова [270].

Одним из вариантов хемогенной теории является так называемая *сернокислотная гипотеза*, согласно которой главную роль в растворении Al играет серная кислота, которая возникает в результате поверхностного выветривания пирита. Это представление впервые было выдвинуто Аншелесом [10] и подробно разработано Горецким [178]. Формирование тульского типа залежей Трубиной [446] объясняется тоже выветриванием пирита.

8.1.4. Гидротермальные теории

При обсуждении генезиса бокситов Франции Добре [126] и Коканом [118] впервые была выдвинута теория осаждения бокситового материала из гидротермальных растворов. Хейс [207] объяснял происхождение залежей юго-восточной части США отложением из горячих источников. Он предполагал, что выщелоченный из глинистых пород в недрах алюминий был вынесен на поверхность в виде сульфатного раствора, затем осаждался в озерах гейзерных источников.

Садецкий [414, 415] считал, что бокситы нагорья произошли из гидротермальных растворов, связанных с извержениями дацита. Лахман [272] объяснял происхождение этих бокситов проявлением своеобразного гидротермального метасоматоза. По его гипотезе, поднимающиеся горячие растворы выносили алюминий из первичных глинистых минералов известняков. Под воздействием алюмосульфатных растворов известняки замещались бокситами путем метасоматоза. Следовательно, залежи были сформированы не на поверхности, а на глубине.

Кормош [263] и Лотти [285] установили связь бокситов полуострова Истрия в Югославии с горячими источниками. По Яншину [521], бокситы Северного Урала образовались из горячих источников, растворивших алюминий из вулканических пород. Поднявшиеся на поверхность растворы реками были снесены в море, где алюминий осаждался, образуя залежи бокситов. Подобная теория была разработана Зеленовым [489, 490], который изучал реки с крайне низкими значениями pH и большим содержанием растворенного в них Al и Fe в некоторых современных вулканических районах Камчатки и Индонезии. Попав в море, эти растворы подверглись нейтрализации, Al и Fe осаждались. Зеленов считает, что все карстовые бокситы были образованы таким путем.

По мнению Пейве [356], бокситы Северного Урала произошли вследствие подводной магматической деятельности в море. Поднимавшиеся из магмы растворы содержали Al, Fe и Ti, которые осаждались, достигнув морского дна. Так образовались залежи карстовых бокситов, в которых не обнаруживается терригенный материал. Что касается венгерских бокситов, только один исследователь, Паваи-Вайна [351], предполагал их гидротермальное происхождение.

8.1.5. Вулканогенные теории

Эти теории объясняют происхождение бокситов как результат выветривания вулканических туфов, попавших на поверхность карбонатных пород. По Гедеону [163], вулканические туфы отлагались в мелком море и там подверглись бокситизации. Гедеон распространял эту теорию на все карстовые бокситы мира. По мнению Уотермана [471] и Комера [117], бокситы Ямайки произошли из вулканических туфов. Они считают, что выветривание туфов произошло на суше и там же образовались бокситы. Голдич и Бергквист [174, 175] считали, что бокситы острова Гаити произошли из вулканических туфов андезит-базальтового состава, отложившихся на поверхности известняков.

По Калугину [226], все карстовые бокситы образовались таким образом. Вулканические туфы отлагались на известняковой поверхности островов, затем выветривались и становились бокситами. Тейлор и Хьюз [431] подобным образом объясняют образование бокситов на острове Реннелл.

По мнению Терсинье [435], карстовые бокситы юго-западной части Тихого океана произошли из вулканической пемзы, перенесенной во взвешенном состоянии морской водой и отложенной на островах. По-видимому, он предполагал, что все карстовые бокситы мира произошли подобным образом.

8.1.6. Фитогенная теория

Единственным сторонником этой теории является Берг [2], который считает, что девонские бокситы Северного Урала сформировались за счет болотной флоры.

8.1.7. Выводы с теориях генезиса карстовых бокситов

Из приведенного выше краткого обзора можно сделать два общих вывода:

1. Отдельные теории возникали, как правило, на основе изучения геологического строения какого-то одного бокситоносного района, сообразуясь с его характерными особенностями, а позже распространялись другими авторами на карстовые бокситы вообще.

2. Работы некоторых выдающихся ученых на многие годы определяли господство какой-то определенной теории в одной стране, а иногда и во всем мире. Например, во Франции со времени распознавания бокситов до тридцатых годов XX в. большинство геологов были сторонниками латеритного происхождения бокситов. Затем с появлением работ Лаппарана до конца пятидесятых годов стала господствовать теория терра-росса не только во Франции, но и во всей Западной Европе. До тридцатых годов в СССР большинство геологов придерживались теории латеритного генезиса бокситов, но под влиянием А. Д. Архангельского с 1933 по 1955 г. была принята исключительно хемогенная теория, и уже позже появились разновидности латеритной и вулканогенных теорий. В Венгрии на протяжении трех десятилетий господствовала латеритная теория (работы Вадаса), а теория терра-росса и другие имели меньше сторонников.

В настоящее время нельзя говорить об исключительном превосходстве какой бы то ни было теории. Ниже рассмотрены теории генезиса карстовых бокситов в свете основных факторов, перечисленных в начале главы, аргументы «за» и «против», а также объективность и применимость этих теорий.

8.2. Проблема исходных (материнских) пород

Мы называем исходными (материнскими) породами те, из которых непосредственно происходит материал бокситов. Каждая теория происхождения боксита подразумевает определенные исходные породы:

1. Материал латеритных профилей, сформированный на алюмосиликатных породах,— латеритные теории.
2. Осадочные глинистые породы, мергели, претерпевшие латеритизацию на месте,— вариант латеритной теории для залежей арьежского типа.
3. Остатки выветривания подстилающих бокситы известняков и доломитов — теория терра-росса.
4. Остатки выветривания мергелистых, глинистых и туфовых слоев, переслаивающихся с карбонатными породами,— вариант теории терра-росса.
5. Алюмосиликатные породы, из которых при выветривании выносились Al, Fe и Ti,— хемогенная теория Архангельского.
6. Пиритизированные зоны алюмосиликатных пород, из которых в процессе выветривания выносились Al, Fe и Ti,— сернокислотная теория.
7. Алюмосиликатные породы, из которых выносились Al, Fe и Ti при гидротермальных процессах,— гидротермальные теории.
8. Вулканические туфы, отложившиеся на поверхности карбонатных пород,— вулканогенные теории.
9. Вулканическая пемза, перенесенная в море во взвешенном состоянии,— вариант вулканогенной теории.
10. Совокупность разных исходных пород — многофакторные теории.

8.2.1. Латериты как исходные породы

Наиболее часто приводимым доводом против латеритных теорий является то обстоятельство, что вблизи залежей карстовых бокситов нет латеритных профилей или их остатков [130, 131, 72]. В отношении бокситов Задунайского Среднегорья Венгрии этот факт считается главным доводом против их латеритного происхождения, так как во время образования бокситов кристаллические породы не могли находиться на дневной поверхности, потому что, вероятно, были перекрыты отложениями перми и триаса, отсутствующими в настоящее время [459].

Отсутствие современных латеритных профилей однозначно не опровергает латеритного происхождения боксита, так как латериты могли быть подвергнуты полной денудации. Стоит обратить внимание на то, что латеритные профили должны быть расположены выше, чем развивающиеся по ним карстовые бокситы, поэтому полная их денудация вполне возможна. В последние годы в процессе более основательных исследований были найдены латеритные профили или их остатки и в тех бокситоносных районах, где ранее они не были известны, например на Северном Урале [88] и в Средней Азии [1, 260].

По мнению де Вейсса [479], на острове Ямайка площадь обнажения изверженных пород является слишком малой, чтобы возможно было латеритное происхождение исходного материала бокситов в количестве более одного миллиарда тонн. Этот вывод правилен, но нельзя считать, что продукты латеритного выветривания абсолютно не принимали участия в накоплении здешних бокситов, как это утверждает де Вейсс.

Достоверность латеритной теории Цанса для бокситов Ямайки, однако, опровергается итогами палеогеографических исследований Робинсона [494], согласно которым в палеогене вся средняя и западная части острова Ямайка

были покрыты известняками. После поднятия эти известняки должны были денудироваться, чтобы примерно 8 млн. лет назад на дневной поверхности могли оказаться алюмосиликатные породы кряжа Сентрал-Инлейерс. Их обломки обнаружены только в окружающих отложениях самого верхнего миоцена и плиоцена. Это значительно сокращает срок их бокситизации. Дальнейшее противоречие состоит в том, что во многих местах эти породы находятся ниже известняковых плато, покрытых бокситами, т. е. продукты их выветривания не могли быть перенесены реками вверх.

По нашему мнению, вопрос перекрытия или нахождения алюмосиликатных пород на дневной поверхности во время образования бокситов можно решить на основе детального изучения палеогеографической обстановки каждого бокситоносного района. Без этого возможность происхождения бокситов из латеритов нельзя ни отвергнуть, ни принять как всеобщую.

В качестве дальнейшего довода против латеритного происхождения карстовых бокситов некоторыми геологами приводится то обстоятельство, что в карстовых бокситах отсутствуют признаки обломочного осадконакопления и обломочные минеральные зерна [479]. Однако новейшие петрографические исследования показали широкое распространение обломочных структур в карстовых бокситах. Кроме того, во многих залежах бокситов были найдены, хотя и в небольшом количестве, аллотигенные минеральные зерна, происходящие из магматических и метаморфических пород. Например, по исследованиям Деманжона [128, 129], в областях Лангедок и Альпий во Франции размер и количество аллотигенных тяжелых минералов в бокситах убывает по мере удаления от Центрального массива. Состав тяжелых минералов боксита полностью отвечает составу кристаллических пород Центрального массива.

В бокситах Задунайского среднегорья были найдены аллотигенные минералы, происходящие из магматических и метаморфических пород [252, 463]. Зерна монацита и ксенотима, найденные с помощью электронного микрозонда в бокситах Ганта, вероятно, попали сюда из гранитов гор Веленце [54].

Непосредственным доказательством генетической связи некоторых карстовых бокситов с латеритными профилями, по нашему мнению, является наличие галек бокситов, которые на основании их структуры и минералогического состава могут быть идентичными кирасе древних латеритных профилей. Об этом уже говорилось в гл. «Петрография бокситов». В залежах Прованса Никола [323, 324] предполагал обратные латеритные профили: по его мнению, в самом низу располагались гальки из кирасы, в средней части залежи — пизолит-конкреционная зона, а сверху — более глинистый литомарж. Даже в песчаных отложениях непосредственной кровли залежей в О-Вар предполагалось наличие менее выветрелых базальных частей древних профилей латеритов. Мы считаем это преувеличением, поскольку трудно представить себе, чтобы эрозия снесла материал латеритных профилей точно горизонтальными слоями и чтобы затем он отложился такими же горизонтальными слоями.

Последним главным доводом против латеритного происхождения карстовых бокситов является тот факт, что привнос материала извне водным транспортом на карстованную поверхность известняков и доломитов невозможен, т. е. туда не мог попадать материал из двух материнских пород и из других мест [479]. Однако в последние годы во многих бокситоносных районах были обнаружены процессы более позднего карстования. Это означает что во время образования бокситов рельеф был менее расчленен, чем мы это наблюдаем сегодня, поэтому привнос материала водными потоками был возможен. Непосредственным доказательством этого служат песчаные, местами галечные слои, залегающие между бокситовыми линзами и под ними

в залежах казахстанского типа. В меньшем количестве обнаружены гальки и песчаные слои под залежами средиземноморского типа (рис. 35).

В непосредственной близости к крупному латеритному бокситовому месторождению Уэйпа в Австралии накопились переотложенные латеритные бокситы на поверхности известняков на морском берегу. Под бокситами началось карстование, и продолжается вынос кремнезема [187]. Это, очевидно, можно считать прямым доказательством наличия латеритных исходных пород для карстовых бокситов.

Итак, латеритные исходные породы однозначно можно отвергать только в том случае, когда вблизи бокситоносного района нет магматических и метаморфических алюмосиликатных пород, пригодных для латеритизации. Не обязательно, чтобы латеритизация доходила до самих бокситов, достаточно, если образовались продукты выветривания глинистого характера, потому что последние могли подвергаться бокситизации и после переотложения и окончательного осаждения на карсте. Это предполагалось по отношению к бокситам Франции [129, 371].

8.2.2. Глинистые и мергелистые исходные породы

В залежах арьежского типа можно доказать непосредственную латеритизацию пород на месте, поскольку глины и мергели вверх постепенно переходят в бокситы (см. гл. «Условия залегания карстовых бокситов»). Такие исходные породы и происхождение из них бокситов — относительно редкое явление, и предполагать такой генезис для остальных карстовых бокситов нельзя.

8.2.3. Карбонатные исходные породы

Главным доводом против происхождения карстовых бокситов из продуктов выветривания подстилающих известняков и доломитов является то, что эти породы весьма «чистые», содержание алюминия, железа и титана в них колеблется от сотых до десятых долей процента. Поэтому для накопления больших залежей бокситов требуется выветривание такой толщи подстилающих пород, мощность которой превышает несколько сотен метров [453, 174, 175, 435].

Бруггер [77] провел расчеты, основанные на детальных химических исследованиях, для определения количества бокситов, образующихся при химическом выветривании доломитов. По его исследованиям, из одного кубического метра доломитов из окрестностей Будапешта могло возникнуть в среднем только 1,9 кг нерастворимого остатка. Это количество очень мало, чтобы можно было предполагать, что венгерские бокситы произошли из доломитов. Хотя эти расчеты в некотором отношении ошибочны (например, влияние соляной кислоты на растворение Al), эта важная проблема заслуживает внимания.

В результате сторонники теории терра-росса отказались от строгой теории о происхождении бокситов на месте и предполагают, что продукты выветривания пород могли сноситься в местные углубления рельефа [479] с относительно большой площади, и это в свою очередь значительно сокращает необходимую мощность выветрелых карбонатных пород. В последние годы на этом основании были сделаны расчеты для многих бокситоносных территорий с целью определить объем и мощность подстилающих карбонатных пород, при выветривании которых образовалось данное количество бокситов. У нас нет возможности привести все расчеты, для примера приведем расчеты для бокситоносного района острова Ямайка.

По Хиллу [210], залежи бокситов покрывают 15% поверхности известняков острова, их средняя мощность 7,6 м. При выветривании свиты известняков остается в среднем 0,5 % материала. Таким образом, можно считать, что мощность 230 м выветривающейся толщи известняков является достаточной для формирования залежей. По мнению Хилла, эрозией уничтожено около половины количества продуктов выветривания, поэтому он предположил, что произошло выветривание толщи мощностью около 460 м.

По исследованиям Хартмана [205], известняки острова Ямайка содержат в среднем около 0,075% Al_2O_3, остальные исходные данные совпадают с данными Хилла. По этим расчетам необходимо было выветривание толщи мощностью 244 м, но он упустил частичную денудацию и удаление продуктов выветривания.

По данным Хоза ([213] и неопубликованные расчеты), известняки острова Ямайка в среднем содержат 0,31% Al_2O_3 и для образования залежей достаточно было выветривания толщи известняков мощностью 122 м. Вероятно, он также не учитывал потери при эрозии.

Бернс [80] получил нерастворимые остатки при растворении проб подстилающих известняков 30%-ной горячей соляной кислотой и проанализировал их, среднее содержание Al_2O_3 оказалось 0,009%. Результаты анализа были пересчитаны на чистые известняки. Имея в виду и потери при эрозии, Бернс определил необходимую мощность выветривания подстилающих карбонатных пород в 915 м.

Келли [234] по результатам анализов проб, взятых с поверхности и из буровых скважин, вычислил среднее содержание Al_2O_3 в этих известняках и получил значение 0,036%. Принимая во внимание и потери при эрозии, Келли оценивал необходимую мощность толщи в 409 м.

Синклер [398] рассчитал (метод расчета подробно не указан), что для образования всех бокситов острова Ямайка достаточно было выветривания карбонатной толщи мощностью 240 м.

По Комеру [117], вблизи поверхности большинство известняков миоцена загрязнено тонкими зернами боксита и глины, поэтому он занимался исследованием только белых чистых известняков. Среднее содержание Al_2O_3 в этих известняках 0,006%, SiO_2 — 0,0275%, кремневый модуль Al_2O_3/SiO_2 только 0,22. Исходя из этих данных, требуется выветривание толщи известняков мощностью 1500 м, если принять, что алюминий не удаляется после выветривания. С учетом эрозии, по его мнению, наиболее вероятная мощность 9000 м.

Как видим, результаты расчетов резко отличаются друг от друга (минимум — 122 м, максимум — 9 000 м), хотя речь идет об одном острове. Количество бокситов известно достаточно хорошо, расхождения проявляются в определении среднего количества остатков выветривания известняков и потерь от эрозии. Здесь наблюдается методическая ошибка, на которую первым обратил внимание Комлошши [257]. Если нерастворимый остаток получен при воздействии на известняки и доломиты соляной кислотой, то при этом фактически растворяется и какая-то часть Al_2O_3. Поэтому наименьшими оказались средние содержания Al_2O_3, полученные Бернсом.

Другой источник ошибок заключается в изменении химического состава кажущейся на глаз единой толщи известняков или доломитов в зависимости от глубины. Например, по Кларку [109], на территории Манчестер-Периш на Ямайке состав подстилающих известняков в зависимости от глубины меняется следующим образом:

Глубина, м	Al_2O_3, %	Al_2O_3/SiO_2
0—100	0,25	2,08
100—190	0,052	1,57
200—310	0,021	0,05
450—500	0,011	0,44

Уменьшение среднего содержания алюминия сопровождается значительным уменьшением кремневого модуля. Следовательно, нельзя безошибочно определить необходимую мощность на основе проб, взятых только с поверхности. Наконец, везде, где бокситоносный район расположен не на отдельном острове, размер территории, с которой собирается исходный материал, является неопределенной.

На основе своих стратиграфических исследований Робинсон [494] предполагает, что мощность выветрелых известняков составляла от 70 до 270 м в северной части острова Ямайка и от 70 до 100 м в южной части. Только над горами Сентрал-Инлейерс можно предполагать полное разрушение толщи известняков мощностью 500—700 м под влиянием растворения и эрозии. Эта мощность, особенно в южной части острова, недостаточна для доказательства того, что бокситы произошли только из карбонатных пород.

Происхождение любой залежи бокситов исключительно из подстилающих карбонатных пород можно утверждать только в том случае, если содержащиеся в боксите обломочные минеральные зерна обнаружены и в подстилающих породах, причем размер их меньше размера зерен в бокситах. Деманжоном [129] было доказано, что в бокситах районов Альпий и Лангедок во Франции размер аллотигенных зерен циркона, рутила и турмалина на порядок больше, чем размер тех же минералов в породах подошвы. Он установил также, что в бокситах имеются такие минералы, которых нет в подстилающих породах, например дистен, ставролит и корунд. Следовательно, подстилающие карбонатные породы здесь являются не единственным исходным материалом бокситов.

В других местах наблюдается хорошее согласие. Например, в бокситах Ямайки обнаружены те же аллотигенные тяжелые минералы, что в известняках подошвы [205].

По мнению многих авторов, выветривание известняков и доломитов является чрезвычайно медленным процессом, и это обстоятельство не согласуется с кратковременными перерывами в осадконакоплении, отмеченными на многих месторождениях карстовых бокситов. В связи с этим де Вейсс [479] обратил внимание на то, что на Ямайке, Гаити и в Доминиканской Республике подстилающие известняки очень рыхлые, пористые. На поверхности они подвергаются ускоренному выветриванию и растворению. По мнению де Вейсса, во время формирования мезозойских залежей бокситов Средиземноморской провинции подошва также была рыхлой и выветрелой, и только позже, в течение миллионов лет, породы стали твердыми, плотными, трудно поддающимися выветриванию, как это наблюдается в настоящее время. Таким образом, этот отрицательный аргумент отпадает.

Существуют бокситоносные районы, вблизи которых или нет обнажений алюмосиликатных пород, пригодных для латеритизации, или их площадь слишком мала, т. е. они не могли быть источником необходимого количества продуктов выветривания для накопления данных залежей бокситов. Примером таких районов служит Ямайка. Полная поверхность острова Иль-де-Гонав вблизи острова Гаити длиной 55 км и шириной 15 км покрыта известняками с возрастом от эоцена до плейстоцена. Известняки покрыты красными бокситовыми глинами, мощность которых в карстовых углублениях может достигать нескольких метров; эти глины не содержат минералов, указывающих на связь их с вулканическими туфами, поэтому они, очевидно, являются исключительно продуктами выветривания известняков [89]. Таким образом, можно считать, что в подобных районах карбонатная толща действительно является главной исходной породой боксита.

8.2.4. Глинистые, мергелистые и туфовые слои, залегающие среди карбонатных пород

Если глины, мергель или туф служат главными исходными материалами боксита и к ним только добавляются продукты выветривания известняков и доломитов, то необходимая для образования боксита мощность выветривающихся пород может быть не очень большой. Поэтому Михолич [310] считал, что бокситы Югославии произошли как продукт выветривания мергелей и глин, залегающих среди мезозойских известняков и доломитов. По мнению Луковича [287], бокситы Горне-Поле в Черногории произошли не только за счет подстилающих известняков и доломитов, главным материалом для них послужили залегающие среди них туфовые слои. По данным Юрковича и Сакача [225], в Югославии во время образования бокситов карнийского яруса вблизи месторождений бокситов на поднятиях наряду с известняками и доломитами обнажались глинистые и мергелистые породы. При благоприятных климатических условиях эти мергелистые и глинистые породы подвергались выветриванию, а остаточные продукты сносились в углубления рельефа и послужили исходным материалом бокситов. Такой процесс мог происходить в любую эпоху образования бокситов. По мнению Юрковича и Сакача, различия в составе отдельных бокситоносных горизонтов обусловлены разным соотношением продуктов выветривания карбонатных и глинисто-мергелистых пород.

По мнению Денизо [130, 131], исходными породами бокситов Прованса во Франции послужили главным образом мергели нижнего апта. В настоящее время эти мергели находятся непосредственно к югу от бокситоносного района, но Денизо предполагал, что в геологическом прошлом они выходили на поверхность на территории, протянувшейся от гор Альпий до Бриньоля. В верхнем апте территория была поднята, мергели претерпели выветривание и вследствие этого in situ образовались бокситы. Следовательно, бокситы здесь имеют эллювиальное происхождение. На территориях О-Вар и Ланге-док осадконакопление в нижнем апте, очевидно, не происходило, поэтому здесь исходными породами для бокситов являются мергели юры. Доказательством правильности своих выводов Денизо считает большое сходство состава бокситов Бриньоля и остатка, который получается путем вычитания из общего химического состава мергелей нижнего апта и юры карбонатных компонентов и большей части кремнезема.

Противоречит этой теории то обстоятельство, что до сих пор нигде в разрезах бокситов не были обнаружены следы нижнеаптских мергелей. Маловероятно, что они везде и полностью подверглись бокситизации. Рох [368] установил, что мергели нижнего апта содержат много кремневых конкреций. Трудно представить себе, что они везде растворились без остатка. Если данные бокситы имеют эллювиальное происхождение, как предполагает Денизо, то непонятно, почему их распространение ограничивается весьма небольшой территорией, в то время как мергели (если они действительно здесь были) покрывали всю территорию. Аналогичное с Денизо мнение имеет Руссе [374], который исходным веществом бокситовых залежей считает аптские и альбские мергели в юго-западной части Прованса и неокомские в северо-восточной части.

Сабо и Равас [413] считают исходным веществом бокситов Задунайского Среднегорья трахитовые туфы и туффиты верхнеанизийского и нижнеладинского возраста, залегающие среди известняков и доломитов среднего триаса, на это указывает наличие в бокситах идиоморфных зерен кварца вулканического происхождения, выветрелых полевых шпатов и вулканического стекла.

Таким образом, о подобном происхождении бокситов можно говорить

только относительно тех районов, в которых в подстилающей карбонатной толще содержатся прослои вулканитов, и, следовательно, данная теория не может претендовать на всеобщую применимость.

8.2.5. Хемогенная теория Архангельского

Главным доводом против теории является то, что для латеритизации характерно не растворение и удаление алюминия, железа и титана, а, наоборот, их накопление на месте. Значит ошибочен основной принцип теории. Как это будет показано в следующей главе, перенос компонентов боксита в настоящих растворах невозможен.

8.2.6. Теория сульфидного выветривания

В большинстве бокситоносных районов не выдерживается основное условие теории, а именно: вблизи месторождений нет пиритизированных алюмосиликатных пород. Но даже там, где эти породы были и имелась возможность их выветривания под воздействием серной кислоты, нельзя утверждать, что сернокислые растворы могли быть перенесены до места назначения. Ведь растворы, попав в карбонатные породы, должны были нейтрализоваться, а залежи бокситов могли формироваться только на окраинах территорий, сложенных карбонатными породами. В действительности на карбонатных территориях бокситы находятся где угодно, местами на расстоянии 20—50 км от их окраин, поэтому теория непригодна для объяснения происхождения бокситов вообще. Генезис бокситов при участии серной кислоты можно предположить только для залежей тульского типа (см. разд. 8.5).

8.2.7. Теория гидротермального генезиса

Форма залегания, химический и минеральный состав бокситов и найденные в них окаменелости настолько противоречат гидротермальным теориям, что нет необходимости в их подробном опровержении.

Заслуживает внимания лишь теория Зеленова, описанная в разд. 8.1.4. Этой теории противоречит, в частности, тот факт, что в ряде бокситоносных районов нет следов сингенного вулканизма. Приведенные Зеленовым в качестве примера термальные источники и реки Камчатки с низким значением pH и большим содержанием Al и Fe почти не содержат титана. Следовательно, образующиеся в них бокситы должны содержать крайне мало титана, а все карстовые бокситы, кроме тульских, характеризуются значительным содержанием TiO_2 — от 2 до 5%.

Наконец, Страхов [427] и Бушинский [88] указывали, что в районе Камчатки и Курильских островов, где в настоящее время термальные реки с низким значением pH доставляют в море огромное количество растворенного алюминия и железа, нигде не обнаружено бокситовых отложений — ни вблизи, ни вдали от берегов.

8.2.8. Вулканические туфы как исходные породы

Вследствие большого содержания Al, Fe и Ti вулканические туфы вполне подходят как источник материала для образования бокситов. Эту теорию ограничивает тот факт, что в ряде бокситоносных районов не наблюдается синхронного вулканизма, т. е. образование туфов не могло происходить. Другим доводом против гипотезы является то, что до сих пор ни в одной из залежей бокситов не было обнаружено остатков вулканических туфов, и кажется невероятным, чтобы они исчезли так бесследно. Сторонники теории объясняют такое положение чрезвычайной неустойчивостью туфов к

выветриванию; до сих пор теория опирается только на данные микроминералогических исследований.

В бокситах Гаити и Доминиканской Республики были найдены кристаллики магнетита, ильменита, циркона и кварца, происходящие из туфов [174, 175]. Здесь на протяжении времени от мела до голоцена постоянно активно действовал вулканизм, следовательно, в принципе возможность для накопления туфов была.

По Уотерману [471], исходным веществом бокситов Ямайки могли служить вулканические пеплы, которые были занесены ветром на поверхность карста и подверглись бокситизации. Эта идея была развита Комером [117], который считает, что эту гипотезу подтверждают найденные им пропластки бентонита мощностью 5—15 см и рассеянные зерна бентонита в бокситах северной части острова, в известняках среднего и верхнего миоцена. По Комеру, отложение вулканических туфов происходило на возвышенных частях острова и падавшие на поверхность известняков вулканические пеплы претерпевали быструю бокситизацию. По расчетам Комера, для образования всего количества ныне известных бокситов Ямайки достаточно было слоя туфов мощностью 4 м. Вулканические пеплы, падавшие на поверхность известняков, подвергались бокситизации, а пеплы, падавшие в мелководное море вокруг острова, превращались в бентонит.

По нашему мнению, происхождение этих бокситов за счет вулканических туфов подтверждается своеобразной холмовидной поверхностью некоторых залежей бокситов Ямайки (см. рис. 14), что нельзя объяснить ни выветриванием известняков, ни эрозией. Однако мы не согласны с утверждением Комера, что продукты выветривания известняков в образовании данных бокситов не играют никакой роли.

По мнению Тейлора и Хьюза [431], основной массой бокситов острова Ренелл в Тихом океане служили вулканические туфы. В 200 км севернее острова находится остров Гуадалканал, где от плиоцена до настоящего времени почти постоянно действовали вулканы. По мнению авторов, их пепел мог быть легко занесен ветром на острова. Найденные в этих бокситах зерна ильменита подтверждают гипотезу.

В 1971 г. в залежи Кампо-Феличе в Абруцци, Италия, на контакте бокситов и известняков подошвы нами была найдена ярко-зеленая, напоминающая вулканический туф глина [43]. Мощность глины 2 — 30 см, кверху она постепенно, без резкой границы, переходит в глинистые бокситы. Если не учитывать местные вторичные выделения кальцита, минеральный состав глины следующий: глауконит — 76%, каолинит — 18%, монтмориллонит — 6%. Монтмориллонит как породообразующий минерал до сих пор не был найден ни в одной из залежей карстовых бокситов, он встречается только изредка и не во всех залежах. Глауконит в бокситах также до сих пор нигде не был обнаружен. Оба минерала не могут быть продуктами выветривания подстилающих известняков, в которых их нет, но если бы они и были, то в процессе выветривания обязательно распались бы и превратились в каолинит. В процессе бокситизации они также не возникают. Д'Аржениo [124] считает, что образование бокситов на данной территории происходило на небольших островах, сложенных исключительно известняками. Следовательно, возможна только одна гипотеза, предполагающая, что зеленая глина является сильновыветрелым остатком вулканических туфов. Это предположение подтверждается и тем, что при выветривании туфов часто образуются монтмориллонит или глауконит [1]. В ходе наших исследований совместно с Панто в зеленой глине обнаружены редкие столбчатые зерна размером 40 × 5 мкм,

[1] Глауконит никогда не образуется при выветривании, единственный путь генезиса глауконита — это его химическое осаждение в морских условиях.— *Прим. ред.*

напоминающие амфибол. Это также говорит о происхождении данных бокситов за счет туфов. В залежи бокситов вблизи Кузано-Мутри в этом же бокситоносном районе нами была обнаружена псевдоморфоза бёмита по пироксену (рис. 73), т. е. можно с большой долей уверенности предполагать, что в Средней Италии в образовании туфов вулканические туфы играли определенную роль как исходное вещество.

Таким образом, везде, где одновременно с образованием бокситов имела место вулканическая деятельность, в принципе возможно участие вулканических туфов как исходных пород для карстовых бокситов.

8.2.9. Пемза, перенесенная морем, как исходный материал бокситов

Пемза, которую Терсинье [435] считает исходным веществом, действительно встречается на островах Луайоте, но только в пределах пляжа или на небольших возвышениях на берегу. Можно предположить, что куски дацитовой пемзы были принесены сюда морем. Но бокситы покрывают всю поверхность островов, местами они располагаются на высоте 100 м над уровнем моря, и до сих пор нигде в боксите не найдено следов пемзы. Следует отметить, что почва, образованная на пемзе, резко отличается от бокситов. Она почти черная и содержит огромное количество органического вещества (около 30%). В этой почве были обнаружены только следы бёмита. Таким образом, гипотезу Терсинье вряд ли можно считать обоснованной.

По исследованиям Тейлора и Хьюза [431], пемзы Тихого океана содержат в среднем 60—75% кремнезема, и они считают невозможным образование бокситов за счет пород с таким высоким содержание SiO_2.

Еще менее приемлемо распространение этой теории на другие районы развития карстовых бокситов, тем более, что во многих районах не отмечены ни синхронный вулканизм, ни наносы пемзы. Кроме того, запасы боксита иногда даже на небольшой площади могут быть весьма велики — более сотен миллионов тонн, и крайне трудно представить себе механизм накопления плавающей пемзы в таких огромных количествах.

8.2.10. Совокупность различных исходных пород

В тех бокситоносных районах, где имел место длительный перерыв в осадконакоплении, в случае существования в это время благоприятного климата происходило латеритное выветривание, продукты которого могли стать материалом для накопления карстовых бокситов.

Такие условия характерны для бокситоносного района Задунайского Среднегорья в Венгрии, и мы считаем такой генезис боксита здесь наиболее вероятным. Исходным материалом задунайских бокситов послужили продукты выветривания палеозойских пород, а также известняков верхнего триаса, юры и нижнего мела [23, 27]. Точное определение исходных пород возможно только на основе детальных микроминералогических исследований и изучения рассеянных элементов. В частности, количественные микроминералогические исследования Вёрёша и Гече [466] позволили оценить соотношение главных исходных пород бокситовых месторождений Надьедьхаза и Искасентдьёрдь.

По Бонту [72], бокситы Франции произошли не только из нерастворимого остатка карбонатных пород, но и из продуктов латеритного выветривания алюмосиликатных пород района. По мнению Никола [324], исходным веществом бокситов Прованса явились, вероятно, все породы, которые обнажились на возвышенностях и там подверглись латеритизации — это породы триаса, юры и нижнего мела. По Никола, главную роль здесь играли альб

ские и аптские мергели, глинисто-обломочные породы перми и триаса и базальтовые вулканиты триаса. По Комбу [116], исходными породами бокситов месторождения Бедарьё могли служить глинистые породы докембрия, ордовика и визейского яруса, пелитовые породы перми и глинистые мергели и мергели триаса и лейаса, залегающие непосредственно к югу от месторождения.

По Маричу [296], бокситы Югославии формировались за счет карбонатных пород и продуктов выветривания эруптивных пород. Кларк [109] считает, что бокситы Ямайки произошли главным образом за счет продуктов выветривания известняков, а также за счет латеритного аллювия и вулканических туфов.

Подводя итоги, можно сказать, что ни одна теория относительно исходных пород карстовых бокситов не является универсальной. Следует помнить, что в различных районах могут существовать самые разные породы, которые одинаково принимали участие в формировании бокситов.

8.3. Вопросы транспорта

Бокситовый материал считается автохтонным, если бокситизация произошла на месте, аллохтонным, если в месторождении накапливался принесенный уже готовый боксит. Если боксит переносился не небольшое расстояние, то образованные им залежи можно назвать паравтохтонными.

8.3.1. Теории автохтонного происхождения

Наиболее типичной теорией автохтонного происхождения является классическая теория терра-росса, согласно которой бокситы сформировались на месте в результате выветривания подстилающих карбонатных пород. Во французской научной литературе эта теория называется теорией «абсолютной автохтонности». Этой теории противоречат многие факты: структурные и текстурные особенности, указывающие на транспортировку материала бокситов, наличие в боксите обломков неизвестковых пород и иногда существование слоя гальки между бокситами и подошвой и ряд других положений. Теория терра-росса в чистом виде принимается уже немногими специалистами, в частности Денизо [130, 131].

Вулканогенные теории, по которым падавшие на поверхность карбонатных пород вулканические туфы претерпевали бокситизацию на месте, также можно отнести к теориям автохтонного образования.

Де Вейсс [479] и Бонт [72] считают автохтонными бокситовые и бокситоподобные глины, находящиеся в самой нижней части бокситовых залежей. Несомненно, что в процессе образования карста под толщей боксита остаточные продукты выветривания известняков и доломитов остаются на границе боксита и подошвы, и мощность их постепенно увеличивается. Однако это увеличение не может быть значительным. По накопленным наблюдениям, мощность подвергавшихся выветриванию подстилающих бокситы карбонатных пород составляла не более 10—15 м, и, естественно, при таких мощностях не может образоваться большое количество нерастворимого остатка.

Примером несомненно автохтонных залежей являются залежи арьежского типа. Это доказывается тем, что подстилающие породы вверх по разрезу постепенно переходят в бокситы, а в обнажениях можно найти следы бокситизации, происходящей на месте.

8.3.2. Теории паравтохтонного происхождения

По теории паравтохтонного происхождения продукты выветривания сносятся в местные углубления карстового рельефа, на расстояние от нескольких сотен метров до 1 км максимально. Здесь не происходит привноса материала из соседних районов, где могут быть алюмосиликатные породы. Таким образом разрешаются все противоречия, свойственные теории абсолютной автохтонности, и современные сторонники теории терра-росса придерживаются именно этого мнения [479, 360, 72]. В связи с этим необходимо отметить исследования Венделя и др. [459], согласно которым при образовании бокситов Задунайского Среднегорья в Венгрии бокситовый материал переносился на расстояние всего лишь несколько сотен метров.

По нашему мнению, паравтохтонную гипотезу нельзя распространять на все типы карстовых бокситов. Она может быть принята только для тех случаев, когда бокситы образовались на мелких островах, сложенных целиком карбонатными породами, как, например, острова в западной части Тихого океана. На основании палеогеографических исследований можно предполагать, что подобные острова существовали во время бокситообразования в районе Карибского моря, в некоторых районах Средней Италии и Далмации. На Ямайке также, вероятно, большая часть бокситов является паравтохтонной, но здесь не исключается привнос алюмосиликатного материала с территорий, расположенных в непосредственной близости от залежей. В остальных бокситоносных областях наиболее вероятным кажется участие в бокситообразовании как паравтохтонного, так и аллохтонного материала.

8.3.3. Теории аллохтонного происхождения

Эти теории допускают привнос исходного вещества боксита из-за пределов карстового района, т. е. перенос его на значительные расстояния. Наименьшее расстояние переноса материала наблюдается на месторождениях казахстанского типа, от 0,5 до 5 км. В этой группе часто наблюдаются разрезы латеритного выветривания, за счет которых формировались бокситовые залежи.

Для залежей средиземноморского типа предполагается транспортировка материала на расстояния от 2 до 20 км в зависимости от того, на каком расстоянии от залежей находятся предполагаемые исходные породы. По мнению Бушинского [88], в некоторых наиболее благоприятных районах возможен транспорт материала на расстояние 30—40 км. Бóльшие расстояния вряд ли реальны, так как отдаленная транспортировка обусловливает значительную примесь чуждого материала (песка и гальки), а в карстовых бокситах он практически отсутствует. Перенос материала на расстояния 100 км и более предполагался только Архангельским [13] в его хемогенной теории, но эта гипотеза сейчас отвергается большинством геологов. Доводы, приводимые де Вейссом [479] против аллохтонного происхождения (разд. 8. 2. 1), недостаточно убедительны.

В действительности предположения о местном и дальнем переносе материала мало отличаются друг от друга. Существует много залежей, в которых вещество боксита было привнесено извне (т. е. аллохтонные), но бокситизация в них продолжалась и после осаждения вещества. Следовательно, такие бокситы можно рассматривать и как автохтонные, иначе говоря, такие залежи являются одновременно и аллохтонными и автохтонными. На важность этого обстоятельства первым обратил внимание Комб [115]. По нашему мнению, при детальном изучении структуры и текстуры бокситов можно приблизительно определить количество автохтонного и аллохтонного (паравтох-

тонного) вещества в залежи. Такие исследования бокситов могут внести существенный вклад в понимание генезиса бокситов. Пока залежи такого типа целесообразно называть *алло-автохтонными*.

8.3.4. Перенос вещества

Преобладающее большинство авторов предполагают водный транспорт материала бокситов. При этом гипотезы, допускающие перенос материала на большие расстояния, обычно предполагают транспорт речными водами. Сторонники транспорта на малые расстояния, особенно последователи паравтохтонной теории, главное значение придают временным водным потокам.

Что касается формы переноса, то сторонники хемогенной теории связывают его с *истинными растворами*. Кроме хемогенных теорий А. Д. Архангельского и Горецкого перенос в форме истинных растворов предполагался Хаберфельнером [199] и Козловским [264] для объяснения генезиса карстовых бокситов Австрии. По их мнению, растворы вначале характеризовались слабощелочной реакцией, но под влиянием углекислоты из подстилающих карбонатных пород они нейтрализовались и минералы боксита осаждались из них.

Истинные растворы предполагались и Руттнером [376], а на основе сопоставления с бразильскими болотами он допускал возможность образования боксита в слабокислой среде. В бассейне реки Рио-Негро и ее притоков в Бразилии дождевые воды собираются в плоских углублениях рельефа, а под влиянием тропической флоры в них накапливается гумус, и они становятся кислыми. Такие «черные воды» могут переносить гораздо больше растворенного алюминия и железа, чем «нормальные». Руттнер считает, что исходное вещество бокситовых залежей Австрии было принесено такими кислыми растворами. По его мнению, из щелочных вод наступающего верхнемелового моря «Гозау» на карбонатном фундаменте осаждались алюминий и железо. Там, где движение воды было минимальным, осаждался ил и формировались залежи бокситов. Теории Руттнера противоречит тот факт, что переносимые водами Рио-Негро растворы Al и Fe нигде не осаждаются в виде бокситов, а смешиваются с илисто-песчанными отложениями Амазонки.

По мнению Кайер и Побегена [98], бокситы Франции осаждались из истинных кислых растворов: сначала осадились алюминий, железо и титан, затем из растворов грунтовых вод кремнезем. Но эта теория опровергается геологическими, петрографическими и геохимическими данными.

По нашему мнению, залежи бокситов из истинных растворов могли образоваться только в исключительно благоприятных условиях. Во всяком случае, до сих пор ни для одной залежи карстовых бокситов не было однозначно доказано осаждение боксита из истинных растворов.

По мнению ряда других авторов, транспорт материала боксита осуществляется в виде *коллоидных растворов* или крайне тонких коллоидных *суспензий* в медленно, спокойно и постоянно текущих водах [319, 68, 225, 455]. Однако такой перенос вещества можно считать возможным только для залежей, не содержащих обломочных зерен пород и минералов. Перенос вещества в коллоидных растворах, безусловно, более вероятен, чем в истинных растворах. Современные реки в виде истинных растворов переносят очень мало алюминия, железа и титана, и только органические защитные коллоиды увеличивают возможность транспортировки этих элементов.

Еще не выяснено, когда и как осаждались коллоидные растворы, считающиеся стабилизированными, а также причина их осаждения. Немец и Варью [319] образование залежей бокситовых глин Пилишвёрёшвар в Венгрии связывают с простым высыханием водоема. Но это не является общим явлением. Предполагается, что в некоторых случаях осаждение было

вызвано быстрым изменением концентрации электролитов и pH. Эта малоизученная проблема требует еще дальнейших исследований.

Для залежей, в которых боксит имеет обломочную структуру, наиболее вероятен перенос вещества мутьевыми потоками [88, 324]. В условиях тропического и субтропического климата ливни создают очень мощные временные потоки, которые могут переносить вещество боксита в виде мути. Кроме того, ливни могут вызывать наводнения, при которых заливаются обширные пониженные участки. Местные переотложения бокситового материала временными водами могли неоднократно повторяться. Об этом свидетельствует тот факт, что гальки и обломки бокситов сами обладают часто обломочной структурой; они могут содержать более мелкие гальки бокситов, сломанные ооиды и пизолиты. На некоторых месторождениях нами наблюдались от трех до пяти генераций галек. В отдельных частях залежей встречаются бокситовые агломераты, состоящие из валунов размером 0,5—1 м^3; их присутствие можно, видимо, также объяснять переносом мутьевыми потоками. Бокситы, как правило, накапливались на месте своего залегания в несколько последовательных этапов, о чем свидетельствуют эрозионные поверхности внутри залежей (например, в месторождении Бедарьё).

Эта гипотеза подкрепляется наблюдениями Хилла и Девиса [493], по данным которых бокситы Ямайки, несмотря на их рыхлое состояние, трудно поддаются эрозии; они образуют вертикальные стены, не разрушающиеся даже в течение нескольких лет. Причиной этого являются исключительно большая пористость и водопроницаемость бокситов. Дождевые воды сразу же поглощаются бокситами и не текут по поверхности. Только при исключительно сильных ливнях боксит разрушается до обломков разного размера.

Цанс [488] считает, что основное вещество бокситов переносилось не только текучими водами на дневной поверхности, но и *подземными карстовыми реками*. В понижениях рельефа основное вещество опять выносилось на дневную поверхность карстовыми источниками, где оно концентрировалось в наиболее глубоких участках. Здесь, на дневной поверхности, это принесенное вещество подвергалось бокситизации. Такой способ переноса нельзя отрицать в крупных карстовых районах, однако, по нашему мнению, образование таким путем, например, огромных месторождений бокситов плато Сент-Энн и Манчестер маловероятно. Бокситовое вещество, приносимое карстовыми источниками, может заполнять только углубления на дневной поверхности, и поверхность таких залежей должна быть плоской. В данных районах, напротив, бокситы плащеобразно покрывают рельеф. Еще труднее объяснить таким привносом формирование бокситовых залежей, показанных на рис. 14.

Отсутствие в боксите чуждых минералов (кварц и т. д.) говорит о том, что во время образования боксита рельеф был пенепленизирован и привноса материала с удаленных территорий не происходило. В благоприятном климате бокситизация могла продолжаться и в процессе переотложения вещества, на это первым указал Вадас [453]. Следует отличать *первичное переотложение*, являющееся важной составной частью образования бокситов, от *вторичного*. Последнее происходит много позже окончания бокситизации, после размыва покрывающих боксит слоев. Обычно вторичное переотложение приводит к привносу в боксит чуждого материала и ухудшает его качество. В процессе вторичного переотложения бокситы могут быть раздроблены, а их мягкие глинистые частицы полностью вынесены. Богатые алюминием и железом участки сохраняются в виде галек. Такие залежи выделяются нами как самостоятельный тип — вторично переотложенные залежи (салентинский тип).

Дьёрдь [198] и Телегди-Рот [432] связывали образование бокситов месторождений Халимба и Гант в Венгрии с *эоловым переносом* вещества. По мне-

нию Роха [368, 369], бокситы Франции также накапливались в результате привноса вещества ветром. По мнению большинства французских геологов, в эпоху бокситообразования к югу от кристаллического Центрального массива существовал перешеек длиной около 250 км и шириной примерно 80 км. Залежи бокситов располагаются вдоль оси перешейка. Трудно представить себе, чтобы водные потоки переносили обломочный материал параллельно оси перешейка к месту современного залегания бокситов. По мнению Роха, элювиальное происхождение и водный транспорт геологически нереальны. Он полагает, что в этом случае единственная возможность транспорта — это эоловый перенос. Позднее Рох [370] допускал и водный перемыв принесенного ветром материала.

Образование бокситов происходит в условиях влажного теплого климата, обусловливающего развитие богатой растительности, которая, безусловно, должна препятствовать эоловому переносу и накоплению вещества. Деманжон [128, 129] не допускает возможности эолового переноса вещества для французских бокситов вследствие большого размера входящих в их состав обломочных зерен.

Не возникает проблем, если предполагать источником накопления бокситов вулканические пеплы, выпавшие на поверхность. Этому не препятствуют ни климат, ни растительность.

Итак, подводя итоги, с уверенностью можно только утверждать, что механизм переноса бокситового вещества может быть весьма разнообразным, и ни один из рассмотренных способов переноса нельзя полностью и без сомнений исключить.

8.4. Фациальные обстановки бокситообразования

В 30—50-е годы нашего столетия существовали, казалось, непримиримые противоречия в оценке условий накопления карстовых бокситов. Сторонники теории терра-росса считали, что все карстовые бокситы образовались на суше, а сторонники хемогенной гипотезы считали, что преобладающее большинство карстовых бокситов осаждалось в древних морях. Современные взгляды значительно шире: для некоторых залежей предполагается, что они образовались на суше на пониженных участках рельефа, другие залежи рассматриваются как осадки на дне долин, болот, периодических и постоянных пресноводных озер и, наконец, некоторые залежи, возможно, образовались в лагунах или в прибрежных зонах моря. Но ни об одной из залежей не предполагается, что она является осадком речной дельты или далеким от берега пелагическим осадком океана.

Образование боксита на суше не вызывает сомнения там, где оно происходит в настоящее время (острова Тихого океана), или там, где со времени образования бокситов территория не затоплялась морем (например, острова Ямайка, Гаити и Доминиканская Республика). По мнению Цанса [487], бокситы Ямайки накопились в пологих озерных бассейнах, периодически затопляемых карстовыми водами. В настоящее время уже ясно, что образование бокситов происходило на всей поверхности известняков острова.

Фациальная обстановка в бокситоносных районах определяется на основе палеонтологических и палеогеографических сопоставлений. Большинство авторов перерывы в залегании бокситов в карстовых полостях объясняют поднятием суши. Только Нагорский [315] неровную поверхность подошвы Салаирского девонского бокситоносного района рассматривает как поверхность кораллового рифа, т. е., по мнению Нагорского, бокситы осаждались не на суше, а в море на глубине 20—80 м.

Под некоторыми залежами боксита поверхность подстилающих пород слабо закарстована, она может быть лишь слегка волнистой. Можно предполагать, что воздымания здесь не проявилось, так как считается, что карстообразование может происходить только на суше.

Известно только одно место, где безусловно доказано, что бокситы осаждались в лагуне. Это Кефанедес в Греции, в горах Геликон. Здесь подстилающие известняки лагунной фации без перерыва в осадконакоплении переходят постепенно в боксит (рис. 28).

Фациальные условия образования пород можно было бы легко определить по *фаунистическим остаткам*. К сожалению, в большинстве залежей бокситов фауны до сих пор не найдено, она изредка встречается только в некоторых залежах. Многие авторы как раз это считали доказательством континентального происхождения бокситов (например, [453]). По нашему мнению, фаунистические остатки в бокситах не сохраняются из-за высокой химической активности среды бокситообразования. Об этом свидетельствует и весьма плохая сохранность найденной фауны, органические остатки обычно представлены ядрами раковин или отпечатками.

Истолкование найденных в бокситах окаменелостей требует большой осторожности. Так, например, описанные Балдине [30] остатки организмов нанопланктона, найденные на месторождении Ньирад в Венгрии, не могут свидетельствовать о морском происхождении боксита, так как эта нанофлора была принесена на нынешнее место залегания вместе с материалом, давшим начало бокситам. На это указывает и то, что фауна в каждом образце содержит и меловые и эоценовые виды.

В большинстве залежей казахстанского типа слои угленосных глин и лигнитов, переслаивающиеся с линзами бокситов, представляют фации болот (рис. 48, 44 и 48). В залежи бокситов в Миссури, США, был найден остаток обуглившегося древесного ствола Stigmaria, внутренняя часть которого выполнена высококачественным бокситом [233]. Это говорит о существовании на месте накопления бокситов лесистого болота. В бокситах Китая часто встречаются отпечатки растений, указывающих также на обстановку болот. Эти отпечатки имеют хорошую сохранность и, очевидно, не подвергались транспортировке. Особенно часто встречаются остатки родов Lepidodendron и Linopteris [61].

В залежах средиземноморского типа были найдены остатки болотных растений, главным образом в восстановленных бокситах (серых, черных, белых), а также в лигнитовых прослойках залежи Багойхедь месторождения Гант [253]. В серых пиритовых бокситах месторождений Ньирад, Халимба, Сёц и Искасентдьёрдь встречены остатки корней. Отпечатки растений часто встречаются в серых и белых бокситах месторождения Биела-Поляна в Черногории. По исследованиям Пантича [337], они представлены главным образом родами Gleichenia, Pteridophyta и Conifera. На шахте Бом-Норд месторождения Бриньоль во Франции в нижней части бокситового тела Никола [324] нашел куски лигнита, обломки ствола дерева и слоистые лигнитовые бокситы.

В окисленных бокситах была найдена фауна, указывающая на пресноводную или болотную фацию. В бокситах Ганта встречены остатки *Osmundaceae sporangium* [251]; фрагмент зуба крокодила найден в бокситовых глинах Босорканьхедь близ Альшопере [453]. Остатки Paludina, указывающие на *пресноводно-озерную фацию*, встречены в сенонских бокситах месторождения Аксеки в Западном Тавре в Турции [184]. В верхней части залежи Череш месторождения Халимба в Венгрии Барнабаш [26] нашел остатки Gastropoda плохой сохранности (*Pyrgulifera*, *Melania*, *Strophostomella*, *Bulimus*), которые, по его мнению, характеризуют пресноводные или солоноватоводные фации. На такие же условия образования указывают фрагменты рако-

вин гастропод, найденные в бокситах близ кровли одной из залежей месторождения Унтерлаусса в Австрии, среди которых были определены *Clauconia renauxiara* d'Orb., *Pyrgulifera pichleri* Hoernes [199]. В бокситах вблизи Леш в Албании были обнаружены отпечатки гастропод Charydrobia и Kallomastoma, свидетельствующие о пресноводной фации «Козина» [26].

В средней части залежи Мазог в Провансе Никола и Эстерле [325] нашли Paludina, указывающую на пресноводную среду, а в верхней части залежи встречались *Rhynchonella* и *Terebratula*, говорящие о морских фациях. Тонкость их скелетов исключает транспортировку. Следовательно, здесь в ходе накопления боксита постепенно изменились обстановки осадконакопления: от пресноводной до морской.

Солоноватоводную обстановку доказывают остатки *Astarte rayensis* хорошей сохранности в слое лумахели мощностью 0,3—0,5 м, залегающем в бокситах Древенёз в Швейцарии [22].

Фауна, свидетельствующая о *морской прибрежной обстановке*, была найдена главным образом в уральских и сибирских палеозойских бокситах. В верхней серой части девонских залежей Северного Урала часто встречаются кораллы, известковые водоросли, остатки Brachiopoda, Pelecypoda и Psilophyta [88,192]. Местами обнаруживаются тонкие прослойки органогенных известняков. Очевидно, эти части залежей осаждались в морской среде. А нижние красные части залежей Бушинский считает пресноводными. Озера были непостоянными и небольших размеров. По Бушинскому, это доказывается отсутствием морской фауны, частым проявлением сортированной слоистости и трещинами высыхания. Последние несомненно указывают на факт периодического высыхания болота, в котором осаждались бокситы. Дементьев и Родченко [193] в некоторых местах и в нижней, и в средней частях залежей нашли прослойки известняков с Amphipora, поэтому они считают, что все североуральские бокситы образовались в лагунной и прибрежной морской обстановках. По их мнению, серые бокситы образовались на довольно больших глубинах, а прослойки известняков с Amphipora — на еще больших глубинах в рифовом поясе прибрежной морской зоны. По нашему мнению, в зависимости от характера береговой линии менялось количество принесенного бокситового материала. Можно представить себе, что одни залежи были полностью отложены в море, а другие, даже соседние, могли быть снизу пресноводными, а в верхней части уже морскими.

В девонских бокситах Бердско-Обуховского месторождения Нагорским [315] были найдены остатки Rugosa, Pachypora и Stenophyllia, также указывающие на морскую обстановку седиментации. Эти залежи переходят в морские известняки кровли постепенно, без перерыва в осадконакоплении. Переходными породами являются бокситовые известняки максимальной мощностью 11 м, с богатой фауной кораллов, брахиопод и трилобитов.

В бокситах средиземноморской провинции слои, прослойки и палеонтологические остатки, указывающие на морские обстановки осадконакопления, встречаются значительно реже. В залежи Грепца в Черногории встречаются прослойки содержащих окаменелости морских известняков мощностью 20 см [366]. В Черногории, в окрестностях Косиерово и Петровичи, некоторые залежи также содержат прослойки морских известняков мощностью 20—50 см [79]. Около Имотски и Дрниша в Далмации, в верхней части залежей, Сакачем [379] были найдены остатки морских гастропод (Lamellibranchiata) и мшанок — это характерные представители «свиты Промина» верхнего эоцена, говорящие о прибрежно-мелководном отложении осадков. По нашему мнению, морская обстановка здесь характерна только для верхней части залежей, а средняя и нижняя части накопились еще на суше.

В общем можно утверждать, что значительная часть палеозойских бокситов средиземноморского типа осадилась в прибрежной литоральной зоне, в мелководном море или в солоноватоводной лагуне, только небольшая часть залежей образовалась в пресноводных водоемах. Среди мезозойских и палеогеновых карстовых бокситов бóльшая часть представляет собой континентальные образования, и очень немногие из них образовались в море или лагунах. Наконец, все неогеновые и современные карстовые бокситы накопились в условиях континентальных озер. Такое последовательное изменение фаций во времени вынуждает нас пересмотреть наши актуалистические представления об образовании карстовых бокситов.

Большинство залежей средиземноморского типа залегает в основании трансгрессивной толщи. Спокойная трансгрессия происходила именно в ходе накопления бокситов. Формирование боксита в обстановке болот происходило только тогда, когда трансгрессия была очень медленной и выражалась вначале только в подъеме уровня грунтовых вод, что создавало благоприятные условия для формирования болот. Это характерно, например, для бокситоносного района Задунайского Среднегорья в Венгрии.

Залежи казахстанского типа также образовались преимущественно в условиях болот, реже пресных озер, морские отложения встречаются только в кровле. Наконец, залежи арьежского типа континентальные, они образовались в обстановке болот, но в отдельные периоды бокситизация прерывалась кратковременными трансгрессиями.

На основе литологических данных можно утверждать, что все вторично переотложенные залежи осаждались на суше в одинаковых условиях.

8.5. Бокситизация осадков

В введении было подчеркнуто, что бокситизация является особым относительно редким случаем химического выветривания. Процесс бокситизации можно понять, уяснив смысл действующих факторов. Отправной точкой для познания этих факторов являются наблюдения, проведенные на территориях современной латеритизации и на некоторых островах западной части Тихого океана, где, по мнению ряда исследователей, в настоящее время формируются карстовые бокситы.

8.5.1. Общее условие

Бокситизация — это процесс выветривания, т. е. процесс изменения вещества, происходящий только на дневной поверхности или близ нее. После осаждения покрывающих слоев бокситизация прекращается. Это относится как к латеритным, так и к карстовым бокситам.

8.5.2. Климатические условия

Считается, что в настоящее время латеритизация происходит только в тропическом поясе, при вполне определенных климатических условиях.

По Синицыну (1976), оптимальные климатические условия для латеритизации следующие:

Среднегодовая температура	Около 26° С
Средняя температура наиболее жаркого месяца	30° С
Средняя температура наиболее холодного месяца	20° С
Годовая сумма среднесуточных температур	9000—10 000° С
Количество дождливых месяцев	10—11
Количество сухих месяцев	1—2
Температура почвы близ поверхности в дождливый сезон	20—30° С
Температура почвы близ поверхности в сухой сезон	35—45° С
Количество осадков в год	1200—1500 мм
Суммарная солнечная радиация в год	160—180 ккал/см²
Эффективное годовое облучение почвы	40—60 ккал/см²
Радиационный баланс	70—80 ккал/см² в год
Характер климата	Тропический

С уменьшением температуры убывает интенсивность латеритизации, которая совсем прекращается при годовой сумме среднесуточных температур около 4000°С. Если количество осадков более 1500 мм в год и, главное, если они равномерно распределяются в течение года, то вместо латеритных бокситов образуются только глинистые (каолиновые) латериты. По Синицыну, причина этого заключается в том, что территории, на которых выпадают тропические ливни, покрыты густой растительностью. Постоянно отмирающие и разлагающиеся части растений уменьшают окислительно-восстановительный потенциал почвы, а гумусовые кислоты создают кислую среду. При таких условиях даже железо и алюминий не накапливаются в коре выветривания, а растворяются.

В наиболее благоприятных для латеритизации районах в течение 1—2-месячного сухого сезона, наступающего после дождливого периода, уровень грунтовых вод понижается, кора выветривания нагревается и сохнет, в ней начинают протекать окислительные процессы. Коллоиды почвы осаждаются главным образом в виде гиббсита, гематита и гётита. Осадившиеся, хорошо раскристаллизованные минералы в следующий дождливый период уже меньше растворяются; так из года в год происходит относительное обогащение железом и алюминием. Если сухой сезон продолжается 3—4 месяца, то увеличивается доля осажденных минералов железа, формируются железистые корки (кираса) или обогащенные железом бобовины. Таким образом, ферралитный латеритный профиль переходит в ферритную, обогащенную железом почву.

Подобного мнения придерживается и Мегниен [508], который считает, что оптимальная для латеритизации температура составляет 26°С, а количество осадков в год должно быть не менее 1200 мм; при благоприятных морфологических и гидрологических условиях латериты могут образоваться и при количестве 4000—6000 мм осадков в год, но в районах непрерывных дождей вместо латеритных бокситов преимущественно образуются глинистые латериты. На рис. 168 показана роль осадков и температуры при поверхностном выветривании и образовании почвы.

Известны и другие представления о климатических условиях, необходимых для образования латеритов. По Акаемову [4], латеритизация может произойти только в тех тропических районах, где распределение осадков в течение года равномерное и количество осадков в год достигает 9000—10 000 мм при среднегодовой температуре 28—29°С. В настоящее время распространение таких территорий на земле крайне ограничено, поэтому авторы считают



Рис. 168. Взаимосвязь среднегодовой температуры, количества годовых осадков и почвообразования [396].

образование современных латеритов-бокситов явлением очено редким по сравнению с геологическим прошлым.

На основе детальных исследований почвы, образующейся в настоящее время в тропических областях, мы считаем представления Акаемова и его соавторов неверными, по нашему мнению, данные Мегниена и Синицына реальнее.

Что касается образования карстовых бокситов, то для них требуются приблизительно такие же климатические условия, как для латеритизации. На современных месторождениях и месторождениях бокситов моложе плейстоцена на островах в западной части Тихого океана среднегодовая температура равна 23°С, а количество осадков в год составляет 1600 мм, что полностью совпадает с условиями предлагаемой гипотезы. По нашему мнению, подобные климатические условия существовали и при формировании карстовых бокситов в геологическом прошлом, по крайней мере до палеозоя.

8.5.3. Роль растительности

Большинство областей развития современных латеритных бокситов находится на границе тропических девственных лесов и саванны, а некоторые из них располагаются в джунглях. На островах Тихого океана карстовые бокситы покрыты густой невысокой растительностью джунглей. Породы пронизаны густой сетью корней, причем крупные корни проникают до подошвы [435].

По Ловерингу [286], некоторые тропические леса с площади 1 акр (около 0,4 га) за пять тысяч лет могут извлечь около 2000 т кремнезема. В геологическом отношении это означает крайне быстрое выщелачивание. К подобному выводу пришел также Михайлов [306] по результатам работы на территории Гвинеи. Здесь большая часть бокситоносного района покрыта высокой травой *Pennisetum purpureum*. В сухой сезон эта трава обычно сгорает, и пепел смывается дождями влажного сезона. Около Фенариа Михайлов срезал и сжег эту траву с площади около 1 м^2, из 1 кг травы получалось 6—7 г пепла. По двум анализам в пепле содержалось 69—72% SiO_2 и только 1,9—2,1% Al_2O_3. Это означает, что с площади в 1 м^2 ежегодно удаляется 25 г кремнезема. Таким образом, за 600 лет кремнезем может быть полностью выщелочен из почвы на глубину 1 см, а за 60 000 лет — на глубину 1 м.

По Эрхарту [146], латеритизация и бокситизация могут происходить только под тропическим девственным лесом при химическом воздействии жи-

вущей растительности[1]. Этот предполагаемый этап развития Эрхарт называет *биостазией*. За этим этапом следует *рексистазия*, когда, вследствие изменения климата или тектонического поднятия, девственный лес погибает и латеритный профиль подвергается денудации. Эрхарт считал, что карстовые бокситы являются продуктами выветривания, переотложенными в период рексистазии и осажденными на карбонатных породах, на которых бокситизация уже не продолжалась. Итак, он придает исключительную роль тропическому девственному лесу, но не объясняет механизма его воздействия.

Нельзя полностью согласиться с мнением Эрхарта, так как неорганические химические факторы также могут способствовать процессу бокситизации. В докембрии, кембрии и ордовике, когда суша еще не была покрыта растительностью, бокситовые залежи уже формировались. Вероятно, роль леса только косвенная, обитающие в лесной почве *микроорганизмы* содействуют разложению алюмосиликатных минералов и растворению кремнезема. К сожалению, деятельность микроорганизмов в почве детально не изучена. Микроорганизмы разлагают органические кислоты, образованные в ходе гниения растений, и препятствуют этим образованию слишком кислой среды в почве. Возможно, что на определенных этапах бокситизации они играют роль катализаторов. По Михоличу [310], микроорганизмы разрушают кристаллическую решетку каолинита, что приводит к выщелачиванию кремнезема. Мегниен [508] особое значение придает защитной роли растительного покрова, препятствующего денудации рыхлых продуктов выветривания при тропических ливнях.

8.5.4. Геоморфологические условия

Для формирования карстовых бокситов необходимы определенные условия рельефа, такие, чтобы не было привноса чуждого обломочного материала в боксит при его переотложении. Поэтому большинство авторов предполагают, что бокситообразование происходит только в условиях пенеплена. Более всего таким условиям отвечает пологий карст вблизи морского берега. Карстовый район в этом случае отделяется от гор внутренней части континента равниной или слегка холмистой территорией, по которым не происходит транспортировки обломочного материала с гор к месту бокситонакопления.

Благоприятны для образования бокситов также морские острова, где вообще нет высоких гор и нет поэтому алюмосиликатного обломочного материала, который мог бы загрязнять боксит.

8.5.5. Гидрогеологические условия

Для бокситизации необходимо, чтобы сквозь породы проникало как можно больше атмосферных осадков. Эта вода способствует химическому выветриванию материнских пород, а также выносу отдельных компонентов, таких, как кремнезем, щелочи, щелочные земли и т. д. Поэтому среди климатических факторов на первый план выдвигается среднегодовое количество осадков. Хорошая фильтрация вод обеспечивается высокой пористостью и проницаемостью бокситов (см. разд. 4. 5. 4.).

Балкаи [24], анализируя гидрогеологические факторы бокситизации, обращает внимание на то, что необходимо специальное изучение химического процесса — *растворения вещества* и физического процесса — *водоотвода*.

---

[1] Почвы тропического девственного леса Китая были детально изучены Зонном (В тропиках Южного Китая, Географгиз, М., 1959), который показал, что под девственным лесом нет никаких следов образования минералов глинозема.— *Прим. ред.*

По мнению Балкаи, в залежах латеритных бокситов в основном происходит местное поверхностное испарение воды, а в карстовых бокситах вода уходит главным образом вниз. Отводу воды способствует большая проницаемость карстованных и трещиноватых карбонатных подстилающих пород. Реже встречается центростремительный водоотвод. Это может произойти в глубоких воронкообразных залежах, из которых фильтрующиеся воды удаляются через наиболее глубокую часть карстовой воронки. По Балкаи, центростремительный водоотвод редко действует один, обычно он сопровождается удалением воды через карстовые трещины подошвы и стенок. По нашему мнению, такой комплексный водоотвод играл важную роль в воронкообразных и приконтактовых залежах казахстанского типа. Об этом свидетельствует и увеличение мощности и качества бокситов к центру (рис. 44 и 46).

Для того чтобы произошло выщелачивание и водоотвод, залежи боксита должны располагаться выше уровня грунтовых вод. В залежах, расположенных ниже уровня грунтовых вод, в которых породы пропитаны застойными или очень медленно просачивающимися грунтовыми водами, процесс бокситизации замедляется или совсем приостанавливается.

Для интенсивного выщелачивания необходима хорошая водопроницаемость подстилающих пород. По нашим наблюдениям, во многих бокситоносных районах наилучшие бокситы с минимальным количеством кремнезема располагаются там, где известняки или доломиты подошвы сильно закарстованы, обладают большим количеством открытых трещин и карстовых проходов или тектонически раздроблены. В подобных залежах вторичное карстование происходило наиболее интенсивно. Наглядным примером этого служат венгерские месторождения Ньирад и Халимба. На месторождении Ньирад подошва представлена сильно раздробленным доломитом с хорошей проницаемостью, и преобладающее большинство залежей представлено бокситами очень хорошего качества. На месторождении Халимба доломиты и известняки подошвы раздроблены слабее и сцементированы глинами, их проницаемость намного ниже, и в бокситах среднее содержание кремнезема значительно выше. Эти два месторождения находятся на небольшом (10—20 км) расстоянии одно от другого, их геологический возраст примерно одинаков, и накопление боксита происходило примерно в одинаковой палеогеографической обстановке.

Так как для бокситизации необходимы фильтрация и удаление растворенного вещества, то она не может происходить в море или лагуне. Материал залежей, осажденных в море или лагуне, должен быть принесен с прилегающей суши уже в виде готового боксита.

8.5.6. Геохимические и физико-химические факторы

По термодинамическим расчетам Фрица и Тарди [153], главными геохимическими факторами бокситизации являются pH, температура и состав просачивающихся грунтовых вод, а также парциальное давление растворенного углекислого газа.

По заключению Садецкого-Кардоша [416], сущность бокситизации с геохимической точки зрения заключается в следующем: 1) рост кислородного числа, 2) вхождение воды в решетку кристаллов, 3) формирование ионной связи.

Подобного мнения придерживаются в отношении венгерских бокситов многие исследователи [27, 459]. Исследования Секине-Фукс [423, 424] показали, что при растворении тонкодисперсного $CaCO_3$ в воде, свободной от CO_2, образуется $Ca(OH)_2$, что создает сильную щелочность грунтовых вод. Гидроокись кальция оказывает интенсивное растворяющее действие на глинистые минералы, в результате чего образуются аморфный кремнезем и гид-

роокись алюминия. Возможно, это имело место и в залежах карстовых бокситов.

Наоборот, выветривание в постоянно кислой среде приводит к полному растворению каолинита, соотношение Al и Si в породе не меняется и бокситизации не происходит. Поэтому в областях, где дожди выпадают равномерно в течение всего года, формируется только каолиновая зона выветривания вместо латеритных бокситов. В умеренном климате, вследствие более медленного разложения органического вещества и большей роли гумусовых кислот, значение pH почвенных вод, образующихся за счет атмосферных осадков, значительно ниже, чем это необходимо для бокситизации, и температура также ниже. Растворение алюминия происходит быстрее, чем растворение кремнезема. В осадках постепенно возрастает доля SiO_2, кроме того, кремнезем может осаждаться из грунтовых вод. Этот процесс приводит к образованию *подзолистых почв* [153].

Содержащийся в просачивающихся атмосферных осадках растворенный углекислый газ увеличивает кислотность раствора и растворимость алюминия. Таким образом, углекислый газ способствует полному растворению каолинита.

Важная роль окислительной обстановки уже была отмечена в гл. 5. В восстановительной обстановке бокситизация также может происходить, но степень удаления кремнезема в этом случае меньше. Поэтому сингенетически восстановленные бокситы всегда содержат больше кремнезема, чем окисленные бокситы той же залежи.

Для Ивдельского месторождения на Северном Урале Князева [255] высказала предположение о характерной диагенетической бокситизации. По ее мнению, непосредственно в кровле и в верхней части залежи под влиянием воды и органического вещества образовались сильные органические кислоты, которые разлагали алюмосиликатные минералы и выносили кремнезем. Произошло накопление диаспора, пирита, марказита, сидерита и кальцита. Бокситы были перекристаллизованы, их первоначальная обломочная структура исчезла. Доказательство своих выводов Князева видит в том, что там, где в кровле бокситов известняки содержат мало органического вещества, преобразования бокситов намного слабее. По нашему мнению, здесь может идти речь тоько о местном влиянии геохимической среды, ведь в других местах, где в кровле залегают известняки с большим содержанием органического вещества, подобных преобразований не наблюдается.

В процессе бокситизации кроме pH и Eh важную роль играет и температура воды. На основании опытов Окамото и др. [329] установили, что растворимость гелей аморфного кремнезема увеличивается при росте температуры от 0 до 58°C более чем в три раза. По Краускопфу (1959), с увеличением температуры значительно возрастает не только растворимость, но и скорость растворения. По термодинамическим расчетам Фрица и Тарди [153], растворимость гиббсита растет с увеличением температуры только в щелочной среде, а в слабокислой уменьшается.

Еще одно важное обстоятельство: фильтрующаяся через породы вода не должна содержать кремнезема. Если через породы просачиваются атмосферные воды, то это условие выполняется. Таким образом, интенсивная фильтрация атмосферных вод способствует бокситизации.

8.5.7. Бокситы как коллоидные системы

Киш и Вёрёш [253] считали, что на венгерском месторождении Гант коллоидные суспензии бокситового и глинистого материала приносились совместно, а затем, в зависимости от различного удельного веса и отчасти от величины pH, они коагулировали и осаждались раздельно. Такому разделению коллоидов авторы придавали большое значение в генезисе бокситов,

по их мнению, при осаждении и после него существенного выноса кремнезема уже не было. Возможность подобного разделения коллоидов действительно существует, но объяснять формирование залежей бокситов Ганта только этим нельзя. Часто встречающиеся на месторождении бокситы с крупнообломочной конгломератовой структурой и с градационной слоистостью свидетельствуют о том, что произошло не только разделение коллоидов, но и привнос бокситового вещества извне. Вместо тонких суспензий здесь скорее могли быть довольно грубообломочные мутьевые потоки, заполнявшие углубления рельефа.

8.5.8. Исходные породы

Для латеритных бокситов различаются *непосредственная* и *косвенная бокситизация* [25]. В первом случае алюмосиликатные минералы (полевые шпаты и другие силикаты) материнских пород разлагаются на гидроокиси Al и Fe. При косвенной бокситизации сначала образуются глинистые минералы, которые позднее преобразуются в минералы боксита. Процесс идет по первой схеме в случае очень интенсивного выноса, а по второй — в случае слабого выноса избыточного вещества водами, под воздействием которых происходит выветривание.

В случае карстовых бокситов непосредственная бокситизация предполагается там, где бокситизации подвергались падавшие на поверхность карбонатных пород вулканические туфы. Во всех остальных случаях бокситизируются только ранее образованные глинистые минералы. В отношении венгерских бокситов этого мнения придерживаются Садецкий-Кардош [416], Фюлёп [156] и Барнабаш [27]. Во многих местах и сами исходные породы содержат алюминий в форме глинистых минералов.

В ходе бокситизации глинистые минералы разлагаются на аморфные продукты выветривания. Атмосферные осадки вымывают из них растворенный кремнезем, но возможно его повторное выделение в форме вторичного каолинита. С этой точки зрения крайне важными являются экспериментальные исследования де Кимпе и др. [239], которые установили, что при давлении и температуре дневной поверхности синтез каолинита идет очень легко в слабокислой среде, свободной от чуждых ионов. Но в современных карстовых бокситах островов Тихого океана всегда обнаруживаются ионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, препятствующие кристаллизации каолинита из аморфных продуктов выветривания [435]. По Зиферману [509], высокое содержание органического вещества оказывает такое же влияние. Карбонатные подстилающие породы, следовательно, способствуют бокситизации тем, что препятствуют кристаллизации каолинита и благодаря этому обеспечивают вынос кремнезема.

Тот факт, что в ходе бокситизации глинистые минералы разлагаются, уже принимается всеми специалистами. Только каолинит считается некоторыми авторами, в частности, например, Эрхартом [146], стабильным продуктом выветривания, не распадающимся в процессе бокситизации. Однако опыты Педро и Беррье [354] показали, что каолинит в некоторых условиях разлагается на аморфный кремнезем и гидроокиси алюминия. Кремнезем может удаляться в растворенном состоянии. Их данные были подтверждены и термодинамическими расчетами Фрица и Тарди [153].

Очень важны результаты опытов по разрушению мергеля, полученные Педро [353]. В течение трех лет Педро ежедневно подливал к образцу мергеля 4 л насыщенной углекислым газом воды с температурой 65°С. Мергель состоял на 37% из кальцита и на 59% из иллита, остальное — кварц и полевые шпаты. Опыт проводился в аппарате Стокслета. За полгода весь кальцит распался. В конце первого года появилось небольшое количество гиббсита, которое непрерывно росло в течение опыта и в итоге достигло 15%. Главным

результатом опыта является то, что разложение карбонатов происходит намного быстрее, чем сама бокситизация, следовательно, в ходе выветривания карбонатных пород вначале образуются глинистые продукты, затем в ходе дальнейшего выветривания они превращаются в бокситы. Подобная последовательность на основе геологических соображений предполагалась и Вадасом [453]. Опытами Педро было доказано, что мергелистые породы также могут бокситизироваться.

Сторонники теории терра-росса переходным промежуточным образованием, формирующимся в результате выветривания известняков и доломитов, считают терра-росса, в которой карбонатные минералы уже распались, но кремнезем из нее еще почти не выносился. Опыты Педро также подтверждают возможность этого процесса.

8.5.9. Фактор времени

По мнению многих авторов (например, де Вейсс [479]), бокситизация является крайне медленным процессом, и для ее осуществления в геологическом масштабе требуется длительное время. По Бушинскому [86], для формирования заслуживающих внимания бокситовых залежей необходимо воздымание суши по крайней мере в течение 2—5 млн. лет. Но изучение современных бокситов показывает, что при благоприятных условиях бокситизация протекает очень быстро, ее результаты заметны иногда через несколько лет (устное сообщение Балкаи). Например, на Гавайских островах возраст молодых лав, на которых уже образовались бокситы, составляет примерно 10 000 лет [457].

По термодинамическим расчетам Фрица и Тарди [153], при благоприятном климате и хорошем водоотводе на основных бескварцевых породах гиббситовая латеритная зона может углубиться в течение 350 тыс. лет на 1 м вниз. На гранитах за 100 тыс. лет мощность гиббситовой латеритной зоны увеличивается на 32 см, а под ней образуется каолиновый слой мощностью 12 см. Для полного растворения кварца, содержащегося в коре выветривания мощностью 1 м, теоретически требуется 210 тыс. лет. Конечно, эти расчеты правомерны только в общем случае. Трещиноватость, водопроницаемость, размер и степень окристаллизованности минеральных зерен в выветривающейся породе могут весьма существенно влиять на эти сроки. Но эти расчеты наглядно показывают порядок величин скорости латеритизации.

Некоторые карстовые бокситы образовались в продолжение сравнительно коротких стратиграфических перерывов, 1—5 млн. лет, и несмотря на краткость эпохи бокситообразования, в этих случаях смогли сформироваться большие количества хороших бокситов. Таким образом, очевидно, что продолжительность времени формирования для карстовых бокситов не является решающим фактором.

8.5.10. Пути развития бокситизации

В латеритных разрезах бокситизация обычно продвигается сверху вниз и в стороны по направлению движения грунтовых вод и зависит от свойств материнских горных пород. При этом под зоной слабой бокситизации может находиться зона более сильной бокситизации [25].

В ряде залежей карстовых бокситов также предполагается бокситизация сверху вниз, так как в общем верхняя часть залежей обычно содержит меньше кремнезема, чем нижняя. В то же время во многих залежах средняя часть содержит наилучший боксит, к периферии он переходит в более глинистые бокситы, а по краям таких залежей находятся бокситовые или бокситоподобные глины. Вендель и др. [459] объясняли это явление ресилификацией

бокситов сверху вниз и сбоку под действием фильтрующихся через углистые глины кровли гумусовых грунтовых вод. В участках уменьшения мощности залежей разрез становится глинистым, поэтому краевые маломощные части залежей, как правило, наиболее глинистые.

Однако залегание боксита в центре залежи, а глин по краям имеется и в тех случаях, когда нельзя даже предположить заболачивание и существование углистых глин в кровле бокситовых залежей. Поэтому необходимо иное объяснение такого распределения материала. По мнению автора, это связано со способностью боксита задерживать большое количество дождевых вод. Способность задерживать много воды в современных бокситах острова Луайоте отмечалась Терсинье (1971). То же наблюдается и в бокситах на островах Карибского моря. Вероятно, что до диагенеза древние карстовые бокситы характеризовались такими же особенностями. После дождя подстилающие и окружающие боксит известняки высыхают быстрее, чем боксит. В самой бокситовой залежи сначала высыхает его поверхность, а затем вода, сохранявшаяся в центральных частях залежи, мигрирует к краям, где и высыхает, вынося с собой кремнезем из центра залежи. Поскольку этот процесс повторяется неоднократно, центральная часть оказывается наиболее бокситизированной, а края — обогащенными кремнеземом.

Этим мы не отвергаем важность ресилификации боксита, но, по нашим данным, она распространяется скорее всего сверху вниз. От только что описанного процесса ресилификацию можно отличить по структурным и минералогическим особенностям.

По мнению Венделя, Кишхази и Болдижара [459], существует бокситизация, направленная вверх. Она происходит под действием коллоидных растворов, обогащенных Al и Fe, просачивающихся по капиллярам в сухие сезоны. Этот процесс, видимо, играет относительно малую роль.

8.5.11. Бокситизация и тип залежей

Основными различиями между процессами бокситизации латеритных и карстовых бокситов, по нашему мнению, являются следующие:

1. В латеритных бокситах бокситизация происходит в основном на месте, т. е. она является преимущественно элювиальным процессом. В карстовых бокситах бокситизация продолжается во время повторых переотложений и даже после окончательного осаждения боксита.

2. В латеритных бокситах бокситизация происходит в нейтральной или слабокислой среде, а в карстовых бокситах — в слабощелочных условиях. В латеритных бокситах грунтовые воды не содержат ионов щелочноземельных металлов, а карстовые бокситы всегда их содержат. Как было показано в предыдущих главах, эти расхождения могут привести к значительным отличиям в минеральном составе и гранулометрии бокситов.

3. Наконец, в латеритных бокситах перераспределение материала происходило гораздо интенсивнее, чем в карстовых бокситах. Это отражается в образовании кирасы, конкреционной зоны и колломорфных структур латеритных бокситов, что не имеет места в карстовых бокситах (см. гл. «Петрография бокситов»).

По нашему мнению, главная причина различий заключается в том, что бокситизация латеритных бокситов происходила на алюмосиликатной, а карстовых бокситов — на карбонатной основе.

Но даже в карстовых бокситах бокситизация происходит по-разному. Бокситизация *залежей арьежского типа* — элювиальный процесс, они ближе всего к латеритным бокситам. Но влияние карбонатной подошвы заметно и здесь, поэтому мы относим бокситы этого типа к карстовым.

Источником вещества *залежей казахстанского типа* были главным образом продукты размыва латеритных профилей. Расстояния переноса вещества так малы, что в процессе транспорта едва ли могла продолжаться бокситизация. Интенсивная бокситизация происходила после осаждения вещества. Лисицына и Пастухова [284] доказали, что бокситизация вещества происходила после его осаждения. Этот процесс очень похож на образование латеритных бокситов: местами в верхней части бокситовых линз сформировалась кираса и здесь наиболее часто встречаются структуры, подобные латеритным бокситам. После одного этапа подобной бокситизации происходит интенсивный размыв и накопление обломочного материала. Таким образом формируется характерное строение бокситовой толщи в залежах казахстанского типа. Нельзя забывать о влиянии карбонатной подошвы, особенно в залежах карстовых воронок. Бокситизация наиболее интенсивной была в их средних частях, где дренаж был наилучшим.

Максимально проявляется влияние карбонатной подошвы в бокситах *залежей средиземноморского типа.*

В *залежах тиманского типа* бокситизация на месте, вероятно, играла наименьшую роль. Об этом свидетельствует слабая закарстованность поверхности подошвы и пластообразное строение залежей. Возможно, бокситизация происходила в латеритных образованиях, после чего уже в виде боксита вещество было перенесено на место его современного залегания.

Залежи тульского типа — очень редкие и очень характерные бокситообразования. В процессе выветривания углистых глин и углей, содержащих пирит, на дневной поверхности и близ нее возникала серная кислота. Сернокислые растворы растворяли алюминий и, проникая вниз, через несколько метров достигали подстилающих известняков, нейтрализовались, и алюминий осаждался в виде гиббсита. Эта гипотеза обосновывается условиями залегания бокситов (рис. 57). Непосредственно в кровле залежей повсюду наблюдаются содержащие пирит углистые глины; наиболее крупные бокситовые тела находятся в углублениях известняков, и влияние последних проявляется по всему объему залежи. В перекрывающих охристых глинах местами найдены гнезда гиббсита, такого же, как в боксите.

С помощью предложенной гипотезы хорошо объясняется отсутствие титана в боксите. Возникающие растворы не могли быть настолько кислыми (необходимо pH 1,0—2,5), чтобы растворять титановые минералы. Трубина [446] указывает, что с увеличением глубины залегания известняков бокситы постепенно исчезают. Это можно рассматривать как доказательство того, что процесс бокситообразования этого типа может происходить только близ дневной поверхности.

8.5.12. Роль карста в образовании бокситов

а. Карстовые углубления служат ловушками для накопления бокситов. Переотлагающийся материал бокситов, вероятно, сносился в карстовые углубления. По Бонту [71], рыхлые материалы с поверхности незакарстованных карбонатных пород (мергелей) неизменно сносятся в карстовые воронки. По нашему мнению, этот перенос равноценен процессу переотложения боксита.

б. В карстовых полостях существуют условия интенсивного отвода атмосферных осадков, что, по мнению многих авторов, необходимо для бокситизации.

в. Карбонатное окружение создает в боксите слабощелочную среду, что способствует бокситизации. Чем сильнее закарстованы известняки, тем больше их поверхность и тем больше возможность образования щелочной среды.

г. Залегание боксита в карстовых воронках защищает бокситовые залежи от размыва. Известны месторождения, подвергавшиеся интенсивному размыву, на которых бокситы сохранились только в карстовых воронках, а между ними были полностью смыты.

8.5.13. Связь между образованием бокситов и почвообразованием

Многие специалисты считают современные бокситы современными почвами, а древние бокситы — ископаемыми почвами. С этим можно согласиться только отчасти. Зоны выветривания горных пород в тропических областях, достигающие местами глубины 100—200 м, нельзя называть почвой. В почвоведении почвой считается только поверхностный слой земли, в котором осуществляется влияние растительного покрова, корней и почвенных бактерий. Мощность современного почвенного слоя колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Бокситизацию во влажных тропических областях в почвоведении считают также почвообразованием и называют ферралитизацией. Но образование карстовых бокситов, кроме того, включает в себя первичное переотложение продуктов выветривания и накопление их в углублениях карстового рельефа. Значит, ферралитизация является только одним из этапов образования карстовых бокситов, которое можно называть осадкообразованием.

8.6. Эпохи формирования бокситов в истории Земли

В этой главе образование бокситов рассматривается как один из геологических процессов, занимающих определенное место в истории Земли.

8.6.1. Распространение бокситов с позиций глобальной тектоники

Географическое распространение бокситов ставит перед нами много историко-геологических проблем. Бокситизация может происходить только во влажном тропическом и субтропическом климате. В настоящее время эта климатическая зона расположена между южной и северной широтами 30°. В этой зоне находятся почти все современные и неогеновые латериты, латеритные и карстовые бокситы. Большинство палеогеновых и мезозойских бокситовых залежей расположено в зоне современного умеренного климата в северном полушарии между широтами 30 и 50°. Палеоценовые и меловые залежи Западной Сибири располагаются еще дальше к северу, между широтами 50 и 60° (рис. 3). Палеозойские бокситы Урала и Тимана находятся между 50-й и 68-й параллелями, а бокситовые залежи Полярного Урала доходят до северного Полярного круга. Обнаруженные в последние годы на полуострове Таймыр бокситовые залежи нижнего карбона тиманского типа являются наиболее северными среди известных до сих пор. Они расположены между 74-й и 77-й параллелями [307, 78]. Возможности формирования этих залежей теоретически следующие:

1. Можно предположить, что в палеозое и мезозое бокситы могли формироваться в более холодном климате, чем сейчас, по теории подзолистого образования бокситов Эрхарта (1956). Но все другие рассмотренные выше гипотезы, касающиеся геохимии бокситизации, по которым этот процесс обязательно требует много влаги и тепла, противоречат такому предположению. Ископаемые фауна и флора, находимые в кровле и подошве залежей боксита, также указывают на существование теплого климата во время образования боксита.

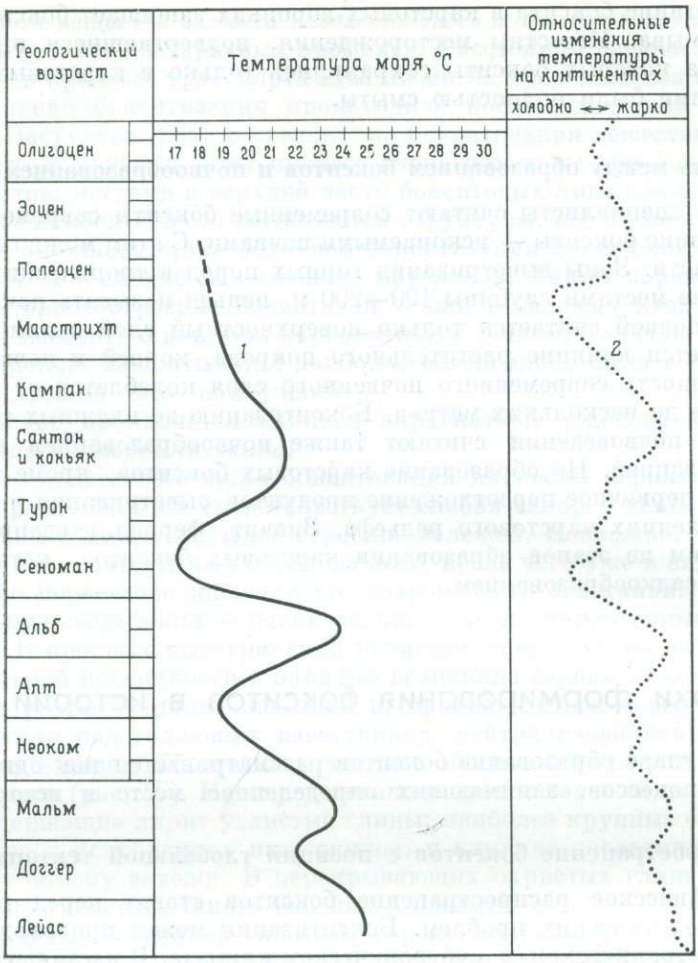


Рис. 169. Изменения палеоклимата на территории Западной и Центральной Европы [170].

1 — кривая температуры морской воды по измерениям изотопного состава кислорода на территории Западной Европы; *2* — кривая температуры воздуха по палинологическим данным на территории Центральной Европы.

2. Можно предположить, что в некоторые геологические периоды климат на Земле был теплее, чем в настоящее время. Некоторые специалисты считают, что в истории Земли происходила смена глобально теплых и глобально холодных периодов. В теплые периоды климатическая зона, отвечающая условиям бокситизации, могла находиться не только близ экватора. Такой глобально теплый климат был, например, по данным Михайлова [307, 308], в нижнем карбоне и на границе нижнего и верхнего мела.

Существование оледенений и разделяющих их межледниковых этапов в четвертичное время также подтверждает вероятность глобальных колебаний климата в геологическом прошлом. На основе исследований изотопов кислорода в составе раковин водной фауны можно оценить средние значения температуры воды, в которой она обитала. Боуэн [73, 74] составил кривую температуры моря западноевропейского мезозоя по данным изучения белемнитов. Гоцан [170] составил кривую палеотемператур для Средней Европы на основании палинологических данных. Эти две кривые, за исключением небольших расхождений, довольно хорошо совпадают (рис. 169).

Исходя из этих данных, можно предполагать, что в теплые эпохи климатическая зона возможного бокситообразования доходила до 40—50° с. ш. Но образование залежей боксита на широте 70—77° объяснить трудно.

3. Можно предположить изменения в положении полюсов Земли, что могло привести к постепенному сдвигу климатических зон, при таком же, как в настоящее время, взаиморасположении континентов.

Так думал Горецкий [178], который считал, что в девоне экваториальная зона проходила через Северный Урал параллельно современному экватору. В последующие периоды истории Земли экватор постепенно перемещался к югу до нынешнего положения. Эта гипотеза отражена на палеогеографической карте карбона Страхова [427] (рис. 170). Однако на этой карте есть несколько палеоклиматологических противоречий (например, по отношению к углям Китая и залежам бокситов Китая). Это не ошибка автора, так как при современном распределении континентов, где бы ни предполагался полюс, нельзя объяснить однозначно все данные по распределению бокситов.

Таким образом, только изменением взаиморасположения континентов можно удовлетворительно объяснять происхождение всех бокситовых месторождений. В статье, опубликованной в 1973 г., мы попытались объяснить общее распределение залежей бокситов с позиций гипотезы новой глобальной тектоники. В то время еще не имелось в нашем распоряжении реконструкции расположения континентов в палеозое, поэтому мы были вынуждены определить положение палеоэкватора на основании данных о расположении палеомагнитных полюсов.

Серия реконструкций Смита и др. [404] позволила произвести более точную, чем раньше, оценку. Удалось получить хорошее совпадение теоретических и природных данных.

В начале *кембрия* карстовые бокситы формировались в Восточном Саяне. юго-юго-востоку от Красноярска в нижнем и среднем кембрии происходило образование небольших залежей латеритных бокситов за счет основных вулканитов (устное сообщение Броневого, 1974). На основании реконструкций можно утверждать, что оба месторождения располагались в непосредственной близости от экватора, не больше чем на 10° южнее.

В *позднем ордовике* в Казахстане сформировалось небольшое месторождение карстовых бокситов, которое по соответствующей реконструкции также располагалось близ экватора.

В *силуре* бокситы неизвестны.

Первые крупные залежи карстовых бокситов сформировались в *девоне* в герцинском орогенном поясе Урала. По Гамильтону [200], по линии Уральских гор в начале девона вдоль зоны субдукции образовалась островная дуга, с которой в конце нижнего девона соединилась движущаяся по часовой стрелке Русская платформа. После этого в среднем и верхнем девоне образовались бокситовые залежи. На рис. 171 хорошо видно, что этот бокситоносный район, простирающийся сегодня с севера на юг, в девоне имел простирание с востока на запад и располагался вблизи палеоэкватора. Месторождение девонских бокситов Северного Пакистана было расположено также вблизи экватора, но значительно восточнее [410].

На основании реконструкции континентов можно предполагать, что на южном побережье Тетиса небольшие залежи карстовых бокситов формировались и в других местах. Салаирский бокситоносный район располагался на северном берегу Тетиса, немного севернее 30° с. ш. того времени. Следовательно, климатические предпосылки бокситообразования имелись и здесь.

В *раннем карбоне* продолжалось смещение Русской платформы по часовой стрелке и ее приближение к Сибирской платформе. В нижнем карбоне началось формирование первых крупных месторождений латеритных бокситов (Белгородское, Северо-Онежское) и залежей тихвинского типа, образовав-

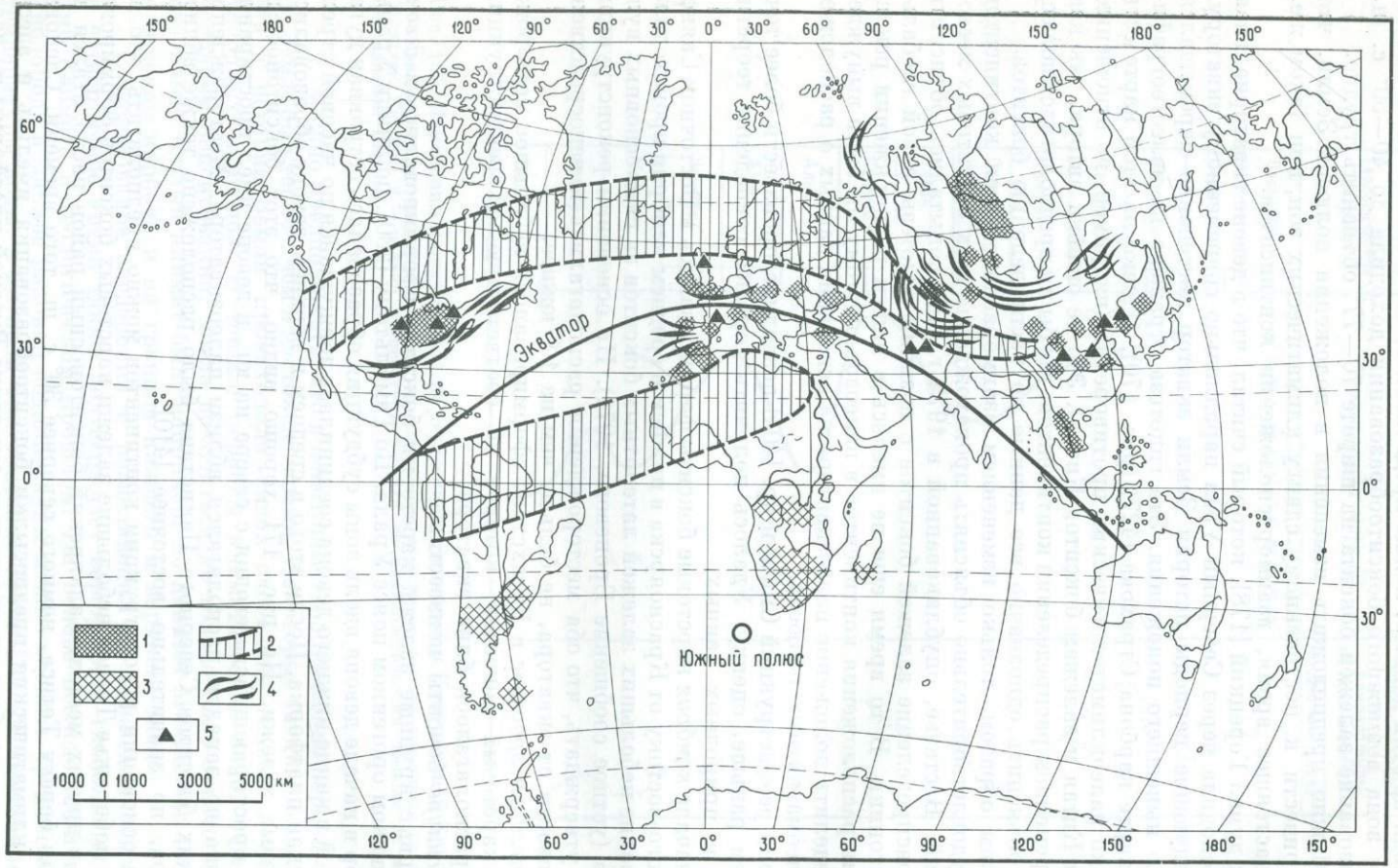


Рис. 170. Палеоклиматологическая карта среднего и верхнего карбона [427].

1 — образование угля; *2* — аридные зоны; *3* — ледниковые отложения; *4* — орогенические пояса; *5* — месторождения боксита.

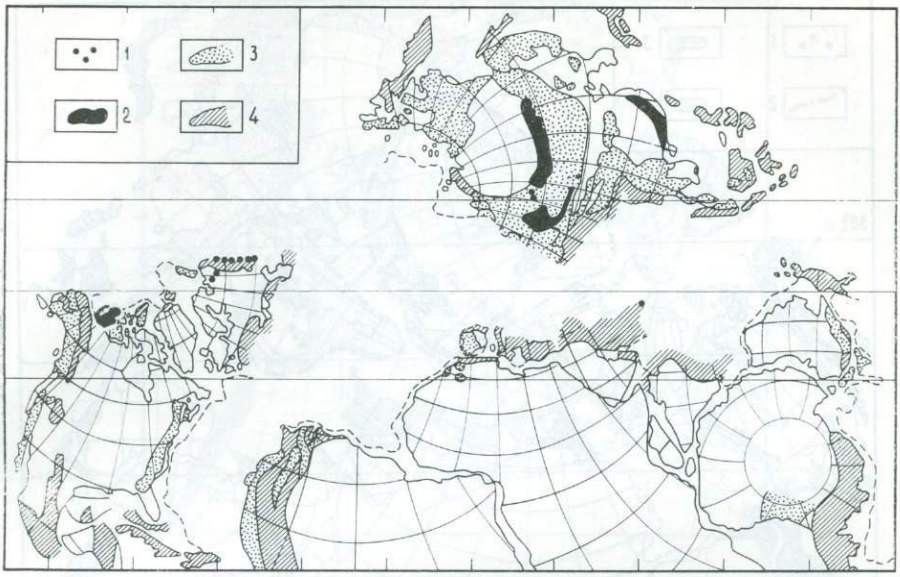


Рис. 171. Реконструкция расположения континентов и морей в девоне (380 ± 30 млн. лет назад) [404].

Дополнено данными о месторождениях боксита. *1* — бокситовые месторождения; *2* — каледонские орогенические пояса; *3* — герцинские орогенические пояса; *4* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

шихся в результате размыва латеритов (Тихвинский бокситоносный район). Карстовые бокситы образовались на Тимане и на Туркестанском хребте. В результате слабой латеритизации в подошве угольных слоев образовались бокситовые глины в Шотландии, в графстве Эр, в Деказвиле, Франция, и в Силезии, Польша. В штате Миссури сформировались небольшие залежи карстовых, а в Пенсильвании — латеритных бокситов. Как показано на рис. 172, все эти районы располагались вблизи палеоэкватора карбона.

Крупные месторождения бокситов образовались на Северо-Китайской и Южно-Китайской параплатформах, а на полуострове Таймыр образовались небольшие залежи карстовых бокситов. По первоначальной реконструкции расположения континентов эти залежи находились значительно севернее палеоэкватора, между 40 и 60° с. ш., где бокситы вряд ли могли образоваться. Это несоответствие обусловлено методом составления реконструкций.

С учетом тектонических данных мы поместили Сибирскую платформу, Тибетскую, Таримскую, Северо-Китайскую и Южно-Китайскую параплатформы на карте, исходя из их наиболее вероятного положения в герцинское время (рис. 172). По нашему мнению, восточноазиатские параплатформы (по номенклатуре глобальной тектоники микроконтинентальные плиты), подобно индийскому микроконтиненту, перемещались к северу, соединялись друг с другом и с большой Сибирской континентальной плитой. Эта гипотеза подтверждается тектонической картой Евразии, изданной в 1966 г. в Москве, на которой вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы один за другим к югу следуют все более молодые орогенные пояса: Байкальский, Каледонский и Герцинский. Нагромождение орогенных поясов произошло тем позднее, чем южнее они расположены. Поэтому между Северо-Китайской и Южно-Китайской параплатформами лежит только Герцинский орогенный пояс. Орогенный пояс между Южно-Китайской и Индокитайской параплатформами претерпел складчатость в мезозое. Наконец, еще дальше к югу встречаются неогеновые складчатые горные пояса.

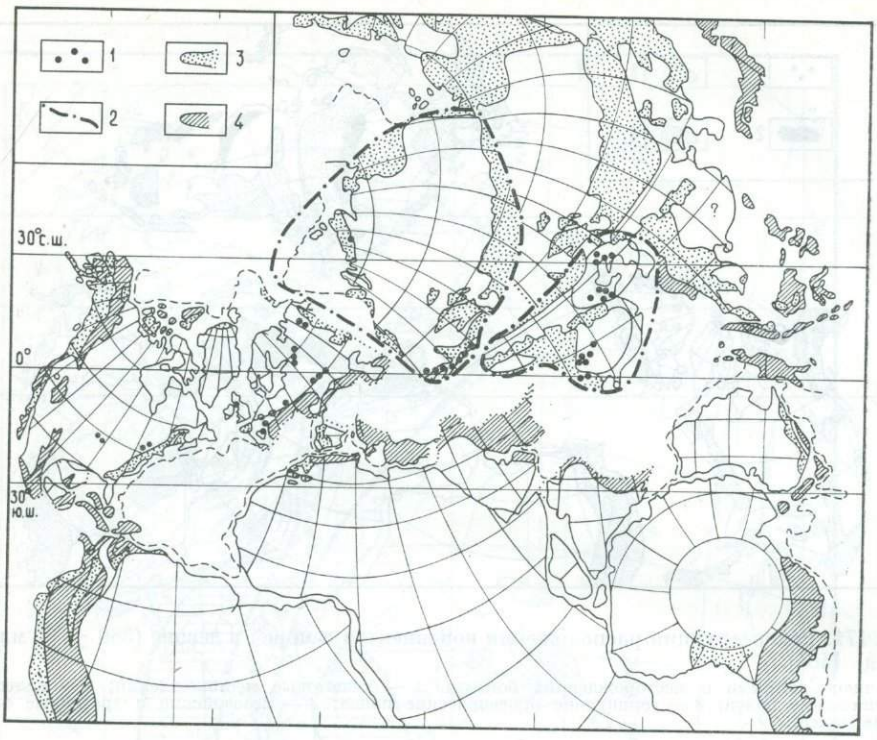


Рис. 172. Реконструкция расположения континентов и морей в нижнем карбоне (340 ± ± 30 млн. лет назад) [404].

С дополнениями и изменениями. *1* — бокситовые месторождения; *2* — расположение континентальных плит, по мнению автора книги; *3* — герцинские орогенические пояса; *4* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

Если принять этот механизм движения, все бокситоносные районы карбона попадают в зону тропического климата.

В *перми* Русская и Сибирская континентальные платформы срослись, и единая Восточно-Азиатская параплатформа продолжала перемещение к северу. Согласно этому, мы уточнили и здесь реконструкцию континентов (рис. 173). В перми в Северной Америке, Европе и на континентальной Сибирской платформе образование бокситов прекратилось. Оно продолжилось с небольшой интенсивностью на Северо-Китайской и Южно-Китайской параплатформах и к югу распространилось на Вьетнам и Кампучию. На рис. 173 только бокситовые залежи Северного Китая расположены несколько севернее зоны тропического климата, между 30 и 40° с. ш. В верхней перми сформировались карстовые бокситовые залежи на южном берегу Тетиса, в пределах зоны тропического климата: в Малой Азии, в средней и северной частях Ирана. Залежи хребта Эльбурс располагались на северном берегу Тетиса, также в зоне тропического климата.

В *триасе* в Восточной Азии бокситообразование прекратилось из-за дальнейшего перемещения параплатформ к северу. Это наглядно показано на рис. 174. Начавшееся в перми образование карстовых бокситов на северном и южном берегах Тетиса продолжалось и в триасе. К западу оно распространилось на Балканский полуостров. На северном берегу, на территории нынешней Средней Азии, найдены небольшие залежи бокситов. Последние оказались немного севернее 30° с. ш., но с точки зрения климатической обстановки образование бокситов здесь еще было возможным. В этом случае только образование Богословско-Волчанского месторождения на Ура-

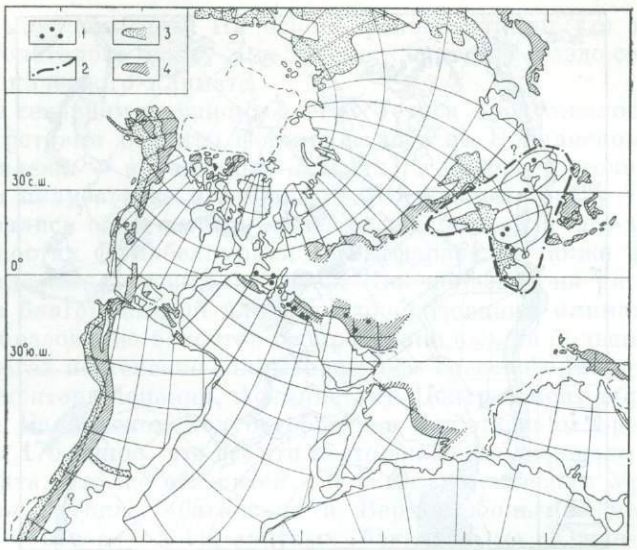


Рис. 173 Реконструкция расположения континентов и морей в перми (250 ± 25 млн. лет назад) [404].

дополнениями и изменениями. *1* — бокситовые месторождения; *2* — расположение континентальных плит по мнению автора книги; *3* — герцинские орогенические пояса; *4* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

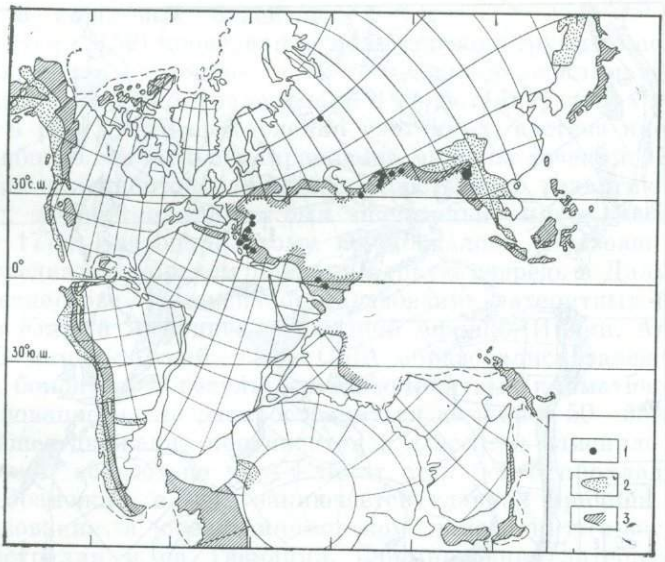


Рис. 174. Реконструкция расположения континентов и морей в триасе (220 ± 20 млн. лет назад) [404].

С дополнениями и изменениями. *1* — бокситовые месторождения; *2* — герцинские орогенические пояса; *3* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

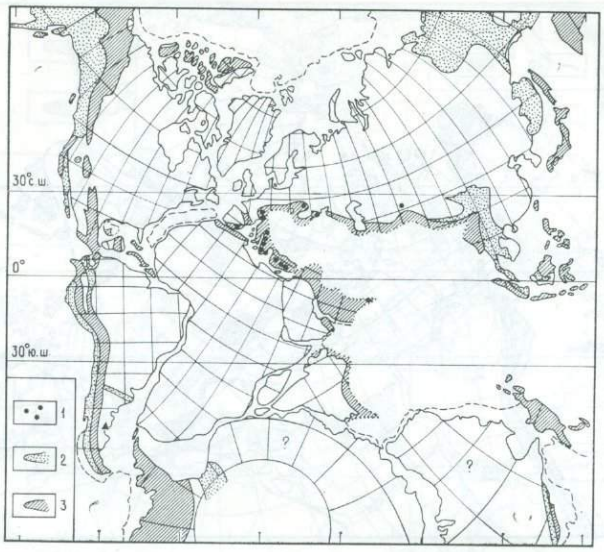


Рис. 175. Реконструкция расположения континентов и морей в средней юре (170 ± ± 15 млн. лет назад) [404].

С дополнениями и изменениями. *1* — бокситовые месторождения; *2* — герцинские орогенические пояса; *3* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

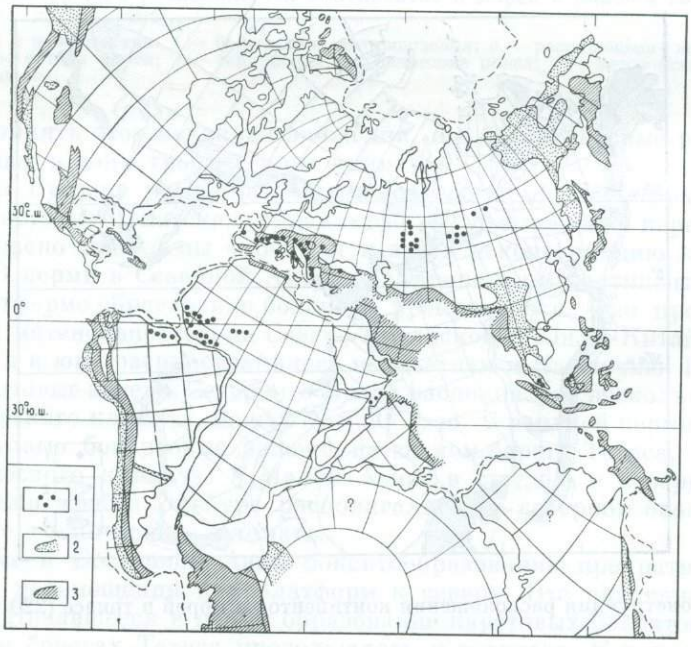


Рис. 176. Реконструкция расположения континентов и морей в среднем мелу (100 ± ± 10 млн. лет назад) [404].

С дополнениями и изменениями. *1* — бокситовые месторождения; *2* — герцинские орогенические пояса; *3* — мезозойские и третичные орогенические пояса.

ле остается малопонятным. На основе реконструкций это месторождение в триасе располагалось между 50 и 55° с. ш., значит, гораздо севернее вероятной зоны тропического климата.

В *юре* на северном и южном берегах Тетиса продолжалось образование бокситов. Карстовые бокситы формировались на Балканском полуострове, небольшие залежи — в западных Альпах, в северо-восточных Карпатах, на Крымском полуострове и в Фергане. На южном берегу Тетиса в горах Тавр образовались обогащенные железом латериты. На юго-западе Гималаев, в окрестностях Кэмпбелпура и Музаффарабада, также формировались небольшие залежи карстовых бокситов. Как показано на рис. 175, они все находились в благоприятной для бокситообразования климатической зоне.

В *мелу* образование бокситов распространилось на большие территории. На обоих берегах постепенно закрывавшегося Тетиса формировались залежи карстовых бокситов (Испания, Афганистан). Центр бокситообразования располагался на Балканском полуострове и в Задунайском Среднегорье Венгрии. На рис. 176 видно, что все эти месторождения попадали в зону тропического климата. Это же относится к бокситовым залежам Урала и Сибири (Приангарская группа, Убаганское и Верхнетобольское месторождения). Интенсивное образование латеритных бокситов на Южно-Американской и Западно-Африканской континентальных плитах также началось в верхнем мелу.

В *палеоцене* и *эоцене* бокситообразование продолжалось в средиземноморском поясе, его центр располагался в Далмации и в Задунайском Среднегорье. Более интенсивным стало образование латеритных бокситов на Африканской и Индийской континентальной плитах. Формирование латеритных бокситов происходило также в северной и восточной частях Австралии и на Тасмании. В юго-восточной части США происходило формирование латеритных и карстовых бокситов.

Фрекс и Кемп [152] произвели не только реконструкцию положения континентов в эоцене и олигоцене, но и составили палеоклиматические карты с использованием данных о палеофлоре и палеотемпературах морской воды, полученных в результате определения изотопного состава кислорода и вычисления наиболее вероятных направлений морских течений. По их мнению, распределение континентов в эоцене способствовало развитию системы теплых морских течений и климат был значительно мягче, чем в настоящее время (рис. 177). Благодаря этому продолжалось образование карстовых бокситов в средиземноморском поясе, в первую очередь в Далмации и Задунайском Среднегорье. Интенсивное образование латеритных бокситов продолжалось в Южной Америке, в Западной Африке, Индии, Австралии и на Тасмании. В юго-восточной части США образовались залежи латеритных и карстовых бокситов. В результате благоприятных климатических условий бокситообразование могло распространиться до широт 50—55°.

Дальнейшее движение континентов в *олигоцене* изменило систему океанских течений, вследствие чего климат стал более прохладным и сухим (рис. 178). Возможно, в этом заключается главная причина прекращения бокситообразования в средиземноморском поясе, в юго-восточной части США, в Австралии и на Тасмании. Формирование латеритных бокситов продолжалось в Южной Америке, Африке, Индии и в северной части Австралии. Довольно далеко к северу от благоприятной климатической зоны на севере Ирландии образовались небольшие залежи латеритных бокситов. Возможно, их образованию способствовал Гольфстрим, текущий на северо-восток. Но этот вопрос еще не выяснен с точки зрения палеоклиматологии.

В *неогене* в тех же районах, что в олигоцене, продолжалось образование латеритных бокситов. Кроме того, в районе Карибского моря сформировались огромные месторождения карстовых бокситов. Все эти территории располо-

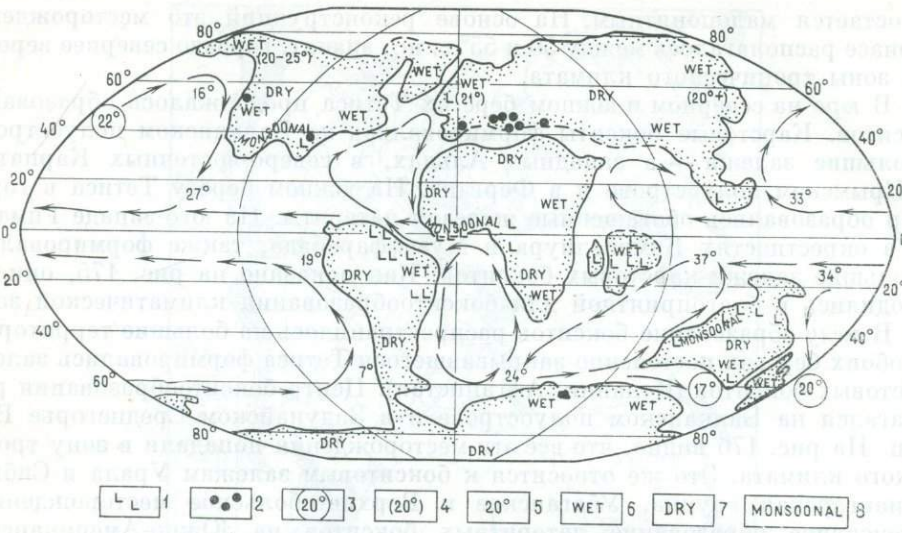


Рис. 177. Реконструкция расположения континентов и палеоклимата в эоцене [152].

С дополнениями. *1* — латеритные бокситы; *2* — карстовые бокситы; *3* — палеотемпературы, установленные по изотопному составу кислорода океанических вод; *4* — среднегодовые температуры воздуха по палеонтологическим данным; *5* — расчетные палеотемпературы; *6* — влажный климат; *7* — сухой климат; *8* — муссонный климат.

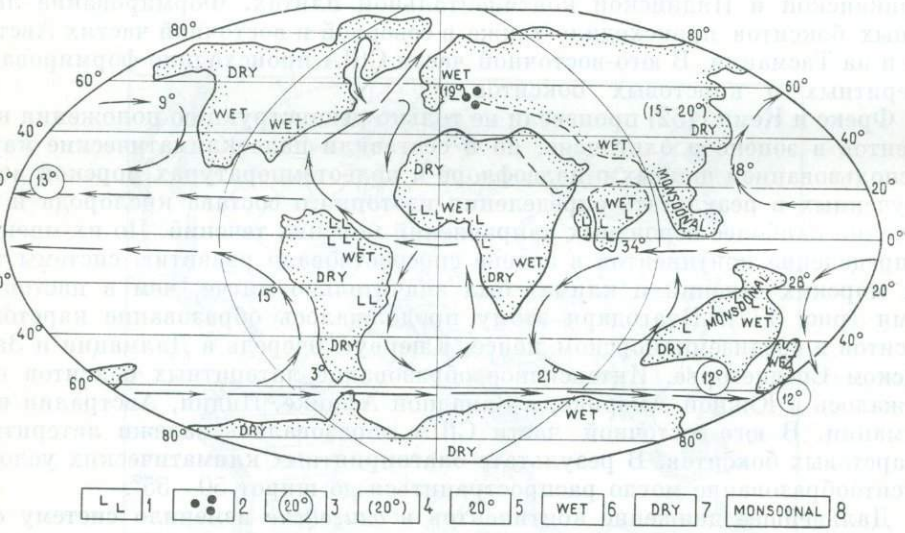


Рис. 178. Реконструкция расположения континентов и палеоклимата в среднем олигоцене [152].

С дополнениями. *1* — латеритные бокситы; *2* — карстовые бокситы; *3* — палеотемпературы, установленные по изотопному составу кислорода океанических вод; *4* — среднегодовые температуры воздуха по палеонтологическим данным; *5* — расчетные палеотемпературы; *6* — влажный климат; *7* — сухой климат; *8* — муссонный климат.

жены в благоприятной для бокситообразования климатической зоне. Пока трудно объяснить происхождение миоценовых глинистых латеритных бокситов около Фогельсберга в ФРГ и латеритных бокситов в штате Орегон в США. Обе территории расположены значительно севернее благоприятной климатической зоны.

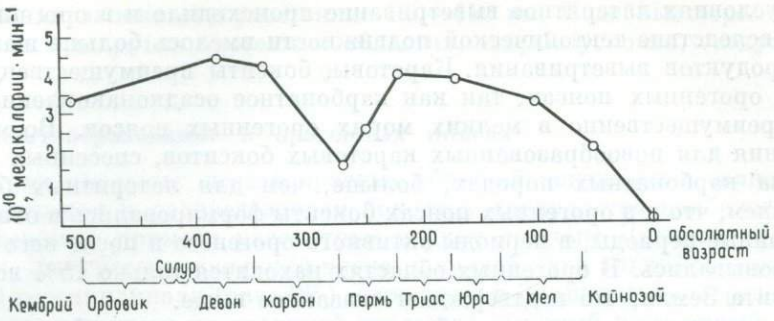


Рис. 179. Изменение радиационного баланса Земли в фанерозое в сравнении с настоящим положением. По Добоши (Dobosi).

Оледенение в *четвертичный период* привело к дальнейшему сокращению территорий, где происходила бокситизация. В настоящее время образование латеритных бокситов происходит только в экваториальных районах с влажным климатом, например в юго-восточной части Гвинеи, Камеруне, Заире, Бразилии, Панаме, Коста-Рике, на Гавайских островах и островах Фиджи. Образование карстовых бокситов происходит только на островах юго-западной части Тихого океана.

Метеорологическими исследованиями, проведенными в последние годы со спутников, было установлено, что энергия поглощенного и отраженного континентами и океанами солнечного излучения резко различается. Для всей поверхности земли рассчитан глобальный баланс излучения. Теоретическими расчетами было доказано, что глобальный баланс тем больше, чем больше континентов располагается вблизи полюсов, и тем меньше, чем дальше от полюсов находятся континенты. Из этого следует, что передвижение континентов влияло на изменение баланса излучения. На основе реконструкций Смита и др. [404] метеоролог Добоши (Dobosi) рассчитал баланс излучения отдельных геологических эпох относительно современного положения континентов (рис. 179).

По кривой Добоши, от середины девона до начала карбона наблюдается хорошо выраженный максимум излучения, дающий убедительное объяснение интенсивного бокситообразования данного периода. На границе карбона и перми наблюдается минимум, что согласуется с уменьшением бокситообразования. После этого наблюдается усиленный рост баланса излучения до триаса, а затем до настоящего времени происходит постепенное медленное уменьшение излучения. Интенсивное бокситообразование в мезозое согласуется с кривой, но максимум образования бокситов в верхнем мелу и эоцене на кривой никак не отражается. Причины этого максимума разъясняют исследования Фрекса и Кемпа [152]. Заслуживает внимания быстрое снижение баланса в неогене. Очевидно, и это явление было одной из причин, приведших к сокращению бокситообразования.

Подводя итоги, можно сказать, что границы бокситообразования определялись распространением благоприятного климата и миграцией континентов.

Однако в пределах областей благоприятного климата не везде образовались и сохранились бокситы. По нашему мнению, причина этого заключается в различном тектоническом развитии отдельных крупных структурных единиц. То, что образование латеритных бокситов происходит на континентальных платформах, объясняется кроме благоприятного климата наличием спокойных периодов без эрозии. Очевидно, что при благоприятных климати-

ческих условиях латеритное выветривание происходило и в орогенных поясах, но вследствие тектонической подвижности имелось больше шансов для сноса продуктов выветривания. Карстовые бокситы преимущественно находятся в орогенных поясах, так как карбонатное осадконакопление происходит преимущественно в мелких морях орогенных поясов. Возможность сохранения для новообразованных карстовых бокситов, снесенных в углубления на карбонатных породах, больше, чем для латеритных бокситов. Подчеркнем, что и в орогенных поясах бокситы формировались в относительно спокойные периоды, в периоды активного орогенеза и после него бокситы не образовывались. В орогенных областях находится только 15% всех запасов боксита Земли, что подтверждает сказанное выше.

Мы считаем, что карстовые бокситы в первую очередь формировались там, где происходило столкновение континентальных плит и втиснутых между ними микроконтинентальных плит или океанических микроплит. Подобное положение было в палеозое в Уралидах и Туркестанидах. В средиземноморском поясе и на островах Карибского моря в ходе альпийского орогенеза бокситообразованию благоприятствовали поверхность, наличие островов, прибрежные пенепленизированные зоны, повторяющиеся поднятия и обширное распространение карбонатных пород.

В Андах и Кордильерах до сих пор обнаружено весьма немного боксита даже там, где был подходящий климат. Фронтальное столкновение крупной континентальной и огромной океанической плит привело к созданию таких условий рельефа и осадконакопления, которые мешали бокситообразованию. Здесь возникла сильная расчлененность рельефа, в несколько этапов формировались молассы, а роль карбонатных пород была подчиненной; почти не было спокойных, без эрозии, периодов [19].

Образование бокситов происходило не везде даже в средиземноморском поясе, который с точки зрения региональной тектоники является областью весьма благоприятной для образования бокситов. Большинство залежей расположено в средней части территории, в южной системе дуг (рис. 164). В этом районе происходили наиболее сложные тектонические движения микроплит. Повороты микроконтинентальных плит, нагромождение вокруг них орогенных поясов, сложная совокупность океанических микроплит, большей частью исчезнувших вдоль зон субдукции,— все это привело к созданию такого рельефа, где повторяющиеся поднятия максимально способствовали образованию бокситов, а неблагоприятные факторы эрозии и образования обломочных осадков отодвинулись на задний план.

Там, где складкообразование произошло в результате простого «фронтального» столкновения, большую роль играло накопление обломочных толщ, и предпосылки для спокойного осадконакопления, способствующего образованию карстовых бокситов, отсутствовали. Это причина того, что до сих пор не найдено бокситов в Гималаях и мало найдено в Иране и Афганистане. В этих районах денудация была сильной, и если даже образовались залежи бокситов, большинство их подверглось эрозии.

Наконец, следует обратить внимание на то, что из-за горизонтальных тектонических движений более мелких тектонических единиц многие залежи в настоящее время перемещены из районов их первоначального образования. Для залежей, расположенных в областях надвигов и тектонических покровов, возможны горизонтальные перемещения от нескольких до сотен километров. Хорошим примером этому служит система покровов в восточных Альпах, в которых находятся Тирольские, Зальцбургские, Унтерлаусские и Дрейштеттенские залежи бокситов. По устным сообщениям Оберхаузера (1964) и по данным Руттнера [376], перемещение покровов началось в кампанское время, непосредственно после накопления бокситовых залежей, и продолжалось до аквитанского века. За это время система шарьяжей продвинулась

в северном направлении на расстояние 100—150 км. Подобные перемещения происходили и в других орогенных областях, что, безусловно, следует учитывать.

8.6.2. Бокситообразование в орогенных поясах

В *геосинклинальных поясах* краевых областей континентов зависимость между орогенезом и распределением бокситов проявляется наиболее отчетливо. В качестве примера рассмотрим горные системы Динарид, Эллинид и Апеннин. Эти системы являются членами южной дуги альпийско-средиземноморской геосинклинали (рис. 166). Динариды и Эллиниды непосредственно связаны друг с другом; их границей считается крупный поперечный разлом Скутар-Печ. Юго-западное крыло обеих горных систем носит миогеосинклинальный характер, а северо-восточное — эвгеосинклинальный характер. Формирование бокситов происходило только в возвышенных областях. Начиная с раннего мезозоя здесь происходит накопление карбонатных осадков.

В *Динаридах* после пфальцской орогенной фазы нижнего триаса, считающейся завершением герцинского орогенеза, проявилась так называемая новолабинская фаза небольших подвижек на границе среднего и верхнего триаса [208]. В Словении, Черногории и на плато Лика формировались крупные месторождения бокситов. Новокиммерийская орогенная фаза складчатости была слабо выражена и привела только к местным воздыманиям. С этой фазой связаны бокситовые месторождения, образовавшиеся в течение мальма и на границе юры и мела. Слабыми местными воздыманиями характеризовались австрийская, субгерцинская и ларамийская орогенные фазы. К каждой из них приурочено накопление бокситов. Эти фазы истолковывались Хераком как подготовительные процессы тектонического «катаклизма», происшедшего в конце палеогена. В начале миоцена в ходе савской орогенной фазы происходило надвигание тектонических поясов в юго-западном направлении и формирование крупных тектонических покровов. Интенсивные тектонические подвижки привели к расчленению рельефа и резкому усилению эрозии. Карбонатное осадконакопление сменилось формированием обломочных толщ, распространившихся постепенно на большие территории, одновременно прекратилось накопление бокситов. Даже если местами и происходило образование бокситов, то они вскоре размывались и перемешивались с обломочным материалом. Более поздние орогенные фазы только усилили эту тенденцию, например в Динаридах не найдены бокситовые залежи моложе верхнего олигоцена. Основной тектонической особенностью Динарид является то, что после герцинского орогенеза здесь никогда не было полного тектонического покоя. Относительно слабое проявление орогенных фаз вызывало местные воздымания. Все это привело к появлению здесь нескольких бокситоносных горизонтов. Ниже приведены данные о количестве бокситов и бокситовых глин на территории Динарид в зависимости от времени их образования:

Возраст	Количество боксита, млн. т
Олигоцен	11
Эоцен	78
Палеоцен	66
Мел	123
Юра	134
Верхний и средний триас	187

Уменьшение количества боксита среди молодых осадков весьма характерно, однако следует отметить, что бокситы триаса являются наиболее глинистыми.

Тектоническое развитие геосинклинальных областей начинается с внутренних частей эвгеосинклинальных поясов, затем через миогеосинклинальный пояс оно продвигается к периферии орогенной области. Такая же в общих чертах последовательность имеет место и в карстовых бокситах. В эвгеосинклинальном поясе Динарид неизвестны бокситовые залежи моложе верхнего мела, а на внутренней стороне миогеосинклинального пояса бокситоносные горизонты распространены от среднего триаса до среднего эоцена. Наконец, в наружной (юго-западной), адриатической зоне, за исключением небольшого месторождения Врар титонского возраста, в Истрии найдены только бокситы палеоцена и эоцена. Не случайно, что именно бокситовая формация месторождения Власеница в Югославии, находящегося в самом внутреннем поясе, отличается от типичных карбонатных формаций и очень похожа на «загрязненные» карбонатные бокситовые формации Задунайского Среднегорья.

В *Эллинидах* тектоническое развитие было примерно таким же. Здесь во внутренней части эвгеосинклинальной зоны, в Пелагонийском и Вардарском поясах, находятся самые древние залежи бокситов, относящиеся к перми — триасу, триасу и юре. Западнее, в Субпелагонийском поясе, обнаружены мальмские залежи бокситов. В Парнасском поясе бокситы известны в трех горизонтах: в нижнем и верхнем мальме и в туроне. Все бокситоносные горизонты совпадают по времени со слабыми тектоническими движениями и местными поднятиями [18]. Флишевая толща большой мощности образовалась в палеоцене и эоцене в результате интенсивного тектонического поднятия и связанного с ним размыва. С образованием флиша прекратилось накопление бокситов в этом поясе. В самом внешнем миогеосинклинальном поясе, так называемом поясе Гаврово, с триаса до среднего эоцена происходило карбонатное рифообразование. В этой зоне после слабых тектонических движений среднего эоцена произошло местное воздымание и накопление бокситов. Но с образованием флиша накопление бокситов прекратилось.

Омоложение бокситоносных горизонтов от центра к периферии, таким образом, можно наблюдать и в Эллинидах. Эта закономерность нарушается только небольшими сенонскими залежами на острове Эвбея. Для объяснения бокситообразования здесь с палеогеографической и тектонической точек зрения необходимы дальнейшие исследования. Наибольшая интенсивность тектонических движений в Эллинидах падает на олигоцен — начало миоцена, когда отдельные тектонические блоки надвигались один на другой в юго-западном направлении [18].

В *Апеннинах* в отличие от Динарид и Эллинид от конца палеозоя до альбского века наблюдался относительный тектонический покой и непрерывное осадконакопление. За это время бокситы нигде не могли образоваться. В сеноманском и туронском веках происходили слабые подвижки и воздымание, при этом сформировались залежи бокситов в одном или двух горизонтах в среднем и внешнем пороговых поясах. Вследствие более интенсивного тектонического подъема и денудации в олигоцене началось накопление флиша, а бокситообразование прекратилось. Наиболее интенсивные тектонические движения проявились в миоцене (савская орогенная фаза) [218].

Выводы. Во всех трех горных системах бокситовые залежи формировались в эпохи слабых тектонических движений, перед появлением сильной тектонической активности. Самое большое число бокситоносных горизонтов и большое количество боксита формировались там, где покой был наиболее продолжительным: в Динаридах общее количество бокситов оценивается в 600 млн. т. В Эллинидах, где подготовительный этап был менее продолжительным, число бокситоносных горизонтов и количество бокситов меньше (всего 490 млн. т). В Апеннинах, где подготовительный этап был самым крат-

ковременным, образовался только один бокситоносный горизонт, лишь местами два, причем количество боксита составляет всего 50 млн. т.

В эвгеосинклинальной зоне герцинской геосинклинали *Урала* бокситовые залежи формировались в среднем девоне, а в миогеосинклинальной зоне бокситов — в верхнем девоне. Следовательно, омоложение бокситов от центра к периферии имело место и здесь.

Среди внутриконтинентальных орогенных поясов наиболее детально изучено тектоническое развитие *Пиренейско-Прованского орогенического пояса*. Так как в этом районе имеются крупные месторождения бокситов, его можно рассмотреть в качестве примера. В этом районе известно несколько фаз герцинского орогенеза, конечным проявлением которого является перерыв в осаднонакоплении на границе перми и триаса. После этого до самого аптского века на большей части территории продолжалось непрерывное морское осадконакопление. Больше всего боксита обнаружено в аптском, альбском, туронском и сенонском ярусах, а также на границе мела и палеоцена (приложение 6).

В триасе и юре для района было характерно медленно протекающее непрерывное погружение и тектонический покой [21, 303]. В начале мела тектоническая подвижность возросла, погружение прервалось местным воздыманием, начали формироваться зачатки будущих структурных поясов, антиклиналей и синклиналей. В это время началось образование бокситов, совпавшее с небольшим подъемом. Новые погружения и воздымания в верхнем мелу свидетельствуют о возрастающей подвижности района. На границе мела и палеоцена в ларамийскую фазу складчатости произошло расчленение рельефа, и карбонатное осадконакопление сменилось накоплением обломочного материала во всем горном массиве, что привело к прекращению бокситообразования.

Наиболее интенсивная, пиренейская фаза складчатости на границе эоцена и олигоцена вызвала сильную складчатость и надвиги. После этого большая часть территории была поднята, и осаднонакопление сменилось общим размывом. Постепенно затухающее складкообразование продолжалось еще в миоцене, и образование бокситов уже нигде не происходило.

После герцинского орогенеза здесь наступил тектонический покой длительностью около 90 млн. лет, и в течение этого времени бокситы не образовывались. После этого 70 млн. лет район характеризовался слабой тектонической активностью, локальным воздыманием и куполообразованием. Все бокситовые залежи образовались в это время. Затем снова наступил период интенсивного орогенеза, сильного размыва и накопления обломочных осадков. Образование бокситов в это время не происходило.

В качестве примера развития бокситов на *срединных массивах и в бассейнах* рассмотрим развитие Паннонского массива в Венгрии. В этом районе с герцинским орогенезом связано формирование складчатого фундамента. Самой интенсивной была бретонская фаза на границе девона и карбона, довольно сильно проявилась и судетская фаза. Завершился орогенез относительно слабой астурийской фазой [476]. По Вейну [476], за счет стабилизации герцинских структур в это время происходило формирование Паннонского срединного массива, или масссива Тисия. Размыв герцинских горных сооружений начался в верхнем карбоне, наиболее интенсивным был в перми, а в триасе постепенно завершился.

В отношении бокситообразования наиболее важным районом здесь можно назвать Задунайское Среднегорье в Венгрии. Триас, лейас и доггер характеризуются погружениями, повторяющимися колебательными движениями и морским осадконакоплением. В мальме новокиммерийская орогенная фаза сопровождалась разломами и небольшим воздыманием, но в общем она не была интенсивной. После завершения этой фазы продолжалось накопление

карбонатных осадков. Австрийская орогенная фаза проявилась с несколько большей интенсивностью, в это время образовались разломы и местные поднятия. Нижнеаптский бокситоносный горизонт Альпопере приурочен именно к этой фазе. Затем продолжалось карбонатное осадконакопление.

После субгерцинской орогенной фазы вся территория Задунайского Среднегорья была поднята, что привело к образованию крупных месторождений бокситов в юго-западной части гор Баконь. После новой трансгрессии моря в ларамийскую фазу произошло новое воздымание, к которому приурочено самое большое накопление бокситов от Шюмега до Нежи. Во время местных поднятий иллирийской фазы в среднем эоцене образовались небольшие скопления бокситовых глин. К концу эоцена сильные движения, связанные с пиренейской орогенной фазой, привели к формированию нового рельефа, наиболее поднятые части которого начали интенсивно размываться. Вследствие этого карбонатное осадконакопление сменилось песчано-глинистым, и образование бокситов прекратилось. В Восточных Альпах и Карпатах савская и штирийская орогенные фазы были весьма интенсивными, сопровождались огромными надвигами, тектоническими покровами и общим воздыманием. В пределах Паннонского массива после поднятия по разломам началось погружение больших территорий.

Штегена и др. [411] считают Паннонский регион межгорной впадиной. Бокситообразование в пределах региона шло в период подвижек после периода относительно покоя. Ядром района является микроплита, отчасти стабилизированная в ходе герцинского орогенеза; отдельные орогенные фазы были здесь менее интенсивными, чем в соседних геосинклинальных областях. На медленные колебательные движения указывают относительно продолжительные перерывы в осадконакоплении.

Тектоническая полоса Виллань — Тоткомлош — Бихор на юге страны расположена в области перехода к геосинклинальному поясу. В австрийскую и субгерцинскую орогенные фазы эта полоса характеризовалась большой подвижностью и интенсивным сжатием. Накопление бокситовых залежей близ Надьхаршань в Венгрии и Падуреа-Краюуи в Румынии приурочено к менее интенсивной и предшествующей им новокиммерийской фазе. Стратиграфический разрез этих двух месторождений почти одинаков, и минеральный и химический составы бокситов сходны. В то же время в соседних, совершенно отличных по развитию полосах Мечек — Кишкёрёш и Игаль — Бюк залежи бокситов не формировались.

Выводы. Во внутриконтинентальных орогенных поясах накопление бокситов происходит в эпохи относительно малой тектонической активности, предшествующие резкому усилению орогенеза.

Тектоническое развитие *орогенных поясов островных дуг* имеет свои характерные особенности. В качестве примера рассмотрим район Карибского моря. Острова Ямайка и Гаити можно считать в тектоническом отношении восточным окончанием так называемого поднятия Никарагуа [510]. До середины юры на этой территории господствовал относительный тектонический покой. В середине юры с северо-востока началось поддвигание Атлантической океанической литосферной плиты под Карибскую литосферную плиту. Вдоль зоны субдукции началась вулканическая деятельность, в результате которой возникла островная дуга [511]. К концу мела первая фаза ларамийского орогенеза привела к интенсивному подъему островной дуги. При этом образовались синорогенные интрузии гранодиоритов, а по оси островной дуги проявился метаморфизм высокого давления. В начале эоцена возникла интенсивная складчатость. От среднего эоцена до середины миоцена в течение примерно 30 млн. лет на этой территории был относительный тектонический покой. Медленное непрерывное погружение и происходящее при этом карбонатное осадконакопление привели к формированию мощной толщи

известняков. В середине миоцена в результате слабого орогенеза произошло полное поднятие Ямайки, и вдоль разломов она распалась на тектонические глыбы. Большинство глыб наклонено к югу. В конце плиоцена на севере и востоке Ямайки произошли новые интенсивные движения и интенсивная складчатость. Имеющиеся геологические данные показывают, что на этой территории не существовало раннемезозойской или палеозойской геосинклинали [510].

Образование бокситов на севере Ямайки, по всей вероятности, началось в олигоцене, а на юге — в верхнем миоцене и продолжалось до конца плиоцена. На острове Гаити возраст бокситообразования также, вероятнее всего, верхний миоцен — плиоцен.

Дуга Антильских островов и ее северное крыло с Гаити и Ямайкой и в настоящее время является активной тектонической зоной.

Образование бокситов началось на поднятой территории после ларамийского орогенеза, в конце относительно спокойного периода и, возможно, завершилось с началом орогенеза в плиоцене. По мнению автора, образование бокситов в этом районе еще не закончилось, новые орогенные движения и изменения климата могут привести к новому бокситообразованию.

Островные дуги в юго-западной части Тихого океана представляют еще более молодые орогенические зоны, поддвигание океанической плиты еще в полном разгаре, поэтому здесь преобладают вулканическая деятельность и накопление пирокластического материала. Карстовые бокситы формируются только в относительно спокойных районах, где рифовые известняки поднимаются над уровнем моря (например, Соломоновы острова, остров Луайоте и т. д.). Там, где подходящий климат и слабая эрозия позволяли это, образовались даже небольшие залежи латеритных бокситов (острова Гуам, Фиджи, Палау и т. д.). В этих районах бокситообразование продолжается и в наши дни и, по всей вероятности, будет продолжаться в геологическом будущем. Здесь можно ожидать формирования нескольких бокситоносных горизонтов.

В орогенных поясах, после завершения орогенеза и тектонической стабилизации района, в посторогенные периоды снова могло начаться бокситообразование, если район оставался в пределах благоприятной для формирования бокситов климатической зоны, например накопление латеритных бокситов на алюмосиликатных породах.

Итак, тектоническое развитие регионов ограничивало формирование карстовых бокситов не только в пространстве, но и во времени. Это является причиной того, что количество образовавшихся за всю историю Земли карстовых бокситов менялось не линейно, а циклично (табл. 1).

8.6.3. Общие историко-геологические аспекты бокситообразования

В предыдущих двух главах обсуждалась зависимость бокситообразования от тектонических процессов в пространстве и времени, но на формирование бокситов влияли и другие факторы. Что это за факторы, было ли их влияние в прошлом таким же, как сейчас, и можно ли к бокситам применить принцип актуализма, пока еще не ясно.

По Страхову [427, 520], бокситообразование на Земле началось 4,5 млрд. лет назад. В течение всего архея и протерозоя в морях происходило химическое накопление бокситовых залежей, аналогичное накоплению огромных залежей железных руд докембрия. К этой гипотезе он пришел на основе геохимических заключений относительно свойств триады Al—Fe—Mn. Тот факт, что предполагаемые им крупные бокситовые залежи докембрия до сих пор неизвестны, он объяснял недостаточной изученностью докембрийских разрезов.

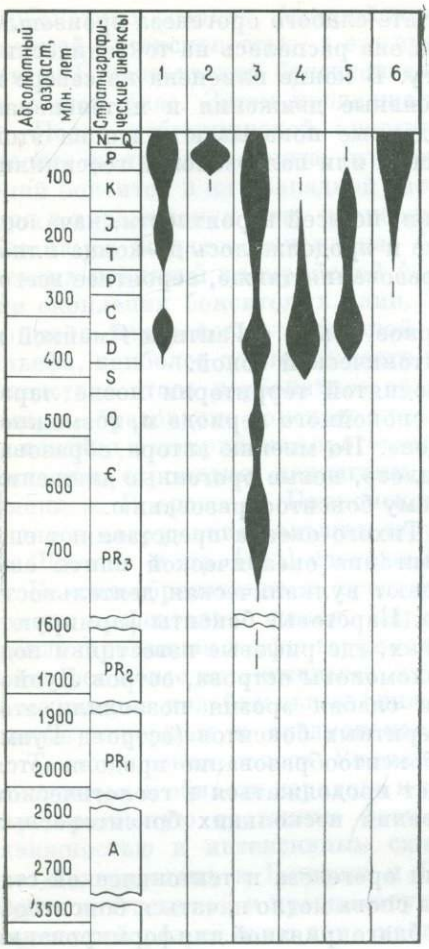


Рис. 180. Эволюция бокситов и латеритного рудообразования [309].

1 — латеритные железные руды; *2* — латеритные марганцевые руды; *бокситоносные формации*: *3* — карбонатные, *4* — сублатеритные, *5* — терригенные, *6* — латеритные.

По мнению Страхова, около 1 млрд. лет назад химическое морское бокситообразование сменилось накоплением обломочных бокситов, снесенных в море. Формирование карстовых бокситов на суше происходит с начала палеозоя, а латеритных бокситов — с начала мезозоя во всевозрастающей степени. Но Страхов считал, что карстовые и латеритные бокситы составляют только небольшую часть по отношению к бокситам, сформировавшимся в древних морях. Следовательно, Страхов предполагал в прошлом совершенно иное по сравнению с современным бокситообразование.

Михайлов [308] отвергал теорию Страхова, так как, по его мнению, алюминий, попадая в море, соединяется с кремнеземом и образует глинистые минералы. Противоречит теории Страхова и упомянутый факт, что до сих пор нигде не были найдены крупные морские залежи бокситов в толщах докембрия.

По мнению Сидоренко и Тенякова [397], образование бокситов началось в архее и продолжается до сих пор. По их мнению, процесс бокситизации в геологическом прошлом не отличался от этого процесса наших дней. Они выдвинули гипотезу, согласно которой экзогенные процессы фанерозоя и докембрия не имеют существенных различий. Авторы считают, что наждаки, найденные среди слабометаморфизованных отложений архея, являются метамофизованными бокситами, а сопровождающие их сланцы с андалузитом, силлиманитом и дистеном могли быть бокситовыми глинами. Такие по-

роды известны в Южной Африке, на Алданском щите в Сибири и на севере Индии. Самые древние слабометаморфизованные бокситы, еще диаспоровые, описаны в Свазиленде в Южной Африке. Эти бокситы сопровождаются глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и карбонатными породами архейской толщи, имеющей возраст 3000—3200 млн. лет. Бокситы считаются продуктами латеритного выветривания, образовавшимися на месте (Hunter, 1962).

Михайлов [309] изучал образование осадочных бокситов и железных и марганцевых руд в геологической истории Земли. Он считал, что интенсивность формирования этих трех руд менялась в течение времени (рис. 180): первые залежи бокситов были представлены карстовыми бокситами и впервые их значительное накопление произошло в девоне. Михайлов считает загадочным тот факт, что первые значительные залежи бокситов появились именно в девоне, а в других карбонатных толщах раннего палеозоя они отсутствуют. Относимые им к самостоятельной группе сублатериты появились в верхнем девоне и представляют собой едва переотложенные (паравтохтонные) залежи латеритных бокситов. В начале карбона появились залежи тихвинского типа, названные Михайловым терригенными, а далее образовывались сублатериты и карстовые бокситы. С историко-геологической точки зрения Михайлов не видит удовлетворительного объяснения накопления бокситов в нижнем карбоне. По его мнению, латеритные бокситы в узком смысле слова появились только в мезозое. Их формирование усиливалось, и, по его мнению, 80% всех бокситовых запасов Земли представлено латеритными бокситами, образовавшимися со времен олигоцена. Латеритные железные и марганцевые руды также молодые (рис. 180). По Михайлову, такой ход бокситообразования не согласуется с принципом актуализма. Он считает, что на темпы бокситообразования влияло изменение состава атмосферы Земли, тектоническое развитие, космические причины и пульсации в развитии жизни на Земле.

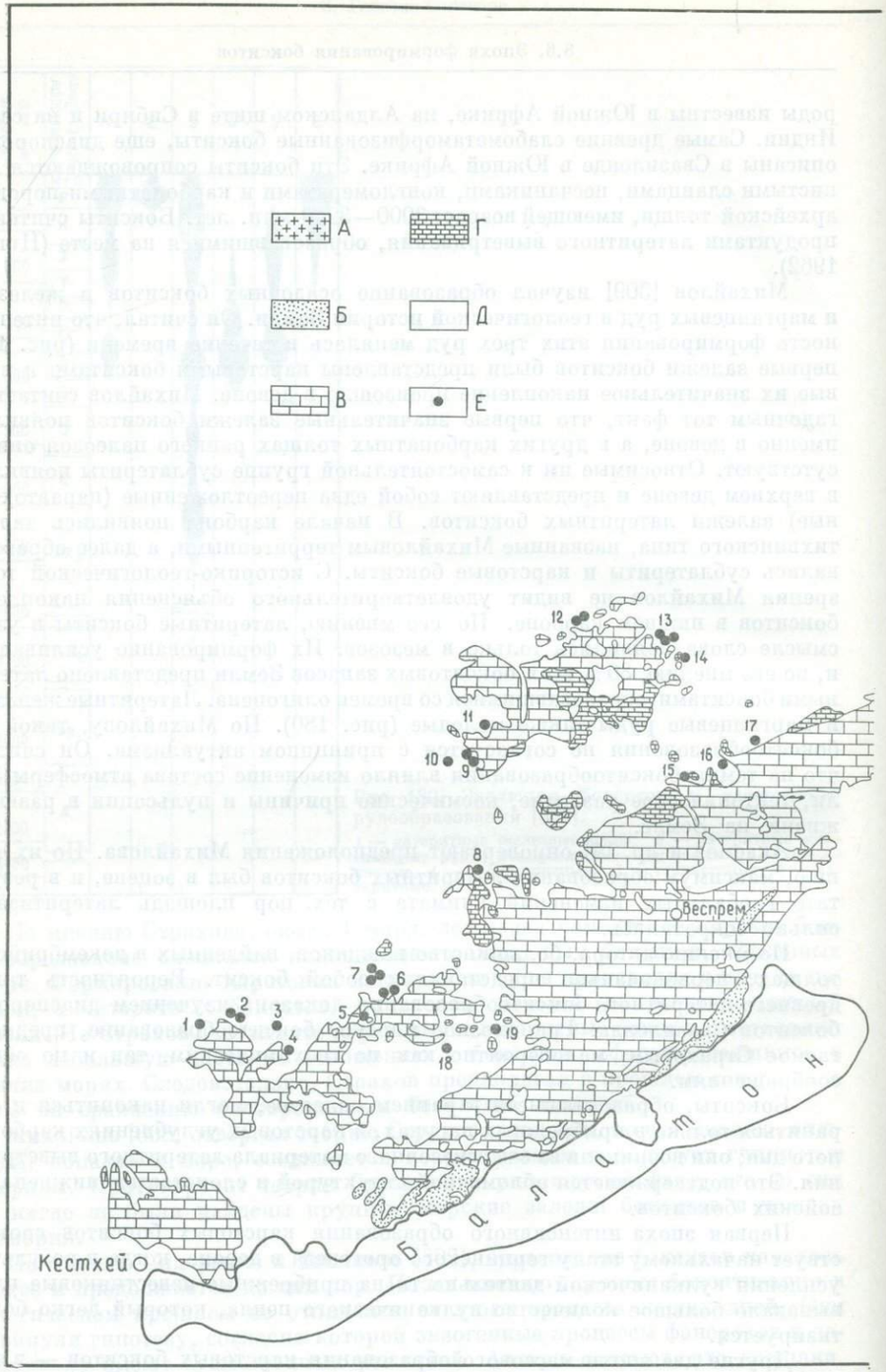
Акаемов и др. [4] опровергают предположения Михайлова. По их мнению, максимум образования латеритных бокситов был в эоцене, и в результате глобальных изменений климата с тех пор площадь латеритизации сильно сократилась.

По мнению автора, большинство наждаков, найденных в докембрийских толщах, первоначально представляли собой боксит. Вероятность такого древнего латеритного бокситообразования доказана изучением диаспоровых бокситов Свазиленда. Грандиозное морское бокситообразование, предполагаемое Страховым, маловероятно как по геохимическим, так и по общим соображениям.

Бокситы, образовавшиеся в раннем палеозое, могли накопиться и сохраниться только в прибрежных лагунах, в карстовых углублениях карбонатного дна; они возникали за счет снесенного материала латеритного выветривания. Это подтверждается обломочной структурой и слоистостью нижнепалеозойских бокситов.

Первая эпоха интенсивного образования карстовых бокситов соответствует начальному этапу герцинского орогенеза в девоне, когда в результате усиления вулканической деятельности на прибрежные известняковые плато выпадало большое количество вулканического пепла, который легко бокситизируется.

Другие две эпохи массового образования карстовых бокситов — в верхнем мелу и в миоцене — объясняются такими же причинами. Повышение интенсивности образования карстовых бокситов объясняется, с одной стороны, широким распространением карбонатного осадконакопления [427, 520], а с другой стороны, тем, что карстовые бокситы возникали не только в узкой прибрежной зоне, но и на известняковых плато материков.



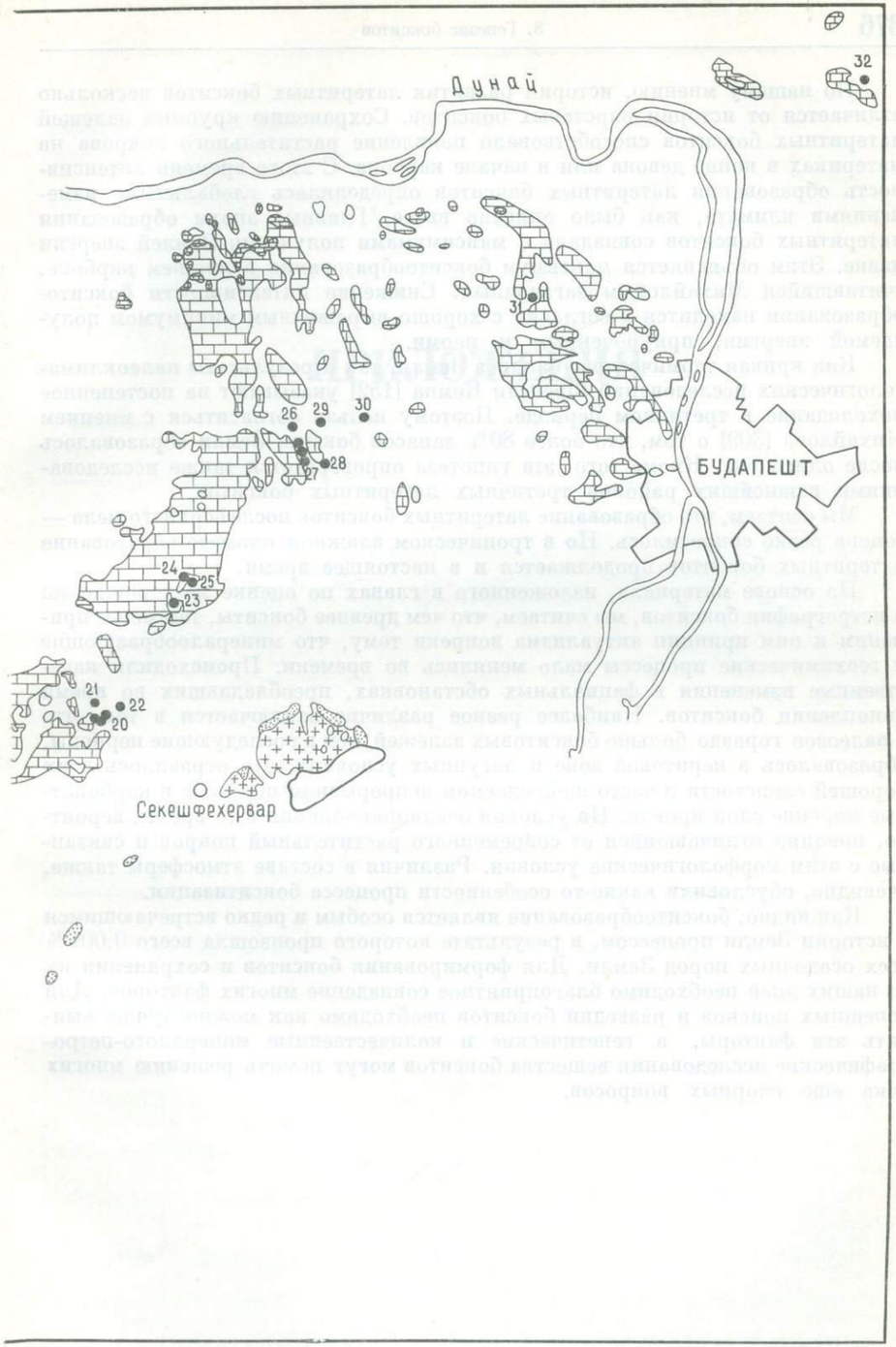


Рис. 181. Схема расположения отдельных бокситовых месторождений и групп (участков) залежей на территории Задунайского Среднегорья, Венгрия.

А — граниты, карбон; *Б* — песчаники, верхняя пермь; *В* — карбонатные породы, триас; *Г* — карбонатные породы, юра; *Д* — меловые и кайнозойские породы; *Е* — месторождения бокситов. Цифрами на карте обозначены: *1* — Шюмег; *2* — Надьтаркань; *3* — Дюльт-Ньиреш; *4* — Ньирад — Изамайор; *5* — Сёц; *6* — Халимба — Маломвёльдь; *7* — Халимба — Черешн и Халимбайский бассейн; *8* — Кипшёд, Айка; *9* — Ихаркут; *10* — Баконьяко; *11* — Баконьбель; *12* — Феньёфё; *13* — Баконьслоп; *14* — Дудар; *15* — Эплень; *16* — Альшопере; *17* — Теш; *18* — Эч; *19* — Надьважонь; *20* — Искасентдьёрдь — Кинчеш, Йожеф; *21* — Искасентдьёрдь — Ракхедь; *22* — Искасентдьёрдь — Гант — Багойхедь; *23* — Искасентдьёрдь — Бито; *24* — Гант — Уйфелтараш, Мелегеш; *25* — Гант — Хоссу-Харастош; *26* — Надьедьхаза; *27* — Уйбарок, Важоньпуста; *28* — Обарок; *29* — Чордакут; *30* — Мань; *31* — Пилишсанто; *32* — Нежа.

По нашему мнению, история развития латеритных бокситов несколько отличается от истории карстовых бокситов. Сохранению крупных залежей латеритных бокситов способствовало появление растительного покрова на материках в конце девона или в начале карбона. С этого времени интенсивность образования латеритных бокситов определялась глобальными изменениями климата, как было описано выше. Главные эпохи образования латеритных бокситов совпадали с максимумами получения Землей энергии извне. Этим объясняется максимум бокситообразования в нижнем карбоне, считавшийся Михайловым загадочным. Снижение интенсивности бокситообразования находится в согласии с хорошо выраженным минимумом получаемой энергии, приуроченным к перми.

Как кривая термического баланса Земли, так и результаты палеоклиматологических исследований Фрексаи Кемпа [152] указывают на постепенное похолодание в третичном периоде. Поэтому нельзя согласиться с мнением Михайлова [309] о том, что более 80% запасов боксита Земли образовалось после олигоцена. Кроме того, эта гипотеза опровергается также исследованиями важнейших районов третичных латеритных бокситов.

Мы считаем, что образование латеритных бокситов после верхнего мела — эоцена резко сократилось. Но в тропическом влажном климате образование латеритных бокситов продолжается и в настоящее время.

На основе материала, изложенного в главах по оценке месторождений и петрографии бокситов, мы считаем, что чем древнее бокситы, тем менее применим к ним принцип актуализма вопреки тому, что минералообразующие и геохимические процессы мало менялись во времени. Происходили качественные изменения в фациальных обстановках, преобладавших во время накопления бокситов. Наиболее резкое различие заключается в том, что в палеозое гораздо больше бокситовых залежей, чем в последующие периоды, образовалось в неритовой зоне и лагунных условиях; это отразилось в их хорошей слоистости и часто наблюдаемом непрерывном переходе в карбонатные морские слои кровли. На условия осадконакопления в то время, вероятно, повлиял отличавшийся от современного растительный покров и связанные с этим морфологические условия. Различия в составе атмосферы также, очевидно, обусловили какие-то особенности процесса бокситизации.

Как видно, бокситообразование является особым и редко встречающимся в истории Земли процессом, в результате которого произошла всего 0,001% всех осадочных пород Земли. Для формирования бокситов и сохранения их до наших дней необходимо благоприятное совпадение многих факторов. Для успешных поисков и разведки бокситов необходимо как можно лучше выявить эти факторы, а генетические и количественные минералого-петрографические исследования вещества бокситов могут помочь решению многих пока еще спорных вопросов.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Тип залежей, тектоническое и стратиграфическое положение месторождений боксита

Бокситоносный район и месторождение боксита	Тип залежей	Количество боксита, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления боксита	Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м: средняя	Мощность [2] залежей, м: максимальная	Источник
Португалия															
1. Андоринья	ср	1	Линзы	Консолидированный эпигерцинский пояс	Слабая	Доггер	Баррем–апт	Апт–сеноман	Средняя	Известняк морской мелководный	Углистая глина болотная	Средняя	2–5	15	[149]
Испания															
2. Кордильера Бетико	ср	1	Гнезда, воронки	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Лейас	Доггер	Мальм	Слабая	То же	Известняк морской мелководный	»	2–5	10	[5]
3. Каталония А. Маэстразго	ср	10	Линзы, воронки	Интраконтинентальный орогенический пояс	Средняя	Оксфорд, кимеридж	Апт	Верхний апт	Хорошая	» »	Углистая глина болотная	Сильная, средняя	2–5	15	Combes, 1970
Б. Массив Эбро	ср	5	Воронки, гнезда	Средний массив	Почти не нарушено	Нижний лейас	Палеоцен	Палеоцен–нижний эоцен	Средняя	Известняк, доломит морские мелководные	Конгломерат пресноводный	То же	2–4	7	Combes, 1970
4. Пиренеи	ср	10	Линзы, гнезда	Интраконтинентальный пояс	Сильная	Лейас–доггер	Сеноман–турон	Сантон	Хорошая	То же	Песчаник пресноводный	Средняя	2–4	10	Combes, 1970
Франция															
5. Пиренеи А. Арьеж	ар	10	Линзы, воронки	То же	»	Кимеридж–баррем	Баррем–альб	Апт–альб	То же	Рифогенный известняк, доломит	Углистая глина болотная	Средняя, сильная	3–5	20	[115], Combes, 1970
Б. Сен-Поль-де-Фенуйе	ар	1	Линзы, гнезда	» »	Очень сильная	Неоком–апт	Верхний альб	То же	» »	Известняк морской мелководный	Рифогенный известняк	Средняя	2–4	8	[277]
6. Лангедок А. Каззуль, Сень-Шиньян	ср	30	Линзы	» »	Сильная	Геттанг–доггер	Турон–сенон	Коньяк–сантон	» »	Доломит морской мелководный	Лагунный мергель, песчаник	»	5–10	20	[277, 369]
Б. Бедарьё	ср	50	Пласты, линзы, воронки	» »	Слабия	Доггер–мальм	Нижний мел–сенон	Кампан–маастрихт	» »	То же	Конгломерат речной	Средняя, сильная	5–10	50	[369, 114]
В. Бассейн Вильвейрак	ср	100	Пласты, линзы	» »	Средняя	Оксфорд, титон	Коньяк–сантон	То же	» »	Известняк морской мелководный	Лагунный мергель	То же	4–8	15	[277, 369]
Г. Ла-Буасьер	ср	5	Линзы, гнезда	» »	Слабая	Мальм	Сенон–даний	Палеоцен	Средняя	То же	Конгломерат речной	» »	2–4	10	[274, 369]
7. Прованс А. Горы Альпий	ср	160	Линзы, пласты	» »	Средняя	Верхний тоарий–апт	Сенон	Кампан–маастрихт	Хорошая	» »	Известняк пресноводный	Средняя	10–15	30	[277, 455, 369]
Б. Ревест, Алло	ср	5	Линзы	» »	Сильная	Баррем–апт	Альб	Верхний сеноман–турон	То же	» »	Глина болотная	»	2–3	6	[369, 324]
В. Бриньоль	ср	150	Ленты, линзы	» »	»	Бат–титон	Сеноман–туров	Верхний турон–сантон	» »	Известняк, доломит морские мелководные	Глина болотная, мергель лагунный	Средняя, сильная	5–10	20	[369, 455, 324]
Г. О-Вар	ср	10	Воронки	» »	Средняя	Кимеридж–титон	Сенон–даний	Маастрихт–палеоцен	» »	То же	Песчанистая глина речная	Сильная	10–15	50	[369]
8. Массив Вануаз	ср	1	Гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Очень сильная	Триас	Доггер	Начало мальма	Средняя	» »	Известняк морской мелководный	Средняя	0,5–2	3	[144, 173]
Швейцария															
9, Древенёз	ср	1	Линзы	То же	То же	Ладинский	Нижний доггер	Бат	Хорошая	Известняк морской мелководный	Известняк лагунный	Слабая	2–4	7	[22]
Италия															
10. Нурра, о. Сардиния	ср	5	Линзы, гнезда	Срединный массив	Слабая	Неоком	Апт–альб	Сеноман	То же	То же	Известняк морской мелководный	Средняя	1–2	5	[111]
11. Средняя Италия А. Горы Абруции	ср	20	То же	Миогеосинклинальный пояс	Сильная–очень сильная	Альб–сеноман	Сеноман	Верхний сеноман	» »	» »	Известняк прибрежный	Слабая, средняя	2–4	10	[43]
Б. Кампания	ср	5	Гнезда, линзы	Эвгеосинклинальный пояс	Очень сильная	Альб	Сеноман–турон	Верхний сеноман–турон	» »	» »	Известковистый мергель латунный	Слабая	1–2	5	[43]
12. Апулия А. Сан-Джованни-Ротондо	ср	15	Линзы	Передовая зона миогеосинклинали	Слабая	Альб–сеноман	То же	Турон	» »	» »	Известняк рифогенный	Средняя	4–6	15	[43]
Б. Спинацола	ср	5	Воронки, каньоны	То же	»	Нижний сеноман	» »	Нижний турон	» »	» »	Пестрая глина лагунная	Сильная	8–10	40	[43]
13. Терра-д'Отранто	сал	5	Линзы	» »	»	Турон–сенон	Олигоцен–миоцен	Нижний миоцен–плиоцен	Средняя	» »	Углистая глина болотная	Средняя	5–8	14	[119]

Бокситоносный район и месторождение бокситa	Тип залежей	Количество бокситa, млн. т	Форма залегания[1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситa
Австрия							
14. Восточные Альпы							
А. Тироль, Зальцбург	ср	1	Линзы	Миогеосинклинальный пояс	Очень сильная	Норий–рэт	Турон–коньяк
Б. Унтерлаусса, Дрейштеттен	ср	5	Линзы, гнезда	То же	То же	То же	То же
Чехословакия							
15. Мойтин	ср	1	Гнезда, воронки	» »	» »	Средний триас	Турон–сенон
16. Маркушовце, Дриеновец	ср	1	Воронки, гнезда	» »	Сильная	То же	То же
СССР							
17. Раховский массив	ср	2	Линзы	» »	»	Верхний триас	Нижний доггер
Румыния							
18. Падуреа-Краюлуи	ср	50	Воронки, линзы	Эвгеосинклинальный пояс	»	Титон	Неоком
19. Южная Трансильвания							
А. Соходол-Цимпени	ср>каз	5	Линзы, воронки	То же	Слабая, средняя	Докембрий	Сенон
Б. Хацег	ср>каз	5	То же	» »	То же	Мальм–нижний мел	Апт–альб
Венгрия							
20. Задунайское Среднегорье							
А. Альшопере, Теш	ср	5	Линзы	Континентальный междуговой бассейн	Слабая	Рэт–лейас	Нижний апт
Б. Шюмег, Халимба, Падрагкут	ср	75	Пласты, линзы	То же	»	Норий–рэт–лейас	Нижний сенон
В. Ихаркут, Баконьбель	ср	15	Грабены, линзы, воронки	» »	»	Норий	То же
Г. Ньирад, Надьтаркань	ср	60	Воронки, линзы	» »	»	Норий–карний	Сенон–палеоцен
Д. Сёц, Халимба–Маломвёльдь	ср	25	Линзы	Континентальный бассейн	»	То же	То же
Е. Айка, Кишлёд	ср	10	»	Континентальный междуговой бассейн	»	Карний–норий	Палеоцен
Ж. Феньёфё, Дудар, Баконьослоп	ср	35	Линзы, грабены	То же	»	Норий–рэт	Нижний эоцен
З. Искасентдьёрдь	ср	50	Пласты, линзы	» »	»	Ладинский–карний	То же
И. Гант	эр	60	То же	» »	»	Карний–норий	Нижний и средний эоцен
Й. Надьедь-хаза, Мань	ср	30	Линзы	» »	Слабая, средняя	Норий	Палеоцен–нижний эоцен
К. Нежа	ср	1	»	» »	Слабая	Рэт	Нижний эоцен
Л. Обарок, Уйбарок	ср	5	Линзы, воронки	» »	»	Норий	Нижний и средний олигоцен

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность[2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Коньяк–сантон	Средняя	Доломит, известняк морские мелководные	Углистая глина болотная	Средняя	2–3	5	[376]
Сенон	Хорошая	Доломит морской мелководный	То же	Средняя, сильная	2–5	20	[199, 376, 53]
Эоцен	Средняя	Известняк, доломит морские мелководные	Конгломерат	Средняя	1–3	15	[330, 262
Палеоген	Слабая	Известняк морской мелководный	»	»	1–2	5	[262]
Байос	Средняя	То же	Известняк морской мелководный	»	1–2	?	[194]
Неоком	»	» »	Известняк пресноводный	Сильная	4–8	20	[344, 346]
Сенон	»	Метаморфический известняк (мрамор)	Углистая глина болотная	Средняя	2–5	10	[346]
Сеноман	»	Известняк морской мелководный	Песчаник морской прибрежный	»	3–6	20	[346, 347]
Верхний апт	Хорошая	То же	Глина, мергель лагунные		1–3	15	[452, 453, 29]
Сантон	»	Доломит, известняк морские мелководные	Мергель, конгломерат пресноводные	»	5–10	35	[452, 32–35, 29]
Верхний сенон–средний эоцен	»	Доломит морской мелководный	Глина, мергель пресноводные	Сильная, средняя	20–30	100	[29]
Нижний эоцен–миоцен	»	То же	Углистая глина болотная	То же	5–10	60	[29, 229]; Bárdossy, 1957
Нижний и средний эоцен	»	» »	То же	Средняя	4–7	20	[452, 453, 29]; Bárdossy, 1957
Средний эоцен	»	» »	Глина, мергель лагунные	»	5–10	20	[29, 229]
Средний эоцен–верхний олигоцен	»	Доломит, известняк морские мелководные	Глина, мергель болотные	»	5–10	60	[29, 229]
Средний эоцен	»	Доломит морской мелководный	Углистая глина болотная	»	5–8	20	[452, 458, 258, 229]
То же	»	То же	Пестрая глина, известняк пресноводный	Средняя, сильная	10–20	40	[452, 453, 252, 29]
» »	Средняя	» »	Доломитовый фангломерат	Средняя	3–6	20	[452, 453, 405, 444]
» »	Хорошая	Известняк морской мелководный	Глина, мергель, лагунные	»	5–8	28	[452, 453, 250]
Верхний олигоцен	То же	Доломит, известняк морские мелководные	Глина, песок лагунные	»	2–5	20	[221]

Бокситоносный район и месторождение бокситa	Тип залежей	Количество бокситa, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситa
М. Эч, Надьважонь	сал	30	Пласты, линзы	Континентальный междуговой бассейн	Слабая	Норий	Неоген
21. Надьхаршань	ср	5	Гнезда, линзы	То же	Средняя	Нижний титон	Валанжин–готерив
Югославия							
22. Словения							
А. Подлипа, Боровница	ср > ар	50	Линзы, пласты	Миогеосинклинальный пояс	»	Ладинский	Ладинский–карний
Б. Горы Хрушица, Жужемберк	ср	3	Линзы, гнезда	То же	Сильная	Оксфорд–кимеридж	Кимеридж
В. Виница, Метлика	ср	1	Линзы, воронки	» »	Слабая	Нижний мел	Верхний мел
Г. Надрт	ср	1	Гнезда	» »	Средняя	Нижний турон	Турон
Д. Козина	ср	3	»	» »	Сильная	Турон–сантон	Палеоцен
Е. Долина реки Савини	ср	3	Линзы, воронки	» »	Средняя	Верхнеладинский	Олигоцен
Ж. Велика-Планина	ср	1	Гнезда, воронки	» »	Сильная	То же	»
З. Бохинь	ср	1	Линзы, гнезда	» »	»	Рэт	»
23. Истрия							
А. Ровинь, Врсар	ср	1	Линзы	Передовая зона миогеосинклинали	Слабая	Кимеридж–титон	Титон
Б. Средняя и Южная Истрия	ср	40	Воронки	То же	»	Кампан	Палеоцен
24. Далмация, Босния и Герцеговина							
А. Плато Лика, Биела-Липа	ар > ср	130	Пласты, линзы	Миогеосинклинальный пояс	Средняя	Ладинский	Ладинский–карний
Б. Книн, Маричи	ср	1	Линзы	То же	»	Ладинский–карний	Рэт
В. Горы Грмеч, Босанска-Крупа	ср	5	Линзы, гнезда	» »	Сильная	Титон–валанжио	Нижний мел
Г. Огорье	ср	1	То же	» »	»	Нижний мел	Альб–сеноман
Д. Горы Грмеч, Босанска-Крупа	ср	25	» »	» »	»	Турон	Сенон
Е. Яйце	ср	25	Воронки, линзы	» »	»	Сантон	Кампан
Ж. Обровац, Новиград, Дрниш	ср	3	Линзы, гнезда	» »	Очень сильная	Кампан	Палеоцен
З. Имотски, Мостар	ср	25	Воронки, гнезда	» »	Сильная	Сантон–кампан	»
И. Обровац, Новиград, Дрниш	ср	50	Линзы, каньоны	» »	Очень сильная	Кампан–нижний эоцен	Средний эоцен
К. Имотски, Мостар	ср	25	Воронки, гнезда	» »	Сильная	Сантон–нижний эоцен	То же
Л. Яйце-Барачи	сал	5	Линзы, гнезда	» »	»	Сантон	Олигоцен
25. Черногория							
А. Горне-Поле, Селиони	ср.	10	Линзы	» »	»	Ладинский	Верхнеладинский–нижнекарнийский
Б. Горы Видуша	ср.	5	Линзы, гнезда	» »	»	Келловей	Нижний мальм

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Плиоцен	Хорошая	Доломит морской мелководный	Известняк пресноводный	Средняя	10–20	35	[222]
Нижний баррем	То же	То же	Известняк морской прибрежный	Слабая	1–3	8	[452, 453, 157]
Карний	» »	Доломит, известняк морские мелководные	Аргиллит морской прибрежный	Слабая, очень слабая	2–3	23	[81]
Верхний кимеридж	» »	Известняк морской мелководный	Известняк лагунный	Слабая, средняя	1–3	5	[81]
Верхний мел	Слабая	То же	Известняк морской мелководный	Средняя, сильная	2–5	25	[81]
Верхний турон	Хорошая	» »	Известняковая брекчия прибрежная	Слабая	0,3–0,5	2	[81]
Палеоцен	То же	» »	Известняк пресноводный	Средняя	0,5–1	3	[81]
Средний олигоцен	Слабая	Известняк морской мелководный	Известняк морской прибрежный	»	2–3	8	[81, 188]
То же	»	Доломит морской мелководный	То же	Средняя, сильная	1–3	5	[81, 188]
Верхний олигоцен	»	Известняк морской мелководный	Известняк пресноводный	Средняя	1–2	3	[81, 188]
Титон–берриас	Средняя	То же	Известняк морской мелководный	Слабая	5–10	11	[188]
Палеоцен–эоцен	Хорошая	» »	Известняк пресноводный	Сильная	10–15	50	[82, 188]
Карний	То же	Известняк, мергель морские мелководные	Известняковый конгломерат пресноводный	Слабая	5–10	25	[399, 188]
Геттанг	Средняя	Известняк морской мелководный	Известняк морской мелководный	Средняя	?	?	[478]
Баррем	Хорошая	То же	То же	»	2–5	15	[224, 188]
Сеноман–турон	Средняя	» »	Известняковая брекчия морская прибрежная	»	?	?	[380]
Кампан–маастрихт	Хорошая	» »	Конгломерат морской прибрежный	Слабая, средняя	0,5–3	5	[188]
Маастрихт	То же	» »	То же	Сильная, средняя	8–12	40	[188]
Палеоцен	» »	» »	Известняк пресноводный	Средняя	2–4	10	[188]
»	Средняя	» »	Лагунная глина, мергель	Сильная	5–15	30	[188]
Средний эоцен	Хорошая	» »	Конгломерат морской прибрежный	»	5–10	40	[188]
Средний и верхний эоцен	То же	» »	Лагунный мергель, песчаник	»	5–15	30	[188]
Миоцен	Средняя	» »	Известняк пресноводный	Средняя, сильная	5–10	20	[445, 188]
Карний	Хорошая	» »	Углистая глина, болотная	Средняя	3–5	10	[79]
Титон	Средняя	» »	Известняк морской мелководный	»	?	?	[317, 188]

Бокситоносный район и месторождение боксита	Тип залежей	Количество кокситa, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления боксита
В. Никшичка-Жупа	ср	110	Линзы, ленты	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Норий–рэт	Мальм
Г. Драгаль	ср	5	Линзы, гнезда	То же	Очень сильная	Оксфорд–кимеридж	»
Д. Стара-Црна-Гора	ср	10	То же	» »	То же	Оксфорд–титон	Сеноман
Е. Петровичи, Велимле, Црвена-Кита	ср	30	» »	» »	Сильная	Титон–готерив	»
Ж. Биела-Поляна	ср	70	Линзы	» »	»	Лейас–доггер	»
З. Приморский пояс, Улцинь	ср	50	Линзы, пласты	» »	»	Кампан	Палеоцен
26. Власеница	ср	70	То же	Эвгосинклинальный пояс	Средняя	Ладинский–карний	Нижний мел
27. Гребничка-Планина	ср	10	Линзы	То же	Сильная	Турон	Сенон
Болгария							
28. Трын	ср	3	Линзы, гнезда	» »	»	Титон	Сеноман
Албания							
А. Албанские Альпы	ср	1	То же	» »	Очень сильная	Ладинский	Ладинский–карнийский
Б. Приморский хребет	ср	3	Гнезда, линзы	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Сенон	Нижний и средний эоцен
В. Грамши	ср	1	Гнезда	То же	»	Средний эоцен	Средний эоцен
Греция							
30. Средняя Греция							
А. Аталанди, Калидромон, горы Геликон	ср	25	Линзы, гнезда	Эвгосинклинальный пояс	»	Доггер	Нижний мальм
Б. Остров Эвбея	ср	2	Гнезда, линзы	То же	»	»	То же
В. Горы Парнас, Киона, Геликон	ср	140	Линзы, гнезда	» »	»	Кимеридж	Верхний мальм
Г. Горы Парнас, Киона, Геликон	ср	250	Воронки, линзы	» »	»	Сеноман–нижний турон	Турон
Д. Остров Эвбея	ср	10	Гнезда	» »	»	Нижний турон	Нижний сенон
31. Пелагонийский пояс							
А. Остров Скопелос	ар > > лат	1	»	» »	»	Нижний лейас	Лейас
Б. Волос	ср	1	»	» »	Очень сильная	Пермь–триас	Триас
32. Вардарский пояс, Халкидики	ср	1	Воронки, гнезда	» »	То же	Кимеридж	Верхний мальм
33. Элеусис, Мандра, Мегара	ср	50	Линзы	» »	» »	Верхний триас	Альб
34. Пояс Гавро-во							
А. Полуостров Пелопоннес	ср	3	Линзы, гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Слабая, средняя	Средний эоцен	Средний эоцен
Б. Клокова	ср	1	Гнезда	То же	Средняя	То же	То же
35. Острова Эгейского моря							
А. Остров Аморгос	ср	1	Линзы	Эвгеосинклинальный пояс	Очень сильная	Лейас	Мальм

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Валанжин	Средняя	Известняк морской мелководный	Лагунный мергель	Сильная, средняя	10–15	65	[79, 188]
Берриас–валанжин	»	То же	Известняк морской мелководный	Средняя	2–4	10	[79]
Сеноман	»	» »	То же	»	2–4	10	[79]
»	»	» »	» »	»	4–8	40	[79]
Верхний сеноман	»	» »	Углистая глина болотная	Слабая, средняя	3–6	15	[138, 139, 79]
Средний эоцен	»	» »	Известняк морской мелководный	Средняя, сильная	2–5	40	[79]
Сеноман	»	» »	Песчаник пресноводный	То же	8–10	40	[188]
Маастрихт	Хорошая	» »	Известняк морской мелководный	Средняя	5–15	20	[313]
Турон	Средняя	» »	Лагунная глина	»	1–3	10	[227]
Карний	Слабая	» »	Известняк морской мелководный	?	?	?	[364]
Средний эоцен	Средняя	» »	То же	Сильная, средняя	3–5	30	[142]
Верхний эоцен	»	» »	» »	Средняя	3–5	10	
Кимеридж	Хорошая	» »	» »	Средняя, слабая	2–5	10	[340, 341]
»	То же	» »	» »	Средняя	1–3	5	[340, 341, 189]
Титон	» »	» »	» »	Средняя, сильная	8–12	25	[340, 341, 49, 322]
Верхний турон	» »	» »	» »	Сильная, средняя	10–15	25	[340, 341, 49, 322]
Верхний сенон	Средняя	» »	» »	Средняя	?	?	[340, 341, 367]
Верхний лейас	Слабая	Доломит морской мелководный	Аргиллит морской мелководный	»	0,5–1	2	[339, 340]
Юра	»	Метаморфизованный морской известняк	Метаморфизованный аргиллит	»	1–2	4	[430]
Титон–нижний мел	Средняя	Известняк морской мелководный	Известняк морской мелководный	»	2–5	10	Bárdossy, Papastavrou, 1979
Нижний сеноман	»	То же	Известняковый конгломерат лагунный	Слабая	5–8	20	[15, 340–342]
Верхний эоцен	Хорошая	» »	Известняк лагунный	»	0,5–2	4	[245, 248]
Верхний эоцен	То же	» »	Известняк морской мелководный	»	0,5–1	3	[248]
Мальм	Слабая	» »	То же	Средняя	1–3	10	[340]

Бокситоносный район и месторождение бокситa	Тип залежей	К личество бокситa, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситa
Б. Остров Самос	ср	1	Линзы, гнезда	То же	То же	Пермь	Пермь—триас
В. Остров Наксос	ср	2	То же	» »	» »	»	То же
Турция							
36. Массив Мендерес	ср	60	Линзы, пласты	» »	»	Верхняя пермь	» »
37. Западный Тавр							
А. Аланья	ср	10	Линзы	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Нижняя пермь	Верхняя пермь
Б. Аксеки, Сейдишехир, Шютлеген	ср	60	Линзы, гнезда	То же	»	Сеноман	Сеноман
В. Шютлеген	ср	1	Линзы	» »	»	Сенон	Нижний эоцен
38. Восточный Тавр							
А. Адана, хребет Болкар, Саимбейли	ср	10	Линзы, гнезда	» »	»	Нижняя пермь	Верхняя пермь
Б. Кычик, Корас, Себилкей	ср	5	Линзы	» »	»	Альб—сеноман	Турон
39. Пояс, Исляхие	ср	30	»	» »	Очень сильная	Турон	Сенон
40. Зонгулдак	сал	5	»	» »	Средняя	Визе	Альб
СССР							
41. Крымский полуостров, горы Басман-Кермен	ср	1	»	Интраконтинентальный орогенный пояс	»	Оксфорд	Кимеридж
Израиль							
42. Мактеш-Рамон	ср	5	Линзы, воронки	Платформенный чехол	Очень слабая	Лейас	Верхний мел
СССР							
43. Малый Кавказ, Джульфа	ср	1	Линзы	Эвгеосинклинальный пояс	Сильная	Верхний карбон—нижняя пермь	Нижний триас
Иран							
44. Бокан	ср	10	Пласты	То же	Очень сильная	Верхняя пермь	Пермь—триас
45. Горы Эльбурс							
А. Джаджерм	ср	5	»	» »	Сильная	То же	То же
Б. Джаджерм	ср	15	»	» »	»	Триас	Верхний триас
46. Среднеиранское нагорье	ср	10	От линз до пластов	» »	»	Верхняя пермь	То же
А. Йезд							
Б. Керман	ср	10	То же	» »	»	Нижний триас	» »
47. Горы Загрос							
А. Дополан, Дораг	ср	10	Линзы	Миогеосинклинальный пояс	»	Верхняя пермь	Пермь—триас
Б. Бехбехан (Сар-э-Фариаб)	ср	10	»	То же	»	Сеноман—турон	Нижний сенон
В. Шираз (Дариуш-Дам)	ср	1	»	» »	»	Средний мел	Верхний мел
Афганистан							
48. Кандахар	ср	5	Пласты	Эвгеосинклинальный пояс	Очень сильная	Мальм	Нижний мел

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности [1]	Мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Триас	»	Метаморфизованный известняк	Метаморфизованный известняк	?	1—3	6	[279]
»	»	То же	То же	?	?	?	[338]
Нижний триас	Средняя	» »	» »	Слабая	2—5	10	[333]
Верхняя пермь—нижний триас	Хорошая	Известняк морской мелководный	Глинистый сланец морской мелководный	»	2—5	8	[363]
Сеноман	То же	То же	Известняк лагунный пресноводный	Сильная, средняя	5—10	50	[334, 335]
Нижний эоцен	Средняя	Известняк морской	Известняк морской	?	?	?	[485]
Верхняя пермь—нижний триас	»	Известняк морской мелководный	Доломит, аргиллит морские мелководные	Слабая	2—5	8	[485]
Сенон	»	То же	Известняк морской мелководный	Сильная	5—10	20	[184, 485]
»	»	» »	То же	Средняя	5—10	20	[361]
Сеноман	»	» »	Песчаник морской мелководный	»	?	?	[184, 335]
Верхний титон	Хорошая	Известняк рифогенный	Конгломерат морской мелководный	Средняя, слабая	2—4	40	[292]; Гуткин и др., 1976
Верхний мел	Средняя	Известняк лагунный	Углистый аргиллит болотный	Слабая	5—10	20	[403]
Триас	Слабая	Доломит морской мелководный	?	?	1—2	?	[307]
Нижний триас	»	Известняк морской мелководный	Известняк морской мелководный	Очень слабая	2—4	12	
То же	»	Доломит морской мелководный	Аргиллит морской	То же	2—4	10	
Нижний лейас	»	То же	То же	» »	2—3	6	
То же	Средняя	» »	Углистый аргиллит	Слабая	2—4	12	
Рэт	»	» »	Аргиллит лагунный	»	2—3	9	[216]
Нижний триас	Слабая	» »	Аргиллит, доломит пресноводные	»	2—4	6	
Сантон	»	Известняк рифогенный	Известняк пресноводный	Очень слабая	1—2	5	
Верхний мел	»	Известняк морской	Известняк морской	Слабая	1—2	4	
Нижний мел	»	То же	Песчаник терригенный	»	1—5	10	[88]

Приложение 1 (продолжение)

Бокситоносный район и месторождение бокситов	Тип залежей	Количество бокситов, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситов	Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м: средняя	Мощность [2] залежей, м: максимальная	Источник
СССР															
49. Центральный Памир	ср	10	Линзы	Миогеосинклинальный пояс	То же	Верхняя пермь	Нижний триас	Нижний триас	Средняя	Доломит морской мелководный	Углистый аргиллит болотный	Средняя, слабая	2—3	10	[228, 270, 260]
Пакистан															
50. Горы Гиндукуш, Дамун-Гол	ср	1	»	Эвгеосинклинальный пояс	» »	Нижний—средний девон	Средний девон	Фран	Слабая	Доломит, известняк морские мелководные	Известняк морской мелководный	Средняя	1—2	7	[410]
51. Северо-Восточный Пакистан															
А. Соляной хребет, Сардодха	ср	10	»	Миогеосинклинальный пояс	Средняя	Верхняя пермь	Палеоцен	Палеоцен—эоцен	»	Известняк морской	Глина, песчаник болотные	»	2—3	6	[16]
Б. Кэмпбелпур	ср	10	»	То же	Сильная	Верхний триас—лейас	Доггер	Мальм	»	То же	Глина, уголь болотные	»	2—4	8	[349]
Индия															
52. Джамму, Кашмир	ср	20	»	» »	»	Пермь—карбон	Палеоцен—нижний эоцен	Эоцен	»	» »	То же	»	1—3	6	[104, 349]
Острова Тихого океана															
53. Филиппинские острова, остров Самар	ср	50	Плащеобразная, воронки	Эвгеосинклинальный пояс	Не нарушено	Плиоцен—плейстоцен	Плейстоцен—голоцен	—	Хорошая	Известняк рифогенный	—	Средняя, сильная	2—4	8	[483]
54. Соломоновы острова															
А. Остров Вагина и другие острова	ср	30	Плащеобразная	Островная дуга	То же	Плейстоцен	То же	—	То же	То же	—	Средняя	1—2	4	
Б. Остров Реннелл	ср	30	То же	То же	» »	»	» »	—	» »	Известняк рифогенный и лагунный	—	»	1—2	4	[431, 481, 483]
55. Острова Луайоте															
А. Остров Лифу	ср	5	» »	» »	» »	»	» »	—	» »	Известняк рифогенный	—	Средняя, слабая	0,1—0,5	2	[435, 483]
Б. Остров Маре	ср	5	» »	» »	» »	»	» »	—	» »	То же	—	То же	0,1—0,5	2	[435, 483]
56. Острова Фиджи и Тонга															
А. Острова Лау	ср	1	» »	» »	» »	»	» »	—	» »	» »	—	» »	0,1—0,5	1	[349]
Б. Остров Ниуэ	ср	1	» »	» »	» »	»	» »	—	» »	» »	—	» »	0,1—0,5	2	[391]
Кампучия															
57. Сисопхон, Баттамбанг	ср	3	Линзы	Миогеосинклинальный пояс	Средняя, сильная	Верхняя пермь	Верхняя пермь	Верхняя пермь	Средняя	Известняк морской мелководный	Кремнистый известняк морской мелководный	Очень слабая	0,5—1,5	3	[383]; Нырков, Горовой, 1974
Вьетнам															
58. Северо-Восточный Вьетнам															
А. Район Лангшон	ср	20	»	То же	Сильная	Казань	То же	То же	»	То же	Аргиллит болотный (паралический)	Средняя	4—8	50	[259]; Чеботарев, Бу Фу Мий, 1961
Б. Район Ланшон	сал	50	»	Посторогенный чехол миогеосинклинального пояса	Не нарушено	Верхний карбон—верхняя пермь	Неоген	Нет или четвертичный	»	» »	Делювий	Средняя, сильная	5—10	54	[259]; Чеботарев, Бу Фу Мий, 1961
В. Район Каобанг	ср	100	Линзы, пласты	Миогеосинклинальный пояс	Очень сильная	Нижняя пермь	Верхняя пермь	Верхняя пермь	»	» »	Известняк морской мелководный	Средняя, слабая	5—9	20	[259]; Чеботарев, Бу Фу Мий, 1961
Г. Район Каобанг	сал	30	Линзы	Посторогенный чехол миогеосинклинального пояса	Не нарушено	Верхний карбон—верхняя пермь	Неоген	Нет или четвертичный	»	» »	Делювий	Сильная	4—7	30	[259]; Чеботарев, Бу Фу Мий, 1961

Бокситоносный район и месторождение бокситa	Тип залежей	Количество бокситa, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситa
Китай							
59. Провинция Юньнань, Куньмин	тим	130	Пласты	Параплатформа, платформенный чехол	Средняя	Девон	Карбон
60. Провинция Гуйчжоу							
А. Квейянг	тим	150	Пласты, линзы	То же	»	Средний и верхний кембрий	Средний карбон
Б. Квейянг	тим	150	Пласты	» »	»	Кембрий–средний карбон	Нижняя пермь
61. Провинция Хэнань, район Гун	тим	30	Пласты, линзы	» »	Слабая	Ордовик	Карбон
62. Провинция Шаньдун, Нантинг, Посон	тим	250	Пласты	» »	Средняя	»	Нижний карбон
63. Провинция Ляонин, Пеншиху	тим	100	»	» »	»	»	Карбон
СССР							
64. Горы Сихотэ-Алинь	каз	1	Воронки	Миогеосинклинальный пояс	Слабая	Верхний кембрий	Верхний мел (?)
65. Восточный Саян, Боксонское	ср	25	Пласты, линзы	То же	Сильная	Верхний протерозой	Нижний кембрий
66. Чадобецкий бокситоносный район	каз	25	Воронки, линзы	Платформа, платформенный чехол	Не нарушено	Нижний кембрий	Альб–сеноман
67. Енисейский кряж							
А. Приангарская группа	каз	25	Приконтактная, воронки	Консолидированный эпибайкальский пояс	То же	Докембрий–кембрий	То же
Б. Ивановская группа	каз	25	То же	То же	» »	Протерозой	Палеоцен
В. Татарская группа	каз	20	» »	» »	» »	»	»
Г. Сулакшинская группа	каз	3	» »	» »	» »	»	»
68. Алтае-Саянский бокситоносный район							
А. Кузнецкий Алатау, Горная Шория	ср	5	Линзы, гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Верхний протерозой	Нижний кембрий
Б. Бердское, Обуховское	ср	10	То же	То же	»	Кобленц	Эйфель
В. Салаирское, Барзасское	каз	10	Линзы, воронки	Консолидированный эпигерцинский пояс	Не нарушено	Кембрий	Апт–альб
69. Средняя Азия							
А. Букантау, Тамдытау, Нуратау	ср	5	Линзы, гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Верхний девон–нижний карбон	Нижний и средний карбон

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Средний и верхний карбон	Средняя	Известняк морской мелководный	?	Слабая	10–15	20	[88, 349]
Средний карбон	»	То же	Известняк морской мелководный	»	5–10	15	[469]
Нижняя пермь	»	» »	Паралические угли	Слабая, средняя	?	?	[469]
Верхний карбон	»	» »	То же	Слабая	2–6	?	[393]
Средний карбон	»	» »	» »	Слабая, средняя	1–4	?	[88]
То же	»	» »	» »	Слабая	1–3	6	[88]
Верхний мел–палеоген	Слабая	» »	?	Сильная	?	?	[240]
Нижний кембрий	Средняя	Доломит рифогенный	Углистый аргиллит болотный	Слабая	4–5	30	[217, 331, 243]; Кирпаль, Теняков, 1978
Олигоцен–четвертичный	»	Известняк, доломит морские, мелководные	Песок, глина континентальные	Сильная, очень сильная	10–80 (2–10)	150 (60)	[270, 357, 243]; Слукин, 1971; Бобров, 1968; Кирпаль, Теняков, 1978
Четвертичный	»	То же	Делювий	То же	40–100 (5–10)	300 (50)	[270, 357, 243]; Бобров, 1968; Кирпаль, Теняков, 1978
Неоген–четвертичный	»						
Четвертичный	»	» »	Глина терригенная	» »	40–100 (5–10)	150 (60)	[270, 357]: Бобров, 1968
То же	»	Известняк морской мелководный	Глина, песок континентальные	» »	40–120 (5–10)	260 (200)	[270, 357]: Бобров, 1968
		То же	Глина континентальная	» »	40–100 (2–10)	150 (35)	[270, 243]; Бобров, 1968; Кирпаль, Теняков, 1978
Нижний кембрий	»	Известняк, доломит метаморфизованные	Известняк, доломит метаморфизованные	?	1–2	7	[307]
Эйфель	Хорошая	Известняк рифогенный	Известняк морской мелководный	Сильная	1–3	20	[315, 203, 307]; Нагорский, 1958; Харин, 1969
Верхний мел	Средняя	Известняк морской мелководный	Песчанистая глина континентальная	Средняя, сильная	10–20 (2–5)	50 (35)	[270, 420]; Кирпаль, Теняков, 1978
Башкирский	Хорошая	То же	Мергель морской мелководный	Средняя, слабая	2–3	40	[1, 260]

Бокситоносный район и месторождение боксита	Тип залежей	Количество боксита, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления боксита
Б. Туркестанский и Алайский хребты	ср	5	Линзы, гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Верхний девон–нижний карбон	Нижний и средний карбон
В. Южная Фергана	ср > > каз	3	Воронки	Консолидированный эпигерцинский пояс	Слабая	Нижний и средний девон	Норий–рэт
Г. Чимкентское	тим	2	Линзы	То же	»	Нижний карбон	Нижний лейас
Д. Северная Фергана	ср > > каз	3	Линзы, гнезда	Отчасти консолидированный эпигерцинский пояс	Сильная	То же	То же
Е. Кансайское	ср	1	Линзы	Консолидированный эпигерцинский пояс	Средняя	Визе	Нижний мел
Ж. Причимкентская группа	каз	5	Воронки, линзы	То же	Слабая	Нижный карбон	Валанжин
70. Центральный Казахстан							
А. Целиноградское	ср	1	Гнезда	Геосинклинальный пояс	Сильная	Верхний ордовик	Верхний ордовик
Б. Целиноградская, Экибастузская группы	каз	10	Воронки, приконтактная	Консолидированный эпигерцинский пояс	Не нарушено	Верхний протерозой–верхний ордовик	Сеноман–палеоцен
В. Аркалыкская группа	каз	180	Ленты, воронки	То же	То же	Верхний девон–нижний карбон	Палеоцен–нижний эоцен
71. Тургайский прогиб и Мугоджары							
А. Наурзумское	тим > > тих	10	Пласты, линзы	» »	» »	Нижний карбон–средний триас	Альб–сеноман
Б. Западно-Тургайская группа (Краснооктябрьское, Белинское, Аятское, Покровское, Карабалтайское, Таунсорское, Озерное)	каз	250	Приконтактная, линзы, воронки	» »	» »	Нижний карбон	Альб–турон
В. Мугоджарское	каз	10	Ленты, воронки	» »	» »	Нижний–средний карбон	Апт–альб
72. Южный Урал							
А. Новопристанская, Вязовская и Кукшинская группы	ср	50	Линзы, пласты	Миогеосинклинальный пояс	Слабая, средняя	Нижний фран	Средний–верхний фран
Б. Орская, Магнитогорская группы	каз	25	Воронки, линзы	Консолидированный эпигерцинский пояс	Не нарушено	Нижний карбон	Апт–альб
В. Челябинская группа	каз	5	То же	То же	То же	Девон–карбон	То же
73. Средний Урал							
А. Нижнесергинское	ср	25	Линзы, гнезда	Миогеосинклинальный пояс	Сильная	Нижний эйфель	Верхний эйфель
Б. Косиковское	ср	10	То же	Эвгеосинклинальный пояс	»	То же	То же

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
Башкирский–московский	Средняя	Известняк морской мелководный	Известняк морской мелководный	Средняя, слабая	1–2	60	[1, 260]
Рэт–нижний лейас	»	То же	Конгломерат речной	Сильная	1–3	8	[270, 260]
				Слабая	1–4	5	[307]
Доггер	»	» »	Углистая глина болотная	Средняя	3–5	12	[270, 260]
Лейас	»	» »	То же				
Нижний мел	»	» »	Песчанистая глина континентальная	Слабая	1–2	5	[270]
То же	»	» »	Известняк глинистый, мергель озерный	Средняя, слабая	1–4	5	[307]
Верхний ордовик	»	Известняк рифогенный	Аргиллит, алевролит континентальные	Средняя	0,1–1	1	[137]
Средний–верхний олигоцен	»	Известняк морской мелководный	Глина, песчаник континентальный	Сильная, очень сильная	20–140 (2–50)	250 (70)	[270, 284, 440]; Кирпаль, Теняков, 1978
Эоцен	»	Известняк, доломит морские мелководные	Песчанистая глина речная	Средняя, сильная	20–60 (5–10)	180 (65)	[270, 244]; Кирпаль, Теняков, 1978
Маастрихт	»	Известняк морской мелководный	Глауконитовый песок морской мелководный	Слабая, очень слабая	20–40 (3–5)	70 (35)	[270, 244]; Кирпаль, Теняков, 1978
Сеноман–палеоцен	»	То же	Углистая глина болотная	Сильная	100–150 (5–10)	300 (130)	[460, 270, 440, 244]; Кирпаль, Теняков, 1978
Верхний мел–палеоген	»	Известняк, доломит морские мелководные	Глинистый песок пресноводный	Сильная, средняя	30–60 (5–15)	120 (45)	[270, 440, 243]; Кирпаль, Теняков, 1978
Верхний фран	Хорошая	Известняк рифогенный	Мергель морской мелководный	Сильная	1–3	10	[168, 243]; Кирпаль, Теняков, 1978
Неоген	Средняя	Известняк морской мелководный	Пестрая глина континентальная	»	20–50 (2–5)	80 (30)	[270]
Сенон	»	То же	Глауконитовый песчаник морской	Средняя	10–20 (2–5)	90 (10)	[270]
Живет	Хорошая	» »	Известняк, доломит морские мелководные	Слабая	1–2	5	[307, 243]; Кирпаль, Теняков, 1978
»	То же	» »	Известняк морской мелководный	»	1–2	5	[307, 243]; Кирпаль, Теняков, 1978

Бокситоносный район и месторождение бокситов	Тип залежей	Количество бокситов, млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления бокситов
В. Каменск-Уральская группа	каз	5	Воронки	Консолидированный эпигерцинский пояс	Слабая	Нижний—средний карбон	Апт—альб
Г. Алапаевская группа	каз	10	Воронки, долинообразная	То же	Не нарушено	Девон—визе	То же
74. Северный Урал							
А. Ивдельская, Субровская, Карпинская группы (субровский бокситоносный горизонт)	ср	200	Пласты, линзы	Эвгеосинклинальный пояс	Сильная, средняя	Жедин	Нижний эйфель
Б. Богословское	ср	5	Линзы	То же	Сильная	Верхний эйфель	Верхний эйфель—нижний жедин
В. Полярно-уральская группа	ср	10	»	» »	»	Жедин	Эйфель
Г. Волчанское	тим	10	»	Отчасти консолидированный эпигерцинский пояс	Средняя	Эйфель—живет	Рэт
75. Полуостров Таймыр	тим	10	Пласты	Миогеосинклинальный пояс	»	Фамен	Нижний визе
76. Тиманский бокситоносный район							
А. Среднетиманская группа (Вежаю-Ворыквинское)	ар > > тим	100	Линзы	Консолидированный эпибайкальский пояс	Слабая	Верхний рифей	Нижний фран
Б. Тобысская, Кедвинская группы	тим	40	»	То же	Очень слабая	Нижний фамен	Визе
В. Южно-Тиманское	тим	40	Пласты, линзы	» »	То же	Нижний фран	Нижний карбон
77. Тульско-Рязанский бокситоносный район	тул	1	Гнезда	Платформенный чехол	Не нарушено	Нижний карбон	Плиоцен
Карибский бассейн							
78. Остров Пуэрто-Рико	ср	2	Воронки, гнезда	Эвгеосинклинальный пояс	Слабая	Средний олигоцен—средний миоцен	Миоцен—плиоцен
79. Остров Доминика, Сьерра-де-Баоруко	ср	120	Плащеобразная, линзы	То же	»	Средний эоцен—олигоцен	Верхний миоцен—плиоцен
80. Остров Гаити, плато Рошелоа	ср	60	То же	» »	»	Эоцен	То же
81. Остров Ямайка							
А. Плато Сент-Энн	ср	500	» »	» »	Очень слабая	Средний эоцен—олигоцен	Нижний миоцен—плиоцен
Б. Кокпит-Кантри	ср	100	Воронки	» »	То же	Олигоцен	То же
В. Эссекс-Валли	ср	200	Плащеобразная, линзы	» »	» »	Олигоцен—нижний миоцен	Верхний миоцен—плиоцен
Г. Плато Манчестер	ср	300	Линзы, плащеобразная	» »	» »	Верхний эоцен—миоцен	То же

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м: средняя	Мощность [2] залежей, м: максимальная	Источник
Альб—сеноман	Средняя	Известняк морской мелководный	Глина, песок континентальный	Сильная	10—40 (1—6)	60 (20)	[270, 441]
То же	»	То же	Углистая глина болотная	»	40—80 (2—3)	150 (8)	[270, 441]
Нижний—средний эйфель	Хорошая	Известняк рифогенный	Известняк, аргилит морские мелководные	Средняя	2—5	60	[88, 243, 192, 193, 255]
Нижний живет	То же	То же	Известняк, мергель морские мелководные	Средняя, сильная	?	?	[192, 88]
Верхний эйфель	Средняя	» »	Известняк морской мелководный	Средняя	1—2	15	[307]
Лейас	»	Известняк морской мелководный	Углистая глина болотная	Средняя, слабая	10—15	25	[270, 441]
Визе	»	То же	Известняк лагунный	Очень слабая	5—8	10	[78, 307]
Нижний фран	Хорошая	Известняк, доломит морские мелководные	Базальт, углистая глина болотная	Средняя	5—10	30	[196, 244]; Кирпаль, Теняков, 1978
Визе	То же	Известняк морской мелководный	Песчанистая глина пресноводная	Слабая	1—3	6	[195, 196]
»	» »	То же	Углистая глина болотная	Очень слабая, слабая	2—4	20	[195, 196, 190]; Кирпаль, Теняков, 1978
Нижний карбон	Слабая	» »	Угли болотные	Средняя	0,1—0,2	8	[446]
—	Слабая	Известняк рифогенный	—	Сильная	?	?	[209, 483]
—	Средняя	Известняк морской мелководный	—	Средняя, сильная	2—4	10	[174]
—	»	То же	—	То же	2—3	10	[175]
—	Хорошая	» »	—	» »	5—10	20	[9]
—	То же	» »	—	Очень сильная	10—20	30	[9, 494, 487, 488, 127]
Плейстоцен	» »	» »	Аллювий	Средняя	5—10	15	[9, 494, 487, 488, 127]
»	» »	» »	Озерный мергель	Сильная, средняя	5—10	25	[9, 494, 487, 488, 127]

Бокситоносный район и месторождение боксита	Тип залежей	Количество боксита млн. т	Форма залегания [1]	Тектоническое положение	Тектоническая нарушенность	Возраст подошвы	Время накопления боксита
Д. Плато Кларендон	ср	70	Линзы	Эвгеосинклинальный пояс	Очень слабая	Олигоцен—нижний миоцен	Верхний миоцен—плиоцен
Е. Сент-Кетрин-Перриш	ср	30	»	То же	То же	То же	То же
82. Острова Кайман	ср	3	Плащеобразная	» »	Не нарушено	Миоцен	Плиоцен
83. Багамские острова	ср	5	То же	Миогеосинклинальный пояс	То же	Миоцен—плиоцен	Плиоцен—плейстоцен
США							
84. Миссури, Гасконейд-Каунти	каз > > ср	20	Воронки, линзы	Платформенный чехол	» »	Кембрий—ордовик	Средний карбон
85. Западный край Прибрежной Равнины	каз	1	Пласты, линзы	То же	» »	Нижний карбон	Палеоцен—нижний эоцен
86. Юго-восточный край Прибрежной Равнины	тим > > тих	10	Пласты	Консолидированный эпигерцинский пояс	» »	Палеоцен	То же
87. Юго-западная часть Провинции Долин и Хребтов	каз	5	Воронки	Консолидированный эпигерцинский пояс	» »	Верхний кембрий—ордовик	Палеоцен—нижний эоцен
88. Северо-восточная часть Провинции Долин и Хребтов	каз	1	»	То же	» »	Кембрий—ордовик	Нижний эоцен

Сокращения. Типы залежей: ар—арьежский; каз—казахстанский; лат—латеритный; сал—салентин
[1] Перечислено в порядке убывания распространенности, от преобладающих к подчиненным.
[2] Для месторождений казахстанского типа показана мощность залежи в целом, а цифры в

Петрографическая характеристика

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %											
	Боксит	Бедный железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина
Португалия												
1. Андоринья	—	—	—	10	—	—	—	—	—	50	—	40
Испания												
2. Кордильера Бетико	10	10	—	30	—	—	—	—	—	30	—	20
3. Каталония												
А. Маэстразго	10	5	—	25	—	—	—	—	—	40	—	20
Б. Массив Эбро	10	—	—	20	—	—	—	—	—	30	—	40
4. Пиренеи	15	—	5	40	—	—	—	—	—	30	—	10

Приложение 1 (продолжение)

Возраст кровли	Достоверность стратиграфической оценки	Литофации непосредственной подошвы	Литофации непосредственной кровли	Степень закарстованности	Мощность [2] залежей, м		Источник
					средняя	максимальная	
—	Хорошая	Известняк морской мелководный	—	Средняя	5—10	20	[9, 494, 487, 488, 127]
—	То же	То же	—	»	4—8	15	[9, 494, 487, 488, 127]
—	Слабая	» »	—	Средняя, слабая	0,5—1	2	[2]
—	»	Известняк рифогенный	—	То же	0,5—1	3	[2]
Верхний карбон	Хорошая	Кремнистый доломит, морской мелководный	Аргиллит морской мелководный	Сильная, средняя	5—10	70	[233a, 233b]
—	Средняя	Известняк морской мелководный	—	Средняя, сильная	40—50 (1—2)	80 (3)	[141, 63]
Нижний эоцен	»	То же	Глауконитовый песок литоральный	Слабая, средняя	15—30 (2—4)	40 (6)	[108, 109]
Эоцен или четвертичный	Средняя	Известняк морской, доломит	Песок, глина литоральная	Средняя, сильная	10—40 (2—5)	130 (10)	[110, 141]
Четвертичный	»	Известняк, доломит морские	Делювий	Сильная, средняя	?	?	[470]

ский; ср—средиземноморский; тим—тиманский: тих—тихвинский; тул—тульский.
скобках показывают мощность собственно бокситовых тел внутри залежей.

Приложение 2

месторождений боксита

Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
50	50	—	—	—	—	—	—	пел > пел-пиз	О	К	$к_1$	мп
60	10	10	20	—	—	—	—	пиз > пел > > пиз-оо-боб	О	Е > К > П	$к_2 > к_1 > р$	мп > п
70	—	25	5	—	—	—	—	боб-пиз-моб > > кон-ар-моб	О	Е > ЕК	$к_2 > к_1$	мп > п
90	—	10	—	—	—	—	—	кон-бр-оо	О	Е	$к_2$	мп
90	—	10	—	—	—	—	—	кон-оо > кон-ар > > пел	О	Е > Ш	$к_2 > к_3$	мп

Приложение 2 (продолжение)

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %												Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
	Боксит	Бедный железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина	Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
Франция																									
5. Пиренеи																									
А. Арьеж	20	5	5	20	—	—	—	—	—	40	—	10	70	—	10	—	—	5	15	—	пиз > пиз-боб > пел	О	Е > Л > К	$к_2 > к_3 > к_1$	мп > п > н
Б. Сен-Поль-де-Фенуйе	10	10	10	30	—	—	—	—	—	30	—	10	60	—	20	10	—	10	—	—	пиз > пиз-пел > пел	О	Е > Л > К	$к_1 > к_2 > к_3$	мп > п > н
6. Лангедок																									
А. Казуль, Сень-Шиньян	25	5	10	20	—	—	—	—	—	30	—	10	60	—	35	5	—	—	—	—	пел-пиз > пиз-боб > > пел	О ≫ хсл	Е > Л > К	$к_2 > к_3 > к_1$	мп > п > н
Б. Бедарьё	40	5	10	10	—	—	—	—	—	20	—	15	90	—	5	5	—	—	—	—	моб-пел > ар > > кон-бр > оо-пиз	О > сол > > ссл	Е > Л	$к_2 > к_3 > к_1$	мп > п
В. Бассейн Вильвейрак	45	5	10	20	—	—	—	—	—	15	—	5	60	10	30	—	—	—	—	—	кон-пиз > пиз-пел > > пел > оо	О > сол > > ссл	Е	$к_2 > к_1 > к_3$	мп > п
Г. Ла-Буасьер	20	5	10	20	25	5	—	—	—	10	—	5	70	—	30	—	—	—	—	—	оо > оо-пиз > пел	О > сол	Е	$к_2 > к_3$	мп
7. Прованс																									
А. Горы Альпий	30	10	10	20	10	—	—	—	—	10	—	10	50	10	40	—	—	—	—	—	кон-бр > пиз-оо > > пел-ар > пел > аг	О > сол	Е	$к_2 > к_1 > р$	мп > п > н
Б. Ревест, Алло	55	5	10	15	—	—	—	—	—	10	—	5	60	10	30	—	—	—	—	—	пиз-пел > кон-ар > > пел	О > сол > > хсл	Е	$к_3 > к_2$	мп > п
В. Бриньоль	50	10	10	10	3	—	—	—	—	10	2	5	50	10	25	5	—	—	10	—	кон-бр > оо-пиз--пел > ар > пел	О > сол > > ссл	Е > Ш > К	$к_2 > к_3 > к_1$	мп > п
Г. О-Вар	40	5	10	20	—	—	—	—	—	15	—	10	90	—	10	—	—	—	—	—	оо > оо-пиз > пел	О > сол	Е > К	$к_2 > к_1 > р$	мп > п
8. Массив Вануаз	—	—	—	30	—	—	—	—	—	40	—	30	80	—	—	—	—	—	20	—	мз-кр > кр-оо	О	Е	$к_1$	мп
Швейцария																									
9. Древенёз	—	—	—	50	—	—	—	—	—	40	—	10	60	30	—	—	—	—	10	—	мз-пел	О	Е	$к_1 > к_3$	мп
Италия																									
10. Нурра, остров Сардиния	10	5	—	35	—	—	—	—	—	30	—	20	45	50	—	5	—	—	—	—	кон-пел > пел--моб оо-ар	О ≫ хсл	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	мп > п
11. Средняя Италия																									
А. Горы Абруцци	30	2	8	30	—	—	10	—	—	15	—	5	50	30	15	—	—	—	5	—	ар > ар-оо > кон--бр > пел-ар	О	Е	$к_3 > к_2$	мп
Б. Кампания	30	2	5	30	3	—	10	—	—	15	—	5	74	10	15	—	—	1	—	—	оо-ар > оо-пел--ар > кон-бр	О	Е	$к_3 > к_2$	мп
12. Апулия																									
А. Сан-Джованни-Ротондо	30	2	10	33	10	—	—	—	—	10	—	5	60	10	25	—	—	—	5	—	ар > пел-ар > пел--оо > кон-пел	О > сол	Е	$к_2 > к_1 > к_3$	мп > п
Б. Спинаццола	40	1	10	30	4	—	—	—	—	10	—	5	90	10	—	—	—	—	—	—	гр > кон-бр-пел > > кон-бр > пел	О	Е	$к_2 > к_3 > к_1$	мп > п
13. Терра-д'Отранто	10	—	10	20	—	—	—	—	—	20	—	40	80	20	—	—	—	—	—	—	пел-кон > пел	О	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п
Австрия																									
14. Восточные Альпы																									
А. Тироль, Зальцбург	20	—	10	40	—	—	—	—	—	20	—	10	80	—	—	—	—	—	20	—	пел > оо-пиз	О > сол	Ш > К	$к_2 > к_3$	мп > п
Б. Унтерлаусса, Дрейштеттен	20	—	10	20	10	2	3	—	5	20	—	10	75	—	10	—	—	—	15	—	оо-пиз > пел > > кон-пел	О > сол	Е > К > П	$к_3 > к_2 > к_1$	мп
Чехословакия																									
15. Мойтин	20	5	5	30	—	—	—	—	—	30	—	10	60	10	25	5	—	—	—	—	моб > кон-бр > > пел-моб	О	Ш > Е > К	$к_3 > к_2$	мп
16. Маркушовце, Дриеновец	20	—	10	30	—	—	—	—	—	30	—	10	70	10	20	—	—	—	—	—	моб > ар > кон	сол > хсл	К > Е	$к_2 > к_3 > к_1$	мп
СССР																									
17. Раховский массив	20	—	20	20	—	—	—	—	—	30	—	10	60	10	—	—	—	15	15	—	моб > пел-оо	сол	К > Е	$к_1 > к_3 > к_2$	мп
Румыния																									
18. Падуреа-Краюлуи	30	5	15	30	—	—	—	—	—	15	—	5	65	10	—	5	5	10	5	—	пел-оо > пел-ар > > пел·пелл	О	Е > П > Ш	$к_1 > к_3 > к_2$	мп > н
19. Южная Трансильвания																									
А. Соходол-Цимпени	20	—	20	20	—	—	—	—	—	20	10	10	60	—	—	—	—	20	20	—	моб > ар-моб > > кон-ар	О > сол	Е	$к_3 > к_2$	мп
Б. Хацег	20	—	20	15	—	—	—	5	—	30	—	10	100	—	—	—	—	—	—	—	пел-моб > ар-моб	О > сол	Е	$к_3 > к_2$	мп
Венгрия																									
20. Задунайское Среднегорье																									
А. Альшопере, Теш	10	5	5	40	5	—	—	—	—	30	—	5	80	5	10	—	—	—	5	—	моб-ар > оо-пиз--пел > кон	О	Е > К	$к_2 > к_3$	мп > п >

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %											
	Боксит	Бедный железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина
Б. Шюмег, Халимба, Падрагкут	30	—	10	20	10	5	—	—	—	20	1	4
В. Ихаркут, Баконьбель, Баконьяко	50	—	—	30	—	—	5	—	—	10	—	5
Г. Ньирад, Надьтаркань	50	5	10	20	—	—	—	—	—	10	1	4
Д. Сёц, Халимба — Маломвёльдь	25	5	10	35	—	—	—	—	—	20	—	5
Е. Айка, Кишлёд	30	2	10	33	—	—	—	—	—	20	—	5
Ж. Феньёфё, Дудар, Баконьослоп	40	5	5	25	—	—	—	—	—	20	—	5
З. Искасентдьёрдь	50	2	3	30	—	—	—	—	—	10	1	4
И. Гант	40	10	5	30	—	—	—	—	—	10	1	4
К. Надьедьхаза, Мань	30	—	20	25	10	—	—	—	—	10	—	5
Л. Нежа	15	10	5	30	—	—	—	—	—	30	—	10
М. Обарок, Уйбарок	20	—	5	25	—	—	—	—	—	30	—	20
Н. Эч, Надьважонь	10	—	—	30	—	—	—	—	—	30	—	30
21. Надьхаршань	20	20	2	28	—	—	—	—	—	25	—	5
Югославия												
22. Словения												
А. Подлипа, Боровница	30	1	10	40	—	—	—	—	2	12	—	5
Б. Горы Хрушица, Жужемберк	40	5	5	40	—	—	—	—	—	10	—	—
В. Виница, Метлика	35	—	5	30	—	—	—	—	—	20	—	10
Г. Надрт	20	40	—	35	—	—	—	—	—	5	—	—
Д. Козина	50	20	—	25	—	—	—	—	—	5	—	—
Е. Долина реки Савини	30	5	5	40	—	—	—	—	—	20	—	—
Ж. Велика-Планина	40	10	—	30	—	—	—	—	—	20	—	—
З. Бохинь	30	—	20	30	—	—	—	—	—	20	—	—
23. Истрия												
А. Ровинь, Врсар	20	—	5	50	—	—	—	—	—	25	—	—
Б. Средняя и Южная Истрия	45	5	20	25	—	—	—	—	—	5	—	—
24. Далмация, Босния и Герцеговина												
А. Плато Лика, Биела-Липа	25	—	10	15	—	—	—	—	5	25	—	20
Б. Книн, Маричи	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
В. Горы Грмеч, Босанска-Крупа (нижний мел)	30	—	10	40	—	—	—	—	—	20	—	—
Г. Огорье	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Д. Горы Грмеч, Босанска-Крупа (сенон)	60	10	10	15	—	—	—	—	—	5	—	—
Е. Яйце	75	5	5	10	—	—	—	—	—	5	—	—
Ж. Обровац, Новиград, Дрниш (палеоцен)	60	5	15	15	—	—	—	—	—	5	—	—
З. Имотски, Мостар (палеоцен)	70	5	10	10	—	—	—	—	—	5	—	—
И. Обровац, Новиград, Дрниш (эоцен)	75	5	5	10	—	—	—	—	—	5	—	—
К. Итомски, Мостар (эоцен)	75	2	5	15	—	—	—	—	—	3	—	—
Л. Яйце-Барачи	50	—	5	30	2	—	—	—	—	10	—	3
25. Черногория												
А. Горне-Поле, Селиони	50	15	5	20	—	—	—	—	—	10	—	—
Б. Горы Видуша	60	5	10	20	—	—	—	—	—	5	—	—
В. Никшичка-Жупа	63	2	10	20	—	—	—	—	—	5	—	—
Г. Драгаль	40	5	10	30	—	—	—	—	—	15	—	—
Д. Стара-Црна-Гора (Лешев-Ступ)	40	5	10	30	—	—	—	—	—	15	—	—
Е. Петровичи, Велимле, Црвена-Кита	30	10	10	10	10	—	20	—	—	10	—	—
Ж. Биела-Поляна	15	10	—	53	—	—	—	—	—	20	—	—
З. Приморский пояс (Улцинь)	60	—	5	25	—	—	—	—	—	10	—	—

Приложение 2 (продолжение)

Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
80	—	10	—	—	—	10	—	моб > моб-пел-оо > > кон	О > сол > > ссл	Е > К	$к_2 > к_1 > к_3$	мп > п
80	10	10	—	—	—	—	—	оо-пел-моб > пел--оо-пел > оо-пиз	О	Е	$к_1 > к_2$	р > мп
55	10	30	—	—	—	5	—	пел > моб > кон--бр(вал)	О	Е > К > Ф	$к_1 > к_2 > р$	п > мп
50	15	30	—	—	—	5	—	пел > моб-пел > > кон(вал)	О ≫ сол	Е > Ф > К	$к_1 > р > к_2$	п > мп
35	12	50	—	—	—	3	—	пел-моб > кон--пел > ар	О	Е > Ф	$к_1 > р$	п > н
70	—	30	—	—	—	—	—	моб > моб-ар > > моб-пел	О	Е > Ф	$к_1 > к_2 > р$	п > н
25	30	30	—	—	—	15	—	моб > моб-ар > > кон-моб	О	Е > Ф	$к_1 > к_2 > р$	п > н
20	40	30	5	—	3	2	—	кон-пел-моб > > аг-кон > пел	О > сол > > ссл	Е > Ш > Ф	$к_1 > к_2 > р$	п > н > мп
70	—	10	—	—	—	20	—	моб-ар > ар-кон > > моб-пел	О ≫ сол	Е	$к_2 > к_1 > р$	п > мп
60	15	20	5	—	—	—	—	кон > кон-бр > ар	О ≫ ссл	Е	$к_3 > к_4 > к_2$	мп > п > н
60	10	30	—	—	—	—	—	бр-кон > ар-моб	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
80	20	—	—	—	—	—	—	кон-пел > пел > > пел-пиз	О	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п > мп
50	10	30	5	—	5	—	—	ар-оо > моб-пел > ар	О	Е > Ш > П	$к_3 > к_2 > к_4$	мп
75	—	—	—	5	10	10	—	оо > оо-пиз > пел--оо > пел	сол > О	Ш > К	$к_4 > к_3$	мп
90	—	—	—	—	5	5	—	пел > пел-моб > > моб-пел	О	К > Ш	$к_3 > к_4$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	кон-пел > пел	О > хсл	К > Е	$к_1 > к_2$	п
—	100	—	—	—	—	—	—	оо > оо-моб	О	Е > Ш	$к_4 > к_3$	мп > ю
10	10	—	—	—	40	30	10	пел-оо > оо	О	Е > П	$к_4 > к_3$	мп > л
70	10	20	—	—	—	—	—	пел > пел-моб	О	К > Е	$к_3 > к_2$	мп > п
10	60	—	—	—	20	10	—	кон-моб > кон > > кон-пел	О	Е	$к_3 > к_2 > к_1$	п > л
40	20	30	10	—	—	—	—	пел-кол > пел	О	Е > К	$к_3 > к_4$	мп > п
70	—	30	—	—	—	—	—	ар-моб > ар-пел	О	К > Е	$к_2$	мп > п
50	20	20	—	—	—	10	—	оо-пел > пел	О	Е > Ф	$к_1 > к_2 > к_3$	мп > п
65	—	20	—	5	5	5	—	оо > оо-ап > пп > кр	О > сол/сл	Е > Ш > К	$к_3 > к_4$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
80	—	—	—	—	20	—	—	пис-оо > пел-моб	О	Е	$к_3 > к_4$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
40	30	20	—	—	—	10	—	оо > оо-моб-ар	О	К > П > Е	$к_4 > к_3$	мп
70	10	20	—	—	—	—	—	оо > оо-ар-кон > > ар-кон	О	П > Е	$к_3 > к_4$	мп
70	20	10	—	—	—	—	—	пел > пел-оо	О	Е	$к_3 > к_2$	мп
70	20	10	—	—	—	—	—	кон > пел > пелл	О	Е	$к_2 > к_1$	мп > п
70	10	20	—	—	—	—	—	пел > пел-пелл > > пел-ар > пиз	О > сол	Е > К	$к_2 > к_4 > к_3$	мп > п
60	10	30	—	—	—	—	—	пел-кон > пел	сол > О	Е	$к_2 > к_1$	мп > п
60	—	40	—	—	—	—	—	кон > кон-пел	О	К > Е	$к_2 > к_3 > к_1$	п > мп
75	—	—	15	—	—	10	—	оо-пиз > пел	О > сол	Е > П	$к_3 > к_4$	мп
80	20	—	—	—	—	—	—	оо-пиз > пел	О	Е	$к_3 > к_4$	мп
80	5	10	—	—	—	5	—	моб-пел > ар-кон > > ар-пел	О	К > П > Е	$к_3 > к_2$	мп > п
70	10	15	—	—	—	5	—	?	О	Е	$к_3$	мп
70	10	20	—	—	—	—	—	?	О	Е	$к_3$	мп
70	15	10	5	—	—	—	—	пел-пел > кон--пел > ар > аг	О	К > П > Е	$к_3 > к_2$	мп > ю
30	—	20	40	—	—	10	—	пел-пел > пел-кон	О	К > П > Е	$к_3 > к_2$	мп > с
20	80	—	—	—	—	—	—	кон-гум > оо-пиз > > гум	О	Е	$к_3 > к_2$	мп > ю

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %											
	Боксит	Белый железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина
26. Власеница	40	—	10	35	—	—	—	—	—	10	—	5
27. Гребничка-Планина	20	—	45	20	—	—	—	5	5	5	—	—
Болгария												
28. Трын	30	5	15	25	—	—	—	—	5	15	—	5
Албания												
29. Албания	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
А. Албанские Альпы	15	10	5	30	—	—	—	—	—	30	—	10
Б. Приморский хребет	5	5	—	40	—	—	—	—	—	40	—	10
В. Грамши												
Греция												
30. Средняя Греция	30	—	20	40	—	—	—	—	—	10	—	—
А. Аталанди, Калидромон, горы Геликон	40	10	10	30	—	—	—	—	—	10	—	—
Б. Остров Эвбея (нижний мальм)	60	2	13	20	—	—	—	—	—	5	—	—
В. Горы Парнас, Киона, Геликон (мальм)	70	5	10	10	—	—	—	—	—	5	—	—
Г. Горы Парнас, Киона, Геликон (турон)	40	—	40	15	—	—	—	—	—	5	—	—
Д. Остров Эвбея (нижний сенон)	40	—	—	10	10	5	—	—	—	40	—	20
31. Пелагонийский пояс	50	—	20	20	—	—	—	—	—	10	—	—
А. Остров Скопелос	30	—	—	50	—	—	10	—	—	10	—	—
Б. Волос	40	—	30	15	—	—	—	—	—	10	—	5
32. Вардарский пояс, полуостров Халкидики	55	5	10	20	—	—	—	—	—	10	—	—
33. Элеусис, Мандра, Мегара	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
34. Пояс Гаврово	50	—	10	30	—	—	—	—	—	10	—	—
А. Полуостров Пелопоннес	45	—	5	30	—	—	—	—	—	20	—	—
Б. Клокова	40	—	20	30	—	—	—	—	—	10	—	—
35. Острова Эгейского моря	20	—	10	40	—	—	—	—	—	20	—	—
А. Остров Аморгос	20	—	10	20	—	—	—	—	—	30	—	—
Б. Остров Самос	50	—	10	20	—	—	10	—	—	10	—	—
В. Остров Наксос	10	—	—	40	—	—	—	—	—	40	—	10
Турция												
36. Массив Мендерес	30	—	10	40	—	—	—	—	—	20	—	—
37. Западный Тавр	30	10	10	20	—	—	—	—	—	30	—	—
А. Аланья	50	—	10	20	—	—	10	—	—	10	—	—
Б. Аксеки, Сейдишехир, Шютлеген	10	—	—	40	—	—	—	—	—	40	—	10
В. Шютлеген (нижний эоцен)	20	10	10	20	—	—	—	5	5	30	—	30
38. Восточный Тавр	30	—	10	30	—	—	—	—	—	10	—	—
А. Адана, хребет Болкар, Саимбейли	10	—	10	10	—	—	—	20	40	10	—	—
Б. Кычик Корас, Себилкей	20	—	20	10	—	—	—	—	—	30	—	20
39. Паяс, Исляхие												
40. Зонгулдак												
СССР												
41. Крымский полуостров	25	—	5	35	5	—	30	—	—	30	—	—
Израиль												
42. Мактеш-Рамон	—	10	—	30	—	—	—	—	—	40	—	20
СССР												
43. Малый Кавказ, Джульфа	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?

Приложение 2 (продолжение)

Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
80	—	20	—	—	—	—	—	кон > пел > пел--ар > оо-пиз	О	Е > Ф	$к_1 > 1 > к_2$	п
90	—	—	—	10	—	—	—	пиз-оо > пел	О	Е > К	$к_3 > к_1$	мп
75	20	5	—	—	—	—	—	оо > оо-пиз > пел	О	Е > К	$к_3 > к_2 > к_1$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	пел-оо-пиз	?	?	?	?
50	25	15	—	—	—	10	—	кон > пел-кон > > пел-ар > пиз	О ≫ сол	Е > Ш > К	$к_2 > к_1 > к_3$	мп > п
40	30	30	—	—	—	—	—	пиз > пиз-оо	О	Е	$к_2 > к_3$	мп > п
50	20	—	—	10	10	10	—	ар-пелл-пел > > кон-ар-пел	О > сол	Е > Ш	$к_4$	мп
70	20	—	—	—	—	10	—	пиз-оо > пиз > бр	О	Е	$к_4$	мп
85	10	—	—	—	2	3	—	пел-мз > пел-мз	О	П > Ш > К	$к_4 > к_3$	мп
40	30	15	—	—	5	10	—	оо-пиз > оо-пиз--ар > ар-кон	О > сол	Е > Ш > К	$к_4 > к_3$	мп > н
80	—	20	—	—	—	—	—	оо-пиз > бр-кон	О	Е > Ш > К	$к_4 > к_3$	мп
55	10	5	—	—	—	30	—	пел > пел-пелл > > кон	О	Е > К	$к_4 > к_3$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	?	О	Е	$к_4$	мп
30	—	—	—	50	20	—	—	кр	О	Е	$к_4$	мп
80	—	20	—	—	—	—	—	пел-мз > оо-пиз > > ар-пел	О > сол	П > Ш > Е	$к_4 > к_3 > к_2$	мп
20	40	—	—	—	20	20	—	кон > пиз-бор > > ар-пел	О > сол	Е	$к_4 > к_3$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	О > сол	?	?	?
95	5	—	—	—	—	—	—	ар-кр > пел > кр	О	Е > К	$к_4$	мп
10	—	30	—	—	—	60	—	пел-ар-кр > плз-кр	сол > сла	П > К > Е	$к_4 > к_2$	мп
—	—	—	—	—	—	70	30	гбл > лбл > пбл	О > сла	Е > К > Ш	$к_5$	мп
20	—	10	—	20	—	40	10	пиз-пел-сг > гбл > > лбл > пбл	О > сла > > сол	Е > К > Ш	$к_5 > к_4$	мп
20	—	10	—	20	—	40	10	кон-ар > оо > пиз	О > сол	Е > К > Ш	$к_4 > к_5$	мп
60	10	10	—	10	—	10	—	мз-пел > ар-пел > > оо-пел	О > сол > > ссл	П > К > Е	$к_3 > к_2$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
20	—	10	—	20	—	40	10	кон-ар > оо > > пиз > гбл	О > сол > > сла	Е > К > Ш	$к_4 > к_5$	мп > н > ю
70	—	30	—	—	—	—	—	ар-кон > оо-пиз > > мз-кр	О	П > К > Е	$к_3 > к_4$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	ар > ар-кон > моб	О	К > Е	$к_4 > к_3$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	пел-пиз	О	Е > Ф	р > $к_3$	п > мп
100	—	—	—	—	—	—	—	пиз-бор > пиз-бор > > пел >пиз-пел	О	Е	$к_3$	мп
35	10	40	10	—	5	—	—	оо-бор > оо-пел > > пел	О	К > Е	$к_2 > к_1$	мп > п
?	?	?	?	?	?	?	?	пиз	?	?	?	?

Приложение 2 (продолжение)

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %												Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
	Боксит	Бедный железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известкована брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина	Красный, лиловый, розовый	Желтый, желтовато-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
Иран																									
44. Бокан	10	5	15	5	5	—	—	—	10	30	—	20	30	—	10	5	20	25	10	—	пиз-оо > мз-пел	О	Е	$к_3 > к_4$	мп
45. Горы Эльбурс																									
А. Джаджерм (пермь — триас)	5	—	5	10	—	—	—	—	—	40	—	40	30	—	—	—	50	10	10	—	пиз-оо > мз-пел	О	Е	$к_3 > к_4$	мп
Б. Джаджерм (верхний триас)	15	5	10	20	—	—	—	—	—	20	—	30	20	—	—	5	50	5	20	—	пиз-оо > мз-пел	О	Е	$к_3 > к_4$	мп
46. Среднеиранское нагорье																									
А. Йезд	10	—	40	20	—	—	—	—	—	20	—	10	50	—	—	—	30	—	20	—	пиз > пиз-оо	О > сол	Е	$к_3 > к_4$	мп
Б. Керман	—	—	20	30	—	—	—	10	10	20	—	10	90	—	—	—	10	—	—	—	мз > мз-пел	О	Е > Ш > К	$к_3 > к_4$	мп
47. Горы Загрос																									
А. Дополан, Дораг	5	20	—	25	—	—	—	—	—	40	—	10	20	20	—	10	—	—	50	—	кон-бр > ар-моб > > пиз-оо	О > сол	Е	$к_4 > к_3$	мп
Б. Бехбехан (Сар-э-Фариаб)	20	10	—	30	5	—	—	—	—	30	—	5	60	10	—	—	20	—	10	—	пиз-оо > пиз > > оо-ар	О > сол	Е	$к_3$	мп > н
В. Шираз (Дариуш-Дам)	25	—	5	40	5	—	—	—	—	20	—	5	80	—	—	—	20	—	—	—	пиз-оо > пиз-моб > > пиз-ар	О	Е	$к_4 > к_3$	мп
Афганистан																									
48. Кандахар	—	—	20	40	—	—	—	—	20	20	—	—	50	—	—	—	10	40	—	—	бор-ар > бор-пиз-ар	О	Е > К	$к_4 > к_3$	мп
СССР																									
49. Центральный Памир	20	—	10	30	—	—	—	—	10	30	—	—	40	—	—	—	10	20	30	—	оо-ар > бор-пиз-ар	сол > хсл	Е > К	$к_3 > к_4$	мп
Пакистан																									
50. Горы Гиндукуш																									
51. Северо-Восточный Пакистан																									
А. Соляной хребет, Саргодха	—	15	—	30	5	—	—	—	—	30	—	20	30	30	20	10	—	10	—	—	оо-пиз > пел	О	Е > Ф	$к_2 > к_1$	п > мп
Б. Кэмпбелпур	15	5	—	30	—	—	—	—	—	30	10	10	50	10	10	20	—	—	5	5	пиз	?	?	?	?
Индия																									
52. Джамму, Кашмир	10	10	—	40	—	—	—	—	—	30	—	10	—	30	—	10	—	—	60	—	пиз-оо > пел-оо > > пиз-боб	О	Е	$к_4 > к_3 > к_2$	мп
Острова Тихого океана																									
53. Филиппинские острова, остров Самар													100	—	—	—	—	—	—	—	пел > пел-пиз	О	Ф	т	п
54. Соломоновы острова																									
А. Остров Вагина и другие острова													100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф	т	п
Б. Остров Реннелл	90	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф	т	п
55. Острова Луайоте																									
А. Остров Лифу	40	—	20	—	40	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф	т	п
Б. Остров Маре	40	—	10	—	50	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	пел-мз-моб > пел-оо	О	Е	$к_3$	мп
56. Острова Фиджи и Тонга																									
А. Острова Лау	50	—	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	30	20	35	5	ар-мз > ар-оо- -пел > кон	сол > О > > хсл	К > Е	$к_4 > к_3 > к_1$	мп
Б. Остров Ниуэ	50	—	30	—	20	—	—	—	—	—	—	—	45	10	10	—	10	5	20	—	ар-мз > ар-оо- -пел > пел	О	К > Е > Ф	$к_4 > к_1 > к_3$	мп > р
Кампучия																									
57. Сисопхон, Баттамбанг	20	—	—	30	—	—	—	—	10	20	—	20	10	—	—	—	30	20	35	5	мз > кр > ар-пел > > кон	сол > О > > хсл	Е > К	$к_4 > к_5 > к_3$	мп
Вьетнам																									
58. Северо-Восточный Вьетнам																									
А. Район Лангшон (верхняя пермь)	20	—	25	20	5	—	—	5	5	20	—	—	40	10	—	—	15	10	20	—	мз > кр > ар-пел > > пел	О	Е > К > Ф	$к_4 > к_5 > к_1$	мп > п
Б. Район Лангшон (неоген)	5	—	25	10	—	—	—	5	5	40	—	10	—	—	—	—	—	20	70	10	ар-моб > оо-пиз > кр	сол	Е	$к_4 > к_3$	мп
В. Райсн Каобанг (верхняя пермь)	20	—	30	20	—	—	—	5	5	20	—	—	—	—	—	—	10	10	70	10	моб-мз > оо-пиз-кр	сол	Е > Ф	$к_3 > к_1 > к_4$	мп > п
Г. Райсн Касбанг (неоген)	5	—	25	10	—	—	—	5	5	40	—	10	—	—	—	—	10	10	70	10	моб-мз > оо-пиз-кр	сол	Е > Ф	$к_3 > к_1 > к_4$	мп > п
Китай																									
59. Провинция Юньнань, Куньмин	15	5	10	20	—	—	—	5	15	10	10	10													
60. Провинция Гуйчжоу																									
А. Квейянг (карбон)	20	10	10	20	—	—	—	5	5	10	10	10													
Б. Квейянг (пермь)	10	10	10	25	—	—	—	10	5	10	10	10													

Приложение 2 (продолжение)

Бокситоносный район, месторождение боксита	Средняя частота встречаемости типа боксита, %											
	Боксит	Бедный железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина
61. Провинция Хэнань, район Гун	10	20	—	20	—	—	—	10	10	10	10	10
62. Провинция Шаньдун, Нантинг, Посон	20	5	5	20	—	—	—	5	15	10	10	10
63. Провинция Ляонин, Пеншиху	20	5	5	20	—	—	—	5	15	10	10	10
СССР												
64. Горы Сихотэ-Алинь	10	—	—	50	—	—	—	—	—	40	—	—
65. Восточный Саян, Боксонское месторождение	10	—	10	40	—	—	—	—	5	30	—	5
66. Чадобецкий бокситоносный район	10	—	20	20	—	—	—	5	10	20	—	15
67. Енисейский кряж												
А. Приангарская группа	10	—	20	20	—	—	—	5	5	20	—	20
Б. Ивановская группа	5	—	20	20	—	—	—	10	10	20	—	15
В. Татарская группа	5	—	15	15	—	—	—	15	15	20	5	10
Г. Сулакшинская группа	5	—	15	15	—	—	—	15	15	20	—	15
68. Алтае-Саянский бокситоносный район												
А. Кузнецкий Алатау, Горная Шория	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Б. Бердское, Обуховское	20	—	—	30	10	10	5	—	—	20	5	—
Б. Салаирское, Барзасское	10	—	10	15	—	—	—	5	5	25	5	25
69. Средняя Азия												
А. Букантау, Тамдытау, Нуратау	20	—	20	25	—	—	5	—	—	25	—	5
Б. Туркестанский и Алайский хребты	20	—	20	25	—	—	5	—	—	25	—	5
В. Южная Фергана	15	5	—	30	—	—	—	—	—	30	—	20
Г. Чимкентское месторождение (нижний триас)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Д. Северная Фергана	10	—	10	25	—	—	—	10	5	20	—	20
Е. Кансайское месторождение	10	—	15	30	—	—	—	—	—	25	—	20
Ж. Причимкентская группа месторождений (валанжин)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
70. Центральный Казахстан												
А. Целиноградское месторождение	—	—	—	20	50	10	—	—	—	20	—	—
Б. Целиноградская, Экибастузская группы	10	—	5	30	—	—	—	5	5	30	—	15
В. Аркалыкская группа	15	5	5	30	—	—	—	5	5	20	5	10
71. Тургайский прогиб												
А. Наурзумское	10	5	5	20	—	—	—	5	5	30	—	20
Б. Западно-Тургайская группа	15	5	5	25	—	—	—	5	5	20	5	15
В. Мугоджарское	10	5	5	20	—	—	—	—	—	30	10	20
72. Южный Урал												
А. Новопристанская группа месторождений	20	5	5	30	—	—	5	—	—	20	5	10
Б. Орская, Магнитогорская группы	15	—	5	30	—	—	—	—	—	30	—	20
В. Челябинская группа	10	—	10	20	—	—	—	5	5	30	—	20
73. Средний Урал												
А. Нижнесергинское, Пашинское	25	5	5	25	10	—	5	—	—	20	—	5
Б. Косиковское	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
В. Каменск-Уральская группа	5	—	20	30	—	—	—	5	5	20	—	15
Г. Алапаевская группа	20	5	5	20	—	—	—	—	—	30	—	20

Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
—	—	—	—	10	10	70	10	ар-моб > ар-кон > > ар-кр	сол > сла	Е	$к_4 > к_3$	мп
—	—	—	—	—	30	70	—	ар-кон > низ > > мз-кр	сол > хсл	Е	$к_4 > к_3$	мп
—	—	—	—	—	—	100	—	ар-кон > низ > > мз-кр	сол > хсл	Е	$к_4 > к_3$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	низ	О	Е	$к_2$	мп
80	—	—	—	—	10	5	5	бр-ар > моб > моб-оо	сол > хсл	Е > К > Ш	$к_4 > к_3$	мп
75	10	10	5	—	—	—	—	низ-кон > низ-пел--ар > кон-ар	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
100	—	—	—	—	—	—	—	низ-пел > низ > > пел-ар > ар	сол > О	Е > Ф	$к_1 > к_2 > р$	п > мп
100	—	—	—	—	—	—	—	низ-пел > низ > > пел-ар > ар	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
90	—	—	—	—	—	5	5	низ-пел > ар-кон-бр	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
100	—	—	—	—	—	—	—	низ-пел > ар-кон	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
—	—	—	—	—	50	40	10	оо > оо-моб	хсл > ссл > > ксл	Е	$к_4 > к_5$	мп
70	5	—	—	—	—	20	5	низ > низ-пел > > моб-пел	О	Е > Ф > К	$к_1 > р > к_2$	п > мп
40	—	20	—	—	20	20	—	ар-пел > ар-моб > > гбл > кз	О > хсл > > ссл	Е	$к_3 > к_4 > к_5$	мп
40	—	20	—	—	20	20	—	ар-моб > пел-ар > > оо-пел > гол	хсл > ссл	Е	$к_3 > к_4 > к_5$	мп
50	—	—	—	—	45	5	—	бр > бр-аг > ар--пел > оо	О > сол	Е	$к_3 > к_4 > к_5$	мп
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
60	20	—	—	—	20	—	—	пел-низ	О > сол	Е	$к_2 > к_3 > к_1$	мп
100	—	—	—	—	—	—	—	оо	О	Е	$к_1$	мп > п
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
100	—	—	—	—	—	—	—	ар > моб	О	Е	$к_4 > к_5$	мп
70	10	20	—	—	—	—	—	моб-оо > пел-ар > > низ > пел	О	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п > мп
40	20	20	15	—	—	5	—	моб-пел > пел-ар > > пит > бор	О > сол	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п > н > ю
50	10	20	—	—	—	20	—	моб-пел > низ-пел	О	Е > Ф	$к_1 > р > к_2$	п > мп
60	20	15	—	—	—	—	5	моб-ар > низ-ар > > низ > бор > кон	О > сол > > ссл	Е > Ф	$к_1 > к_3 > к_2$	п > мп > н
60	—	30	—	—	—	5	5	моб-низ > ар-пел > > низ-пел	О > сол	Ф > Е	$р > к_1 > к_2$	п > мп
65	—	10	—	5	5	10	5	ар-моб > низ-оо > > низ-бор	сол > О > > хсл	Е > К > Ш	$к_3 > к_4 > к_2$	мп > п > н
75	20	—	—	—	—	5	—	низ-пел > моб-ар	О > сол	Ф > Е	$р > к_1 > к_2$	п > н > ю
100	—	—	—	—	—	—	—	моб-ар > ар-пел	О	Ф > Е	$р > к_1 > к_2$	п
50	—	—	—	10	20	20	—	ар-пел > ар-моб	сол	Е	$к_3 > к_4 > к_2$	мп > п
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
100	—	—	—	—	—	—	—	моб-ар > ар-пел	О	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п
85	—	—	5	—	—	10	—	моб-пел > низ-бор	О > сол	Ф > Е	$к_1 > р > к_2$	п > мп

Бокситоносный район, месторождение бокситa	Средняя частота встречаемости типа боксита, %											
	Бокситы	Белый железом боксит	Богатый железом боксит	Глинистый боксит	Известковый, доломитовый боксит	Бокситовый известняк, доломит	Бокситовая известковая брекчия	Бокситовая железная руда	Глинистая бокситовая железная руда	Бокситовая глина	Угольная бокситовая глина	Бокситообразная глина
74. Северный Урал												
А. Субровская группа	30	5	10	15	5	5	5	3	2	10	5	5
Б. Богословское	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
В. Полярноуральская группа	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Г. Волчанское	15	5	5	30	—	—	—	—	—	35	—	10
75. Полуостров Таймыр	—	—	—	10	—	20	—	—	10	50	—	10
76. Тиманский бокситоносный район												
А. Среднетиманская группа												
Б. Тобысская, Кедвинская группы	5	5	—	40	—	—	—	—	10	20	—	20
В. Южно-Тиманское	5	20	—	25	5	—	—	—	—	20	5	20
77. Тульско-Рязанский бокситоносный район	—	20	—	40	—	—	—	—	—	40	—	—
Карибский бассейн												
78. Остров Пуэрто-Рико	—	—	—	20	—	—	—	—	—	50	—	30
79. Остров Доминика, Сьерра-де-Бауруко	60	—	5	25	—	—	—	—	—	10	—	—
80. Остров Гаити, плато Рошелоа	60	—	5	25	—	—	—	—	—	10	—	—
81. Остров Ямайка												
А. Плато Сент-Энн	70	—	—	20	—	—	—	—	—	10	—	—
Б. Кокпит-Кантри	80	—	—	15	—	—	—	—	—	5	—	—
В. Эссекс-Валли	60	5	—	13	—	—	2	—	—	20	—	—
Г. Плато-Манчестер	70	—	—	20	—	—	—	—	—	10	—	—
Д. Плато-Кларендон	70	—	—	20	—	—	—	—	—	10	—	—
Е. Сент-Кетрин-Перриш	60	—	—	30	—	—	—	—	—	10	—	—
82. Острова Кайман	—	—	—	10	—	—	—	—	—	90	—	—
83. Багамские острова	—	—	—	30	—	—	—	—	—	70	—	—
США												
84. Миссури, Гасконейд-Каунти	—	20	—	30	—	—	—	—	—	30	—	20
85. Западный край Прибрежной Равнины	—	5	—	20	—	—	—	—	—	45	—	30
86. Юго-восточный край Прибрежной Равнины	3	20	2	25	—	—	—	—	—	30	—	20
87. Провинция Долин и Хребтов, юго-западная часть	5	15	3	25	—	—	—	—	—	30	2	20
88. Провинция Долин и Хребтов, северо-восточная часть	2	10	—	28	—	—	—	—	—	30	—	30

Структуры

аг — агломератовая
ар — аренитовая
боб — бобовая
бр — брекчиевая
пелл — пеллетовая
(вал) — разбросанные бокситовые валуны
зер — зернистая
кон — конгломератовая
кол — колломорфная
кр — кристаллическая зернистая
мз — микрозернистая
моб — микрообломочная
оо — ооидная
пел — пелитовая
пиз — пизолитовая
пп — псевдопорфировая
сп — спастоидная
Для метаморфизованных бокситов:
гбл — гранобластовая
(б) — лепидобластовая
пбл — порфиробластовая

Слоистость

О — неслоистый боксит
сол — слабая
хсл — хорошая
ксл — косая
ссл — градационная (сортированная)
сла — сланцеватость

Приложение 2 (продолжение)

Частота встречаемости окраски боксита, %								Структура боксита (в порядке частоты)	Слоистость залежей	Излом	Твердость	Пористость
Красный, лиловый, розовый	Желтый, желто-коричневый	Пестрый	Белый	Темно-коричневый	Зеленый	Серый	Черный					
50	10	5	—	5	10	15	5	ар > ар-кон > > моб > кон > мз	сол>хсл> > ссл	Е > К > Ш	$к_3 > к_4 > к_2$	мп > н > с
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
—	—	—	—	—	40	30	30	?	?	?	?	?
40	—	10	—	—	25	25	—	пиз-ар > ар > > моб > ар-кон	О > сол	Е	$к_2 > к_1 >$ $> р > к_3$	мп > п
30	30	—	—	—	30	10	—	пел > мз > оо-пиз	сол > хсл	К > Е > Ф	$к_3 > к_2 > к_1$	мп > п
15	10	—	5	—	—	70	—	пел > мз > оо-пиз > аг > бр	сол > О	Е	$к_2 > к_1 > к_3$	мп > п > н
80	—	20	—	—	—	—	—	аг > пел > мз	сол > О	Е	$к_2 > к_1$	мп > п
—	10	—	60	—	—	30	—	пел-кр > пел	О	Ф	$р > к_1$	п > н
70	30	—	—	—	—	—	—	аг-пел	О	Е > К > Ф	$к_1 > р$	п
100	—	—	—	—	—	—	—	пел > пел-пиз > > пел-оо	О	Ф > Е	$р > к_1$	п > н
70	30	—	—	—	—	—	—	пел > пел-пис-оо	О	Ф > Е	$р > к_1$	н
70	30	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф > Е	$р > к_1$	п
100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О > ссл	Ф > Е	$р > к_1$	п
60	30	5	5	—	—	—	—	пел > пелл	О	Ф > Е	$к_1 > р$	п
80	20	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф > Е	$р > к_1$	п
80	20	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф > Е	$р > к_1$	п
80	20	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф > Е	$р > к_1$	п
100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф > Е	р	п
100	—	—	—	—	—	—	—	пел	О	Ф	р	п
15	—	5	60	—	—	20	—	оо > оо-мз > пел	О > хсл > > сол	Е > К	$к_4 > к_3 > к_2$	мп > п > н
25	35	—	40	—	—	—	—	пиз-оо-боб > пел	О	Е	$к_1 > р$	п > н
10	30	—	40	—	—	20	—	пиз-оо-боб > пел-пиз > пел	О	Е	$к_1 > р > к_2$	п > н > с
10	25	15	30	—	—	20	—	пиз-оо-боб > пел > > кон	О > сол	Е	$к_1 > к_2 > к_3$	п > н > с
—	30	—	40	—	—	30	—	пиз-оо-боб > пел	О	Е	$к_1 > к_2 > к_3$	п > н > с

Излом

Е — неровный
Ф — землистый
К — раковистый
Л — листоватый (пластинчатый)
П — параллелепипедальный
Ш — ровный

Твердость

т — грунтоподобный несвязанный
р — рыхлый
$к_1$ — незначительной твердости
$к_2$ — средней твердости
$к_3$ — твердый
$к_4$ — очень твердый
$к_5$ — корундовой твердости

Пористость

мп — микропористый
п — пористый
н — ноздреватый
с — губчатый
ю — полостной
тр — трубчато-полостной

Частота встречаемости парагенезисов минералов алюминия в месторождениях бокситa (в %)

Бокситоносный район, месторождения боксита	Гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Гиббсит-бёмит-диаспоровый	Гиббсит-корундовый	Бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый	Диаспор-корундовый	Корундовый
Португалия									
1. Андоринья	—	100	—	—	—	—	—	—	—
Испания									
2. Кордильера Бетико	10	80	—	—	10	—	—	—	—
3. Каталония									
А. Маэстразго	—	—	80	—	—	—	20	—	—
Б. Массив Эбро	—	—	—	—	100	—	—	—	—
4. Пиренеи	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Франция									
5. Пиренеи									
А. Арьеж	—	5	—	—	5	60	30	—	—
Б. Сен-Поль-де-Фенуйе	—	—	—	—	—	—	100	—	—
6. Лангедок									
А. Казуль, Сень-Шиньян	15	70	5	—	10	—	—	—	—
Б. Бедарьё	—	—	—	—	100	—	—	—	—
В. Бассейн Вильвейрак	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Г. Ла-Буасьер	—	100	—	—	—	—	—	—	—
7. Прованс									
А. Горы Альпий	—	40	—	—	60	—	—	—	—
Б. Ревест, Алло	—	—	—	—	100	—	—	—	—
В. Бриньоль	—	20	—	—	80	—	—	—	—
Г. О-Вар	10	80	—	—	10	—	—	—	—
8. Массив Вануаз	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Швейцария									
9. Древенёз	—	—	—	—	—	100	—	—	—
Италия									
10. Нурра, о. Сардиния	—	—	—	—	100	—	—	—	—
11. Средняя Италия									
А. Горы Абруцци	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Кампания	—	—	—	—	100	—	—	—	—
12. Апулия									
А. Сан-Джованни-Ротондо	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Спинаццола	—	—	—	—	100	—	—	—	—
13. Терра-д'Отранто	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Австрия									
14. Восточные Альпы									
А. Тироль, Зальцбург	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Унтерлаусса, Дрейштеттен	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чехословакия									
15. Мойтин	—	30	—	—	70	—	—	—	—
16. Маркушовце, Дриеновец	—	40	—	—	60	—	—	—	—
СССР									
17. Раховский массив	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Румыния									
18. Падуреа-Краюлуи	—	—	—	—	15	15	65	5	—
19. Южная Трансильвания									
А. Сохodол-Цимпени	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Хацег	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Венгрия									
20. Задунайское Среднегорье									
А. Альшопере, Теш	—	40	—	—	60	—	—	—	—
Б. Шюмег, Халимба, Падрагкут	—	10	—	—	90	—	—	—	—
В. Ихаркут, Баконьбель, Баконьяко	—	60	—	—	40	—	—	—	—
Г. Ньирад, Надьтаркань	—	30	—	—	70	—	—	—	—
Д. Сёц, Халимба — Маломвёльдь	40	60	—	—	—	—	—	—	—
Е. Айка, Кишлёд	10	80	—	—	10	—	—	—	—
Ж. Феньёфё, Дудар, Баконьослоп	20	60	—	—	20	—	—	—	—
З. Искасентдьёрдь	10	70	—	—	20	—	—	—	—
И. Гант	—	70	—	—	30	—	—	—	—
К. Надьедьхаза, Мань	—	10	—	—	90	—	—	—	—
Л. Нежа	—	—	—	—	—	—	100	—	—
М. Обарок, Уйбарок	30	60	—	—	10	—	—	—	—
Н. Эч, Надьважонь	30	50	—	—	20	—	—	—	—
21. Надьхаршань	—	—	—	—	40	50	10	—	—
Югославия									
22. Словения									
А. Подлипа, Боровница	—	—	—	—	90	10	—	—	—
Б. Горы Хрушица, Жужемберк	—	—	—	—	100	—	—	—	—
В. Виница, Метлика	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Г. Надрт	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Д. Козина	—	—	—	—	60	30	10	—	—
Е. Долина реки Савини	—	—	—	—	50	50	—	—	—
Ж. Велика-Планина	—	—	—	—	—	—	100	—	—
З. Бохинь	—	100	—	—	—	—	—	—	—
23. Истрия									
А. Ровинь, Врсар	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Средняя и Южная Истрия	20	50	—	—	30	—	—	—	—
24. Далмация, Босния и Герцеговина	—	—	—	—	10	60	30	—	—
А. Плато Лика, Биела-Липа	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Б. Книн, Миричи	—	—	—	—	100	—	—	—	—
В. Горы Грмеч, Босанска-Крупа (нижний мел)	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Г. Огорье	—	—	—	—	80	20	—	—	—
Д. Горы Грмеч, Босанска-Крупа (сенон)	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Е. Яйце	—	100	—	—	—	—	—	—	—
Ж. Обровац, Новиград, Дриш (палеоцен)									

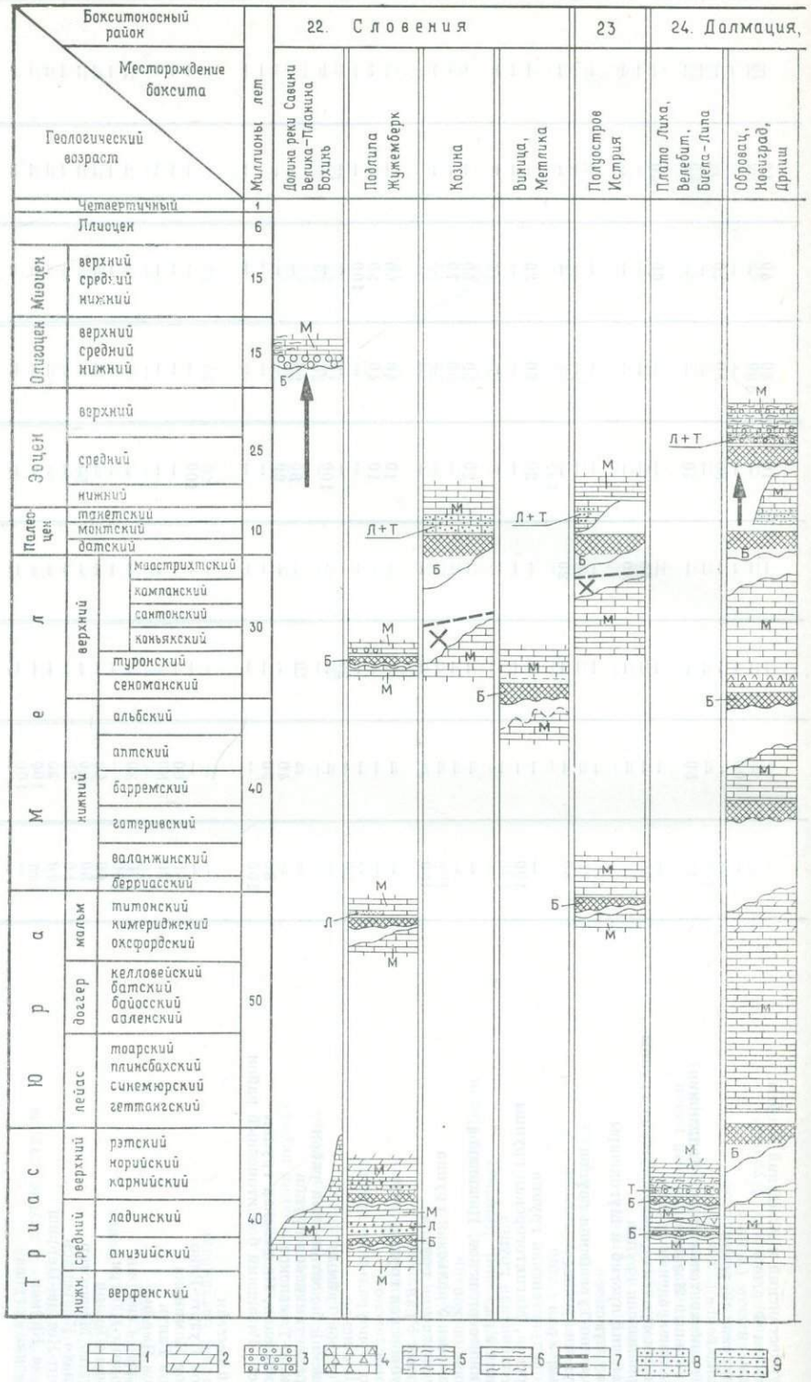
Приложение 3 (продолжение)

Бокситоносный район, месторождения бокситa	Гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Гиббсит-бёмит-диаспоровый	Гиббсит-корундовый	Бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый	Диаспор-корундовый	Корундовый
З. Имотски, Мостар (палеоцен)	—	70	—	—	30	—	—	—	—
И. Обровац, Новиград, Дрниш (эоцен)	40	60	—	—	—	—	—	—	—
К. Имотски, Мостар (эоцен)	10	90	—	—	—	—	—	—	—
Л. Яйце-Барачи	10	90	—	—	—	—	—	—	—
25. Черногория									
А. Горне-Поле, Селиони	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Б. Горы Видуша	—	—	—	—	100	—	—	—	—
В. Никшичка-Жупа	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Г. Драгаль	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Д. Стара-Црна-Гора (Лешев-Ступ)	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Е. Петровичи, Велимле, Црвена-Кита	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Ж. Биела-Поляна	—	40	—	—	60	—	—	—	—
З. Приморский пояс, Улцинь	—	—	—	—	100	—	—	—	—
26. Власеница	—	—	—	—	100	—	—	—	—
27. Гребничка-Планина	—	—	—	—	10	30	60	—	—
Болгария									
28. Трын	—	10	—	—	90	—	—	—	—
Албания									
29. Албания									
А. Албанские Альпы	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Б. Приморский хребет	—	40	—	—	60	—	—	—	—
В. Грамши	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Греция									
30. Средняя Греция									
А. Аталанди, Калидромон, горы Геликон	—	—	—	—	30	70	—	—	—
Б. Остров Эвбея (нижний мальм)	—	—	—	—	—	—	100	—	—
В. Горы Парнас, Киона, Геликон (мальм)	—	—	—	—	60	40	—	—	—
Г. Горы Парнас, Киона, Геликон (турон)	—	—	—	—	20	40	40	—	—
Д. Остров Эвбея (нижний сенон)	—	—	—	—	—	—	100	—	—
31. Пелагонийский пояс									
А. Остров Сконелос	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Б. Волос	?	?	?	?	?	?	?	?	?
32. Вардарский пояс									
Полуостров Халкидики	—	—	—	—	—	—	100	—	—
33. Элеусис, Мандра, Мегара	—	—	—	—	60	35	5	—	—
34. Пояс Говрово									
А. Полуостров Пелопоннес	—	30	30	—	20	—	20	—	—
Б. Клокова	—	—	—	—	—	10	90	—	—
35. Острова Эгейского моря									
А. Остров Аморгос	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Б. Остров Самос	—	—	—	—	—	—	100	—	—
В. Остров Наксос	—	—	—	—	—	—	—	—	100

Турция									
36. Массив Мендерес	—	—	—	—	—	—	40	30	30
37. Западный Тавр									
А. Аланья	—	—	—	—	—	—	80	20	—
Б. Аксеки, Сейдишехир	—	—	—	—	90	10	—	—	—
В. Шютлеген	?	?	?	?	?	?	?	?	?
38. Восточный Тавр									
А. Адана, хребет Болкар, Саимбейли	—	—	—	—	—	—	60	40	—
Б. Кычик, Корас, Себилкей	—	—	—	—	70	20	10	—	—
39. Паяс, Исляхие	—	—	—	—	—	10	90	—	—
40. Зонгулдак	—	—	—	—	—	100	—	—	—
СССР									
41. Крымский полуостров, горы Басман-Кермен	—	—	—	—	20	80	—	—	—
Израиль									
42. Мактеш-Рамон	—	—	—	—	—	100	—	—	—
СССР									
43. Малый Кавказ, Джульфа	—	—	—	—	—	50	50	—	—
Иран									
44. Бокан	—	—	—	—	—	—	100	—	—
45. Горы Эльбурс									
А. Джаджерм (пермь — триас)	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Б. Джаджерм (верхний триас)	—	—	—	—	—	—	100	—	—
46. Среднеиранское нагорье									
А. Йезд	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Б. Керман	—	—	—	—	20	60	20	—	—
47. Горы Загрос									
А. Дополан, Дораг	—	—	—	—	20	40	40	—	—
Б. Бехбехан (Сар-э-Фариаб)	—	—	—	—	90	10	—	—	—
В. Шираз (Дариуш-Дам)	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Афганистан									
48. Кандахар	—	—	—	—	—	—	100	—	—
СССР									
49. Центральный Памир	—	—	—	—	—	—	70	30	—
Пакистан									
50. Горы Гиндукуш	—	—	—	—	—	100	—	—	—
51. Северо-Восточный Пакистан									
А. Соляной хребет, Саргодха	—	10	—	—	90	—	—	—	—
Б. Кэмпбелпур	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Индия									
52. Джамму, Кашмир	—	—	—	—	40	50	10	—	—
Острова Тихого океана									
53. Филиппинские острова, остров Самар	70	30	—	—	—	—	—	—	—

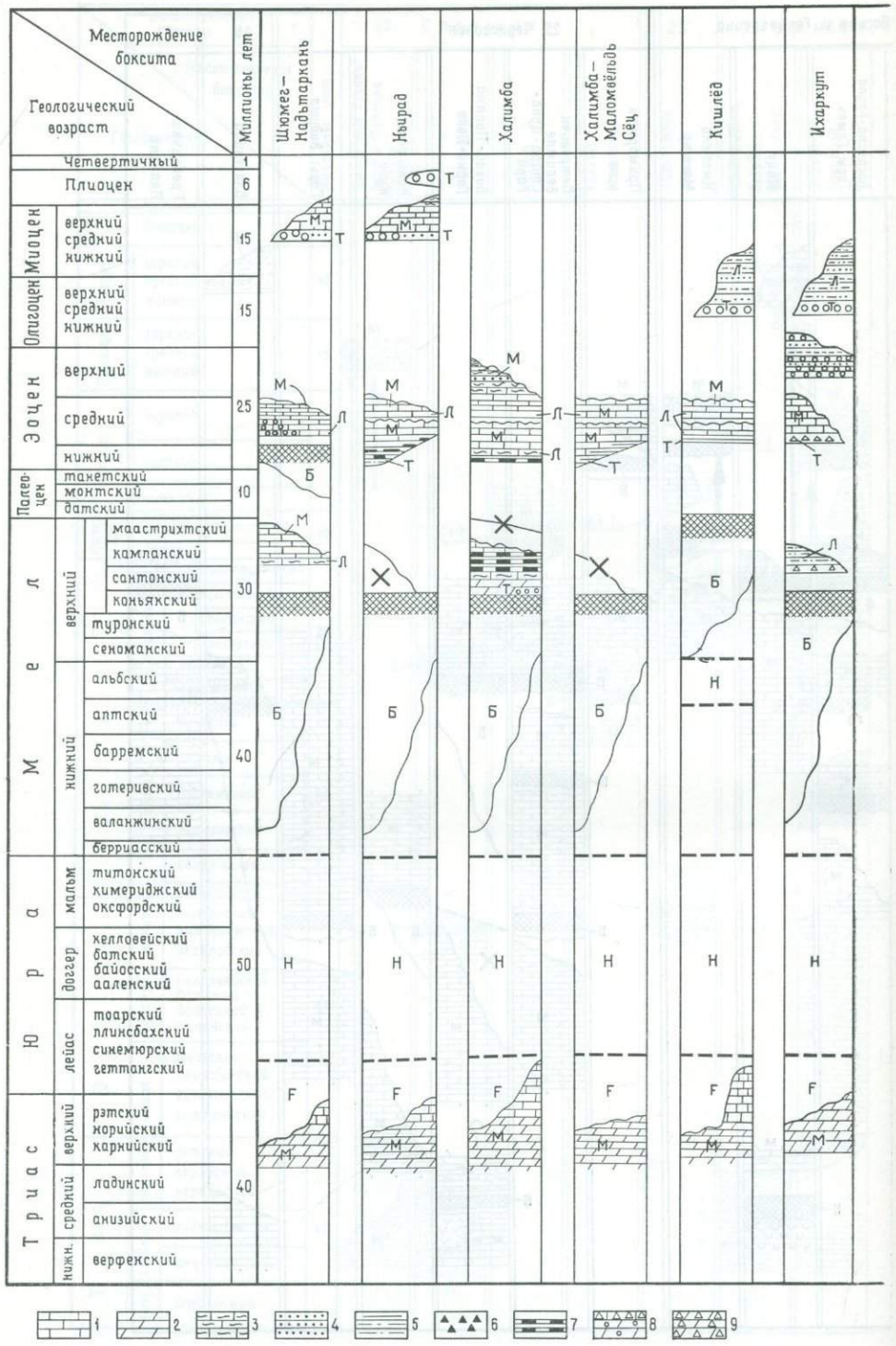
Приложение 3 (продолжение)

Бокситоносный район, месторождения боксита	Гиббситовый	Гиббсит-бёмитовый	Гиббсит-бёмит-диаспоровый	Гиббсит-корундовый	Бёмитовый	Бёмит-диаспоровый	Диаспоровый	Диаспор-корундовый	Корундовый
54. Соломоновы острова									
А. Остров Вагина и другие острова	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Б. Остров Реннелл	100	—	—	—	—	—	—	—	—
55. Острова Луайоте									
А. Остров Лифу	—	80	—	—	20	—	—	—	—
Б. Остров Маре	10	90	—	—	—	—	—	—	—
56. Острова Фиджи и Тонга									
А. Острова Лау	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Б. Остров Ниуэ	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Кампучия									
57. Сисопхон, Баттамбанг	—	—	—	—	40	20	40	—	—
Вьетнам									
58. Северо-Восточный Вьетнам									
А. Район Лангшон (верхняя пермь)	—	—	—	—	20	30	50	—	—
Б. Район Лангшон (неоген)	—	—	40	—	—	10	50	—	—
В. Район Каобанг (верхняя пермь)	—	—	—	—	—	20	70	10	—
Г. Район Каобанг (неоген)	—	—	30	—	—	10	50	10	—
Китай									
59. Провинция Юньнань Куньмин	—	—	—	—	—	30	70	—	—
60. Провинция Гуйчжоу									
А. Квейянг (карбон)	—	—	—	—	—	30	70	—	—
Б. Квейянг (пермь)	—	—	—	—	—	30	70	—	—
61. Провинция Хэнань	—	—	—	—	—	—	100	—	—
62. Провинция Шаньдун, Нантинг, Посон	—	—	—	—	—	40	60	—	—
63. Провинция Ляонин, Пеншиху	—	—	—	—	—	30	70	—	—
СССР									
64. Горы Сихотэ-Алинь	—	—	—	—	100	—	—	—	—
65. Восточный Саян, Боксонское	—	—	—	—	—	50	50	—	—
66. Чадобецкий бокситоносный район	80	—	—	20	—	—	—	—	—
67. Енисейский кряж									
А. Приангарская группа	70	—	—	30	—	—	—	—	—
Б. Ивановская группа	70	—	—	30	—	—	—	—	—
В. Татарская группа	80	—	—	20	—	—	—	—	—
Г. Сулакшинская группа	100	—	—	—	—	—	—	—	—
68. Алтае-Саянский бокситоносный район									
А. Кузнецкий Алатау, Горная Шория	—	—	—	—	—	—	10	30	60
Б. Бердское, Обуховское	—	—	—	—	—	—	50	40	10
В. Салаирское, Барзасское	100	—	—	—	—	—	—	—	—
69. Средняя Азия									
А. Букантау, Тамдытау, Нуратау	—	—	—	—	—	20	50	20	10
Б. Туркестанский и Алайский хребты	—	—	—	—	10	40	40	10	—
В. Южная Фергана	—	—	—	—	—	100	—	—	—
Г. Чимкентское (лейас)	—	100	—	—	—	—	—	—	—
Д. Северная Фергана	—	—	—	—	30	50	20	—	—
Е. Кансайское	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Ж. Причимкентская группа (валанжин)	10	50	—	—	40	—	—	—	—
70. Центральный Казахстан									
А. Целиноградская группа	—	—	—	—	—	—	60	40	—
Б. Целиноградская, Экибастузская группы	80	—	—	20	—	—	—	—	—
В. Аркалыкская группа	70	—	—	30	—	—	—	—	—
71. Тургайский прогиб и Мугоджары									
А. Наурзумское	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Б. Западно-Тургайская группа	70	—	—	30	—	—	—	—	—
В. Мугоджарское	80	—	—	20	—	—	—	—	—
72. Южный Урал									
А. Новопристанская группа	—	—	—	—	20	60	20	—	—
Б. Орская, Магнитогорская группы	100	—	—	—	—	—	—	—	—
В. Челябинская группа	100	—	—	—	—	—	—	—	—
73. Средний Урал									
А. Нижнесергинское, Пашинское	—	—	—	—	20	50	30	—	—
Б. Косиковское	—	—	—	—	—	30	70	—	—
В. Каменск-Уральская группа	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Г. Алапаевская группа	100	—	—	—	—	—	—	—	—
74. Северный Урал									
А. Субровская группа	—	—	—	—	10	40	50	—	—
Б. Богословское	—	—	—	—	10	40	50	—	—
В. Полярноуральская группа	—	—	—	—	—	—	100	—	—
Г. Волчанское	80	—	20	—	—	—	—	—	—
75. Полуостров Таймыр	—	—	—	—	100	—	—	—	—
76. Тиманский бокситоносный район									
А. Среднетиманская группа	—	—	—	—	80	20	—	—	—
Б. Южно-Тиманское	—	40	—	—	60	—	—	—	—
В. Тобысская, Кедвинская группы	80	20	—	—	—	—	—	—	—
77. Тульско-Рязанский бокситоносный район	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Карибский бассейн									
78. Остров Пуэрто-Рико	—	—	—	—	100	—	—	—	—
79. Остров Доминика	40	60	—	—	—	—	—	—	—
80. Остров Гаити	20	80	—	—	—	—	—	—	—
81. Остров Ямайка									
А. Плато Сент-Энн	70	30	—	—	—	—	—	—	—
Б. Кокпит-Кантри	100	—	—	—	—	—	—	—	—
В. Эссекс-Валли	60	40	—	—	—	—	—	—	—
Г. Плато Манчестер	80	20	—	—	—	—	—	—	—
Д. Плато Кларендон	80	20	—	—	—	—	—	—	—
Е. Сент-Кетрин-Перриш	70	30	—	—	—	—	—	—	—
82. Острова Кайман	—	100	—	—	—	—	—	—	—
83. Багамские острова	—	100	—	—	—	—	—	—	—
США									
84. Миссури, Гасконейд-Каунти	—	—	—	—	10	20	70	—	—
85. Западный край Прибрежной Равнины	100	—	—	—	—	—	—	—	—
86. Юго-восточный край Прибрежной Равнины	100	—	—	—	—	—	—	—	—
87. Юго-западная часть Провинции Долин и Хребтов	100	—	—	—	—	—	—	—	—
88. Северо-восточная часть Провинции Долин и Хребтов	100	—	—	—	—	—	—	—	—

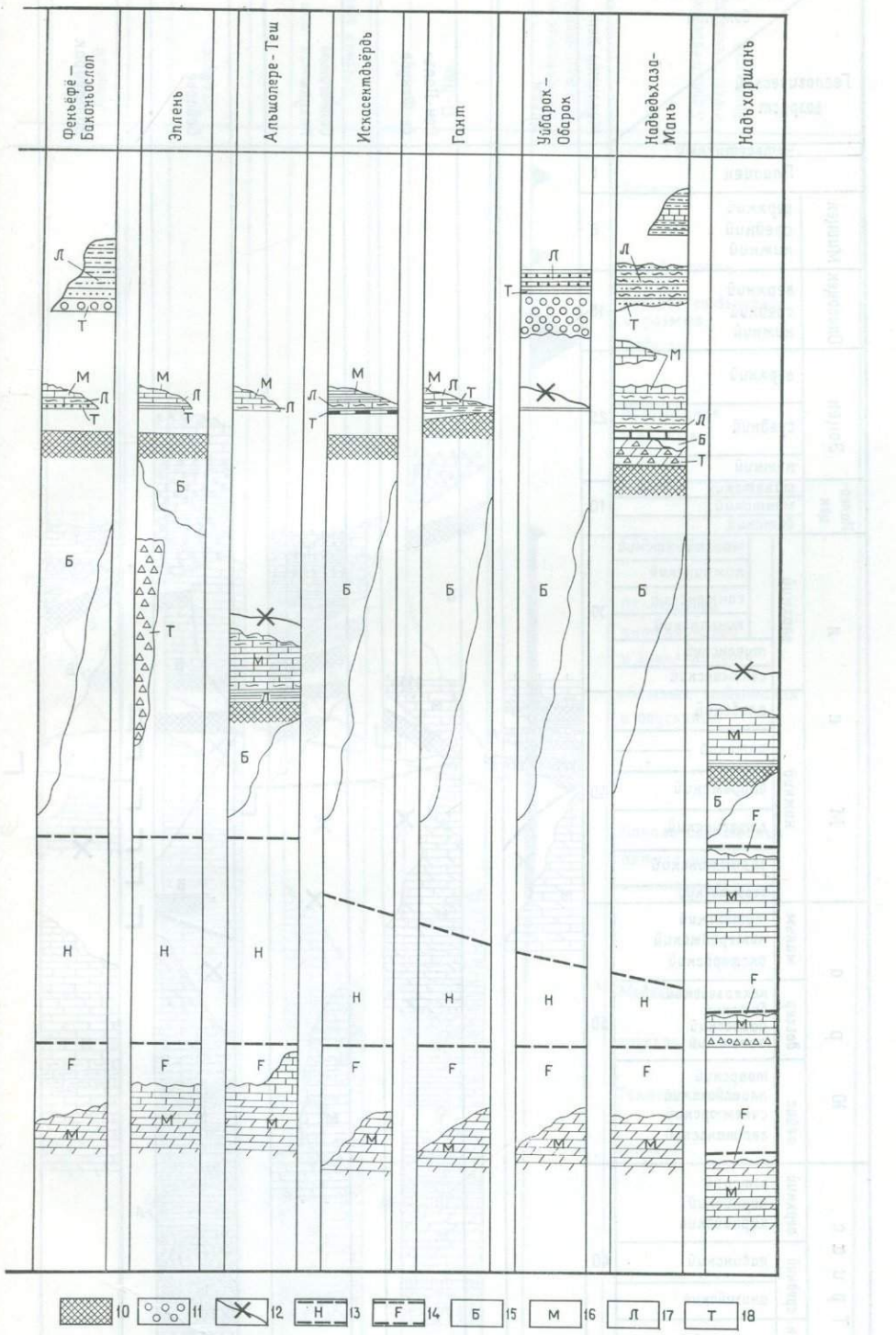


Стратиграфическое положение бокситовых месторождений Югославии

1 — известняк, доломитовый известняк; *2* — доломит, известковый доломит; *3* — конгломерат известняковый; *4* — брекчия известняковая; *5* — известковистый мергель; *6* — мергель, глинистый мергель; *7* — глина, аргиллит и углистая глина; *8* — известковистый песчаник, песчанистый известняк; *9* — песчаник; *10* — вулканический туф; *11* — спилит и кератофир; *12* — боксит, глинистый боксит и бокситовая глина; *13* — вторично переотложенный боксит и бокситовая глина; *14* — размытые породы подошвы; *15* — периоды образования и первичного переотложения бокситов; *16* — мелководные морские фации; *17* — лагунные фации; *18* — пресноводные терригенные фации.

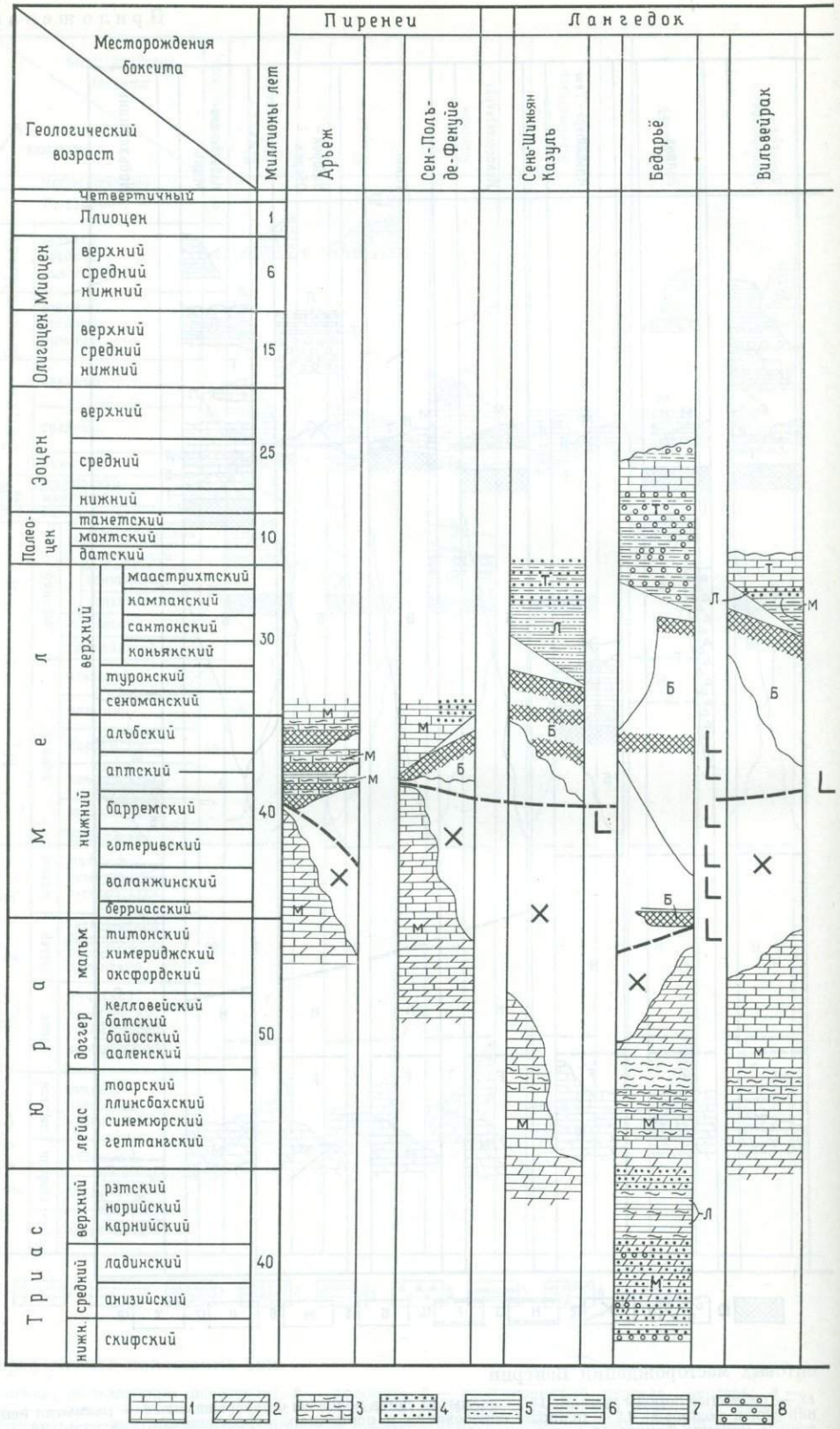


Стратиграфическое положение бок-

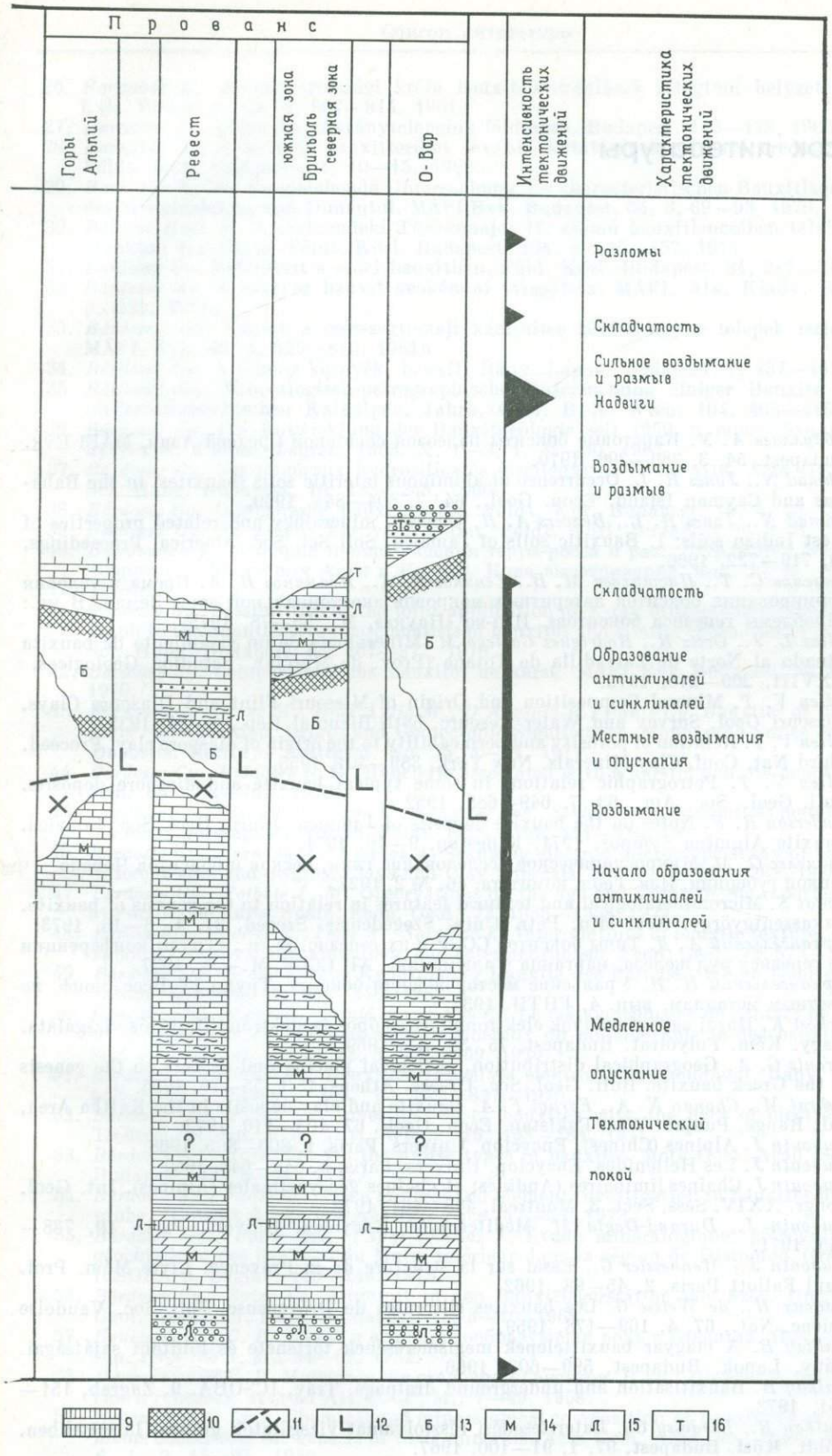


ситовых месторождений Венгрии

1 — известняк, доломитовые известняк; *2* — доломит; *3* — известковистый мергель, мергель; *4* — песчаник; *5* — глина, песчанистая глина; *6* — глина с обломками марганцевой руды; *7* — углистая глина и лигнит; *8* — конгломерат известняковый и доломитовый; *9* — доломитовая брекчия; *10* — бокситы, глинистый боксит, бокситовая глина; *11* — вторично переотложенный боксит и бокситовая глина; *12* — размытые породы кровли; *13* — размытая свита подошвы с перерывами; *14* — размытая непрерывная свита подошвы; *15* — периоды образования и первичного переотложения бокситов; *16* — мелководные морские фации; *17* — лагунные фации, *18* — пресноводные терригенные фации.



Стратиграфическое положение бокситовых месторождений Франции



1 — известняк, доломитовый известняк; *2* — доломит; *3* — мергель, известковистый мергель; *4* — песчаник; *5* — глинистый песчаник; *6* — песчанистый аргиллит; *7* — аргиллит; *8* — конгломерат; *9* — гипс; *10* — боксит, глинистый боксит и бокситовая глина; *11* — размытые породы подошвы; *12* — латеритизация в примыкающих районах; *13* — периоды образования и первичного переотложения бокситa; *14* — мелководные морские фации; *15* — лагунные фации; *16* — пресноводные терригенные фации.

Список литературы

1. *Абдуллаев А. У.* Карстовые бокситы палеозоя советской Средней Азии. MÁFI Évk. Budapest, **54**, 3, 289—296, 1970.
2. *Ahmad N., Jones R. L.* Occurrence of aluminous lateritic soils (bauxites) in the Bahamas and Cayman Island. Econ. Geol., **64**, 7, 804—844, 1969.
3. *Ahmad N., Jones R. L., Beavers A. H.* Genesis, mineralogy and related properties of West Indian soils: I. Bauxitic soils of Jamaica. Soil Sci. Soc. America. Proceedings, **30**, 719—722, 1966.
4. *Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А.* Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. В кн.: «Проблемы генезиса бокситов». Изд-во «Наука», М., 55—78, 1975.
5. *Alias L. J., Ortiz R., Rodriguez Gallego M.* Mineralogia de un yacimiento de bauxita situado al Norte de Zarzadilla de Totana (Prov. de Murcia). Estudios Geologicos, XXVIII, 209—215, 1972.
6. *Allen V. T.* Mineral Composition and Origin of Missouri Flint and Diaspore Clays. Missouri Geol. Survey and Water Resourc. 58th Biennial Rep., 1—24, 1935.
7. *Allen V. T.* Relation of porosity and permeability to the origin of diaspore clay. Proceed. Third Nat. Conf. Clay Minerals. New York, 389—401, 1955.
8. *Allen V. T.* Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. Bull. Geol. Soc. Am., **63**, 7, 649—688, 1952.
9. *Anderson R. E.* Notes on the bauxite deposits of Jamaica. Journ. Geol. Soc. Jamaica. Bauxite Alumina Sympos. 1971. Kingston, 9—16, 1971.
10. *Аншелес О. М.* Микроскопическое исследование глин, песков и бокситов Череповецкой губернии. Изв. Геол. комитета, **46**, № 2, 1927.
11. *Antal S.* Micromineralogical and textural features in relation to the genesis of bauxite. Iszkaszentgyörgy. Acta Min. Petr. Univ. Szegedensis. Szeged, **21**, 1, 3—16, 1973.
12. *Архангельский А. Д.* Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». АН СССР, М.—Л., 1937.
13. *Архангельский Н. И.* Уральские месторождения боксита. Труды IV Всес. конф. по цветным металлам, вып. 4, ГНТИ, 1937.
14. *Árkosi K.* Hazai agyagásványok elektronmikroszkópos és elektrondiffrakciós vizsgálata. Magy. Kém. Folyóirat. Budapest, **75**, 32—43, 1969.
15. *Aronis G. A.* Geographical distribution, geological placing and aspects on the genesis of the Greek bauxite. Bull. Geol. Soc. Greece. Athens, **2**, 1, 55—79, 1955.
16. *Ashraf M., Chonan N. A., Farugi F. A.* Bauxite and clay deposits in the Kattha Area, Salt Range, Punjab, West Pakistan. Econ. Geol., **67**, 103—110, 1972.
17. *Aubouin J.* Alpines (Chines). Encyclop. Univers. Paris, **1**, 800—805, 1968.
18. *Aubouin J.* Les Hellénides. Encyclop. Univers. Paris, **5**, 645—648, 1969.
19. *Aubouin J.* Chaînes liminaires (Andines) et chaînes géosynclinales (Alpines). Int. Geol. Congr. XXIV. Sess, Sect. 3. Montreal, 448—461, 1972.
20. *Aubouin J., Durand-Degla M.* Mediterranée. Encyclop. Univers. Paris, **10**, 738—745, 1971.
21. *Aubouin J., Mennessier G.*, Essai sur la structure de la Provence. Livre Mém. Prof. Paul Fallott Paris, **2**, 45—98, 1962.
22. *Badoux H., de Weisse G.* Les bauxites siliceuses de Dréveneuse. Bull. Soc. Vaudoise Scienc. Nat., **67**, 4, 169—178, 1959.
23. *Balkay B.* A magyar bauxittelepek megismerésének története és földtani sajátságai. Bány. Lapok. Budapest, 599—603, 1966.
24. *Balkay B.* Bauxitisation and underground drainage. Trav. ICSOBA. **9**, Zagreb, 151—161, 1973.
25. *Balkay B., Bárdossy Gy.* Lateritesedési részfolyamat vizsgálatok guineai lateritekben. Földt. Közl. Budapest, **97**, 1, 91—100, 1967.

26. *Barnabás K.* A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. MÁFI. Évk. Budapest, **49**, 4, 807—814, 1961.
27. *Barnabás K.* A Bauxit. «Ásványtelepeink földtana». Budapest, 143—178, 1966.
28. *Barnabás K.* A nyirádi bauxitterület további kutatásának várható eredményessége. Földt. Kut. Budapest, **2**, 10—15, 1968.
29. *Barnabás K.* Die Vergleichende Untersuchung der characteristischen Bauxitlagerstätten des Mittelgebirges von Dunántul. MÁFI Évk. Budapest, **54**, 3, 69—93, 1970.
30. *Báldiné Beke M.* A csabrendeki Tüskésmajor II. számú bauxitlencsében talált nannoplankton vizsgálata. Földt. Közl. Budapest, **104**, 4, 446—457, 1974.
31. *Bárdossy Gy.* Melanterit a szöci bauxitban. Föld. Közl. Budapest, **84**, 217—219, 1954.
32. *Bárdossy Gy.* A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. MÁFI. Alk. Kiadv. Budapest, p. 231, 1961a.
33. *Bárdossy Gy.* Adatok a cserszegtomaji kaolinites tüzálló-agyag telepek ismeretéhez. MÁFI. Évk. **49**, 4, 825—845, 1961b.
34. *Bárdossy Gy.* A Sümeg környéki bauxit. Bány. Lapok. Budapest, **7**, 457—463, 1961c.
35. *Bárdossy Gy.* Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen. Jahrb. Geol. B.-A. Wien, **104**, 405—415, 1961d.
36. *Bárdossy Gy.* Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950. Sympos. bauxit. oxyd. hydroxyd. d'alum. Zagreb, 1963. X. 1—3, **1**, 31—50, 1964.
37. *Bárdossy Gy.* Les minéraux hydrosilicatés (argileux) de la bauxite. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **10**, 133—248, 1966.
38. *Bárdossy Gy.* Görögország bauxittelepei. Földt. Kut. Budapest, **10**, 4, 52—63, 1967.
39. *Bárdossy Gy.* Az Eplény környéki bauxit. Földt. Közl. Budapest, **9**, 3—4, 1968a.
40. *Бардоши К.* О теории происхождения терра-росса и распространении бокситов на территории Восточных Альп и Карпат. Кора выветривания, вып. 10, М., 100—109, 1968b.
41. *Bárdossy Gy.* Possibilities of the joint application of X-ray diffractometer and derivatograph to the quantitative phase analisis of bauxites and similar rocks. Acta Chim. Acad. Sci. Hung. Budapest, **63**, 267—277, 1970.
42. *Bárdossy Gy.* Comparaison des bauxites de karst. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 51—65, 1970.
43. *Bárdossy Gy., Boni M., Dall'Aglio M., D'Argenio B., Panto Gy.* Bauxites of Peninsular Italy. Composition, Origin and Geotectonic Significance. Monograph Series on Mineral Deposits. Berlin — Stuttgart. No. 15, 1—61, 1977.
44. *Bárdossy Gy., Brindley G. W.* Rancieite associated with a karstic bauxite deposit. Amer. Min. **63**, 762—767, 1978.
45. *Bárdossy Gy., Dózca Lné., Gecse E., Kenyeres Jné., Siklosy Lné.* Bassanit és metabazaluminit magyarországi bauxitban. Földt. Közl., **109**, 111—119, 1978.
46. *Bárdossy Gy., Csanády A., Csordas A.* Scanning electron microscope study of bauxites of different ages and origins. Clays and Clay Minerals, **26**, No. 4, 245—262, 1978.
47. *Bárdossy Gy., Fotbote J. M.* Observations on the age and origin of the reported bauxite at Portilla de Luna, Spain. Econ. Geol., **72**, 1355—1358, 1977.
48. *Bárdossy Gy., Jonas K., Imre A., Solymar K.* Interrelations of bauxite texture, micromorphology, mineral individualism, and heteromorphism. Econ. Geol., **72**, 573—581, 1977.
49. *Bárdossy Gy., Mack E.* Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass—Kiona Gebirges. Mineralium Deposita, **2**, 334—348, 1967.
50. *Bárdossy Gy., Meskó L., Pantó Gy., Sajgó Cs.* Le métamorphisme de contact de la bauxite de Bédarieux et quelques aspects généraux du métamorphisme des bauxites. Bull. Soc. géol. France. Paris, **12**, 5, 856—869, 1970.
51. *Bárdossy Gy., Pantó Gy.* Bauxitok viszgálata elektronmikroszondával. Bány. Koh. Lapok Bány. Budapest, **103**, 12, 825—837, 1970.
52. *Bárdossy Gy., Pantó Gy.* Investigation of bauxites with the help of electron probe. Tschermaks Min. Petr. Mitt. Wienn, **15**, 165—184, 1971.
53. *Bárdossy Gy., Pantó Gy.* On the pyrite types in bauxites. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **16**, 3—11, 1972.
54. *Bárdossy Gy., Pantó Gy.* Trace mineral and element investigation in bauxites by electron probe. ICSOBA 3-ème Congrès Int. Nice, 47—53, 1973.
55. *Bárdossy Gy., Pantó Gy., Papastamatio. J.* Étude minéralogique, pétrographique et géochimique des bauxites du Malm inférieur dans la région de Distomon, Grèce. Trav. ICSOBA **9**, Zagreb, 143—149, 1973.
56. *Bárdossy Gy., Sajgó Cs.* Aluminit in den Bauxitlagerstätten von Szöc, Ungarn. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **12**, 3—10, 1968.
57. *Бенеславский С. И.* Бёмит и его породообразующая роль в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, М., 54—62, 1952.
58. *Бенеславский С. И.* Минералогия осадочных бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 7—49, 1958.
59. *Beneszlavszkij Sz. I.* Chemical and mineralogical composition of bauxites and some problems concerning the genesis of their minerals. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **6**, 1—2, 55—64, 1959.

60. *Бенеславский С. Л.* Характеристика бокситов Китая. Тр. ВАМИ № 47, Л., 5—11, 1961.
61. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, М., 1—170, 1963 (2-е издание, 1974).
62. *Берг Л. С.* О происхождении уральских бокситов. В кн.: «Очерки физической географии». Изд-во АН СССР, М., 1949.
63. *Bergquist H. R., Overstreet E. F.* Bauxite deposits of the Margerum District, Alabama. US Geol. Survey Bull. No. 1199-9, Washington, 1965.
64. *Bertalan K.* Jelentés az 1952 évben Veszprém, Szentkirályszabadja, Vörösberény, Urhida körzetében végzett bauxitkutató munkálatokról. MASZOBAL Vállalati Jelentés. MÁFI Adattár Bu. 39, Budapest, 1953.
65. *Berthier P.* Analyse de l'alumine hydratée des Baux, Département des Bouches du Rhône. Ann. Mines, 6, 531—534, 1821.
66. *Bidló G.* Magyarországi alunitok röntgenvizsgálata. Föld. Közl. Budapest, 85, 182—187, 1955.
67. *Bogdanoff A. A.* The tectonic history of the territory of the USSR and the adjoining countries. Int. Geol. Congr. XXIII. Sess., Sect. 3, Praha, 1968.
68. *Boldizsár T.* Bauxit és más ásványgélek keletkezése kolloid diszperz rendszerekből. Bány. Koh. Lapok, Budapest, 81, 8, 231—237, 1948.
69. *Bonifas M., Legoux P.* Présence de maghémite massive dans des produits d'altération latéritique. Bull. Ser. Carte Géol. Alsace et Lorraine, 10, 7—9, 1957.
70. *Bonte A.* Réflexion sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. 83e Conn. Soc. savantes, 147—165, 1958.
71. *Bonte A.* Sur la formation en deux temps des bauxites sur mur calcaire. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 260, 5076—5078, 1965.
72. *Bonte A.* Mise enplace et évolution des bauxites sur mur calcaire, MÁFI Évk. Budapest, 54, 3, 29—51, 1970.
73. *Bowen R.* Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Germany and Poland. Journ Geol., 69, 1, 1961.
74. *Bowen R.* Paleotemperature analysis. Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier Publ. Co., 1966.
75. *Brauner K., Grögler N.* Über das Vorkommen von Uranmineralien im Bauxit von Unterlaussa, Österreich. Anz. Österr. Akad. Wiss. Math-Naturw. Kl. Wien, 94, 139—142, 1957.
76. *Brooks D. E. P.* Climate through the ages. London, p. 395. 1949.
77. *Brugger F.* A budakörnyéki dolomitok kőzetkémiai vizsgálata. Mat. Term. Tud. Ért. Budapest, 59, 609—614, 1940.
78. *Будников В. И.* Аналог южнотиманской бокситоносной толщи визе на Восточном Таймыре. Тр. СНИИГГИМС, вып. 127, Новосибирск, 135—141, 1971.
79. *Burić P.* Geologie des gites de bauxite du Montenegro, Yougoslavie. Posebna Izd. Geol. Glasn. Jugosl., 8, 240, 1966.
80. *Burns D. J.* Some chemical aspects of bauxite genesist in Jamaica. Econ. Geol., 7, 1297—1303, 1961.
81. *Buser S., Lukács E.* Bauxite in Slowenien. MÁFI. Évk. 54, 3, 209—220, 1970.
82. *Buser S., Lukács E.* Geology of bauxites in the surroundings of Karojba in Istria. VII. Kongr. Geol. SFRJ, Zagreb, 3, 13—30, 1972.
83. *Бушинский Г. И.* О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис», Изд-во АН СССР, М., 176—263, 1958.
84. *Businszkij G. I.* Types of karst bauxite deposits and their genesis. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1, 93—106, 1964.
85. *Бушинский Г. И.* Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965). В сб.: «Генезис бокситов», М., 5—30, 1966.
86. *Бушинский Г. И.* Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. Тр. СНИИГГИМС, вып. 66, Новосибирск, 9—25, 1967.
87. *Бушинский Г. И.* О залежах бокситов средиземноморского типа. MÁFI Évk. Budapest, 56, 3, 21—27, 1970.
88. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. Изд-во «Недра», М., 1—366, 1971.
89. *Butterlin J.* À propos de l'origine des bauxites des régions tropicales calcaires. Compt. Rend. Soc. Géol. France Paris, 121—123, 1958.
90. *Buzágh A.* Kolloidika. Akadémiai Kiadó, p. 510, 1951.
91. *Caillère S., Lahodny O.* À propos de l'étude minéralogique du contact murbauxite dans la mine de Maron (Var). Nouvelles remarques sur la genèse des bauxites. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 262, 1661—1664, 1966.
92. *Caillere S., Perseil E. A., Pobeguin Th.* Caractères minéralogiques des bauxites de Cadarcet (Ariège). Compt. Rend. Acad. Sci. Fr. Série D. Paris, 272, 1573—1575, 1971.
93. *Caillère S., Pobeguin Th.* Sur les minéraux ferrifères des bauxites. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris., 253, 288—290, 1961.
94. *Caillère S., Pobeguin Th.* Sur quelques bauxites de l'Hérault. Compt. Rend. 86. Congr. soc. savantes 409—416, 1962.

95. *Caillère S., Pobeguin Th.* Boehmite et diaspore ferrifère dans une bauxite de Péreille (Ariège), Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **254**, 137—139, 1962.
96. *Caillère S., Pobeguin Th.* Présence d'un nouveau type de chlorite dans les bauxites de Saint Paul de Fenouillet (Pyrénées-Orientales). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris., **254**, 1657—1658, 1962.
97. *Caillère S., Pobeguin Th.* Sur les différents types de bauxites de la région de Durban, Ariège. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **257**, 3953—3956, 1963.
98. *Caillère S., Pobeguin Th.* Considérations sur la genèse des bauxites de la France méridionale. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris., **259**, 3033—3035, 1964.
99. *Caillère S., Pobeguin Th.* Considérations générales sur la composition minéralogique et la genèse des bauxites du Midi de la France. Mém. Museum Nat. Hist. Nat. ser. C., **12**, 4, Paris, **125**, 212, 1965.
100. *Caillère S., Pobeguin Th.* Quelques aspects microscopiques de la gibbsite dans les bauxites du Mas Rouge (région des Baux). Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., **90**, 3, 414—416, 1967.
101. *Caillère S., Pobeguin Th.* Sur la présence de sidérite dans la bauxita de Nalzen (Ariège). Compt. Rend. Acad. Sci., sér. D. Paris, **226**, 977—980, 1968.
102. *Caillère S., Pobeguin Th.* Présence de la lithiophorite dans le gisement de bauxite de Combecave (Var). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **269**, 121—122, 1969.
103. *Caillère S., Pobeguin Th.* Contribution à l'étude minéralogiques des «flints». Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **270**, 2237—2239, 1970.
104. *Caillère S., Singh A.* Contribution à l'étude des bauxites de la province de Jammu au Kashmir (Cachemire). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **264**, sér. D., 2177—2180, 1967.
105. *Carrol D., Hathaway J. C.* Mineralogy of selected soils from Guam. US. Geol. Surv. Prof. Paper 403-F, Washington, 1963.
106. *Chang Yuan-Lung.* New Investigations on the Thermal Reactions of Gibbsite. Inst. Geol. Acad. Sinica Peking. Bull., 1, 1—40, 1956.
107. *Cissarz A.* Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. Stuttgart. Schweizerbartsche. Verlag, p. 228, 1965.
108. *Clark L. D.* Bauxite deposite of the Springvale District, Georgia. US. Geol. Surv. Bull., 1199-F, 24, Washington, 1964.
109. *Clarke O. M.*, The formation of bauxite on karst topography in Eufaula district Alabama and Jamaica, West Indies. Econ. Geol., **61**, 903—916, 1966.
110. *Cloud P. E., Jr.* Geology and bauxite deposits of the Rock Run and Goshen Valley areas, Northern Alabama. U. S. Geol. Surv. Bull. Washington, 1199-N, 74 p. 1967.
111. *Cocco G., Pecorini G.* Osservazioni sulle bauxiti della Nurra (Sardegna NE), Atti. Acad. Naz. Lincei. Mem. ser. Roma, 8, 5, 1959.
112. *Coleman P. J.* On Island Arcs. Earth-Science Reviews, **11**, 47—80, 1975.
113. *Combes P. J.* Rechèrches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mém. Centre Études Rech. Géol. Hydrogéol. Montpellier, p. 342, 1969.
114. *Combes P. J.* Sur les conditions de mise en place des bauxites dans la partie méridionale du bassin de Bédarieux (Hérault, France). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **273**, 2207—2210, 1971.
115. *Combes P. J.* Les différents types de bauxites sur substratum carbonaté dans le Languedoc et l'Ariège. Remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonie. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **274**, 1613—1616, 1972.
116. *Combes P. J.* Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté. ICSOBA 3e Congr. Intern. Nice, 89—108, 1973.
117. *Comer J. B.* Genesis of Jamaican Bauxites. Econ. Geol., **69**, 1251—1264, 1974.
118. *Coquand H.* Sur les bauxites de la chaîne des Alpilles et leur âge géologique. Soc. Géol. France Bull. Paris (2), **28**, 98—114, 1871.
119. *Cotecchia V., Dell'Anna L.* Contributo alla conoscenza delle bauxiti e terre rosse del Salento. Mem. Note. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **7**, 1—20, 1959.
120. *Creer K. M.* Arrangements of the Continents during the Paleozoic era. Nature, **219**, 41—44, 1968a.
121. *Creer K. M.* Paleozoic palaeomagnetism. Nature, **219**, 246—250, 1968b.
122. *Чеботарев В. М., Буй Фу Мий.* Северо-Вьетнамский бокситоносный район. Сов. геол., 6, М., 79—88, 1961.
123. *Чухров Ф. В. и др.* Гипергенные окислы железа в геологических процессах (сборник). Изд-во «Наука», М., 1—206, 1975.
124. *D'Argenio B.* Central and Southern Italy Creataceous bauxites, MÁFI Évk. Budapest, 54, 3, 221—233, 1970.
125. *D'Argenio B., Radoičić R., Sgrosso I.* A paleogeographic section through the Italodinaric external zones during Jurassic and Cretaceuos times. Nafta Journ. Youg. Comn. W. Petr. Congr. Zagreb, 195—207, 1971.
126. *Daubrée A.* Notes sur l'existence des gisements de bauxites dans les départements de l'Hérault et de l'Ariège. Soc. Géol. France Bull., **26**, Paris (2), 915—919, 1869.

127. *Davis C. E., Hill V. G.* Occurrence of Nordstrandite and its possible significance in Jamica bauxites. Travaux ICSOBA Zagreb, 11, p. 61—70, 1974.
128. *Demangeon P.* Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif Central dans les bauxites de l'Isthme Durancien. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **261**, 2685—2688, 1965.
129. *Demangeon P.* Sur le matériau initial de la bauxite des gisements occidentaux de l'Isthme durancien. MÁFI Évk. Budapest, **54**, 3, 387—390, 1970.
130. *Denizot G.* La composition et la genèse des bauxites de Provence et de Languedoc. Bull. BRGM. Paris, **2**, 35—46, 1961.
131. *Denizot G.* Composition et genèse des bauxites de Provence et Languedoc. Compt. Rend. 86ème Congr. Soc. Sav., 405—407, 1962.
132. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res., **75**, 14, 2625—2647, 1970.
133. *Dietrich J. E., Duvochel P., Turco G. H., Haute H., Hose H. R.* Premières données sur la présence de nickéline, d'érythrite et de sphalérite dans le gisement de bauxite de Blanquette (Le Thoronet, Var). Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., **99**, 405—407, 1976.
134. *Dietz R. S., Holden J. C.* Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents permian to present. Journ. Geophys. Res., **75**, 24, 4939—4956, 1970.
135. *Dieulafait L.* Les bauxites, leurs âges, leur origine. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **104**, 383, 1881.
136. *Dolfuss G.* Observations â la note de F. Laur. Bull. Soc. Geol. Fr. sér. Paris, **4**, 4, 171, 1904.
137. *Долгополов В. Ф., Бахтеев Ш. Ж., Казанцев О. П., Винокуров П. К.* Таскольское рудопроявление диаспоровых бокситов. Разведка и охрана недр. 9, М., 11—13, 1971.
138. *Dragović D.* Some characteristics of the deposits of white bauxites in Crna Gora. Travaux ICSOBA. Zagreb, **1**, 21—36, 1965.
139. *Dragović D.* Types of the deposits of the white bauxites of Montenegro. Travaux ICSOBA. Zagreb, **3**, 51—64, 1966.
140. *Duboul-Razavet C., Périnet G.* Sur la composition minéralogique des bauxites des Alpilles. Congr. Soc. Sav. 84e Dijon, 397—404, 1960.
141. *Dunlap J. C., Bergquist H. R., Craig L. C., Overstreet E. F.* Bauxite deposits of Tennessee. US. Geol. Survey Bull. 1199-L, Washington, 1—37, 1965.
142. *Duro A., Pano T., Qendro V.* Composition minérale et variétés de minéraux de bauxite en Albanie. Përmbledhje studimesh., No. 11, 37—44, 1969.
143. *Durozoy G., Haute H., Jacob C.* Présence d'hydroxyde de nichel naturel dans le gisement de bauxites de Codouls (VAR). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **163**, 625—626, 1966.
144. *Ellenberger F.* Bauxites métamorphiques dans le Jurassique da la Vanoise (Savoie). Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France Paris, 29—32, 1955.
145. *Ember-Isztin A.* Contribution to the mineralogy of the bauxites from Nézsa (North-Hungary). Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung. Pars miner. palaeont. Budapest, **63**, 5—12, 1971.
146. *Erhart E.* La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie. Paris, 1—83. (2ème édition 1967), 1956.
147. *Ervin G., Osborn E. F.* The system Al_2O_3 — H_2O. Journ. Geol., 59, 381—394, 1951.
148. *Eyles V. A.* A phosphatic band underlying bauxite deposits in Jamaica. Nature, **182**, 4626, 1367—1368, 1958.
149. *Figueredo Gomes C. S.* On the hyperaluminous clays of Andorinha(Cantanhede, Portugal). Publ. Mus. Labo. Miner. Geol. Univ. Coimbra, **60**, 55—57, 1965.
150. *Font-Altaba M., Closas M.* A bauxite deposit in the Paleozoic of Leon, Spain. Econ. Geol., **55**, 6, 1285—1290, 1960.
151. *Fox C. S.* Bauxite and aluminous laterite. The Technical Press Ltd. London, p. 312, 1932.
152. *Frakes L. A., Kemp E. M.* Influence of continental positions on early Tertiary climates. Nature, **240**, 5376, 97—100, 1972.
153. *Fritz B., Tardy Y.* Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. Sci. Géol. Bull., **26**, 339—367, Strasbourg, 1973.
154. *Fuchs Th.* Zur Bildung der Terra rossa. K. und. k. geol. Reichsanst. Verh. Wien, 194—196, 1875.
155. *Fülöp J.* Magyarország kréta idöszaki képzödményei. MÁFI. Évk. Budapest, **49**, 3, 577—587, 1961.
156. *Fülöp J.* A Bakony-hegység alsó kréta képzödményei. Geol. Hung. ser. geol. Budapest, **13**, 1—194, 1964.
157. *Fülöp J.* A Villányi-hegység kréta idöszaki képzödményei. Geol. Hung. ser. geol. Budapest, **15**, 1—131, 1966.
158. *Fülöp J.* Les formations jurassiques de la Hongrie. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 2, 31—46, 1971.
159. *Gardner R. L.* A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. Amer. Miner., **55**, 1380—1389, 1970.

160. *Garrels R. M., Christ G. L.* Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row. New-York, 1—450, 1965.
161. *Gedeon T.* A pizolitos bauxitok keletkezése. Föld. Közl. Budapest, **61**, 1—8, 1931.
162. *Gedeon T.* Alunit újabb elöfordulása a Dunántúlon. Föld. Közl. Budapest, 75—76, 36—41, 1946.
163. *Gedeon T.* The possibility of bauxite formation. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **1**, 1, 65—77, 1952.
164. *Gedeon T.* A gánti aluminit. Föld. Közl. Budapest, **85**, 169—181, 1955.
165. *Gedeon T.* Bayerite in Hungarian bauxite. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **4**, 1, 95—105, 1956.
166. *Ginsberg H.* Aluminium. Die metallischen Rohstoffe, **15**, Enke. Stuttgart, 1—135, 1962.
167. *Гладковский А. К.* О генезисе уральских бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, М., 71—80, 1948.
168. *Гладковский А. К., Руднова М. Я.* Строение и состав зоны выветривания месторождений бокситов Южноуральского бассейна. В сб.: «Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале». Том III. Свердловск. Тр. Инст. геол. (Уральск. фил. АН СССР), вып. 64, 41—57, 1964.
169. *Гладковский А. К., Ушатинский И. Н.* О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении глиноземных минералов и бокситов. В сб.: «Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале». Том III. Свердловск. Тр. Инст. геол. (Уральск. фил. АН СССР), вып. 64, 5—40, 1964.
170. *Góczán F.* Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. Wslénytani Viták. Discuss. Palaeont. Budapest, **21**, 51—63, 1973.
171. *Goffé B.* Présence de cookéite dans les bauxites métamorphiques du Dogger de la Vanoise (Savoie). Bull. s. c. Fr. Minéral. Cristallogr., **100**, 254—257, 1977.
172. *Goffé B., Goffé-Urbano G., Saliot P.* Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocarpholite en Vanoise, Alpes Francaises. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, sér. D, **277**, 1965—1968, 1973.
173. *Goffé B., Saliot P.* Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., **100**, 302—309, 1977.
174. *Goldich S. S., Bergquist H. R.* Aluminous lateritic soil of the Sierra de Bahoruco area. Dominican Republic. US. Geol. Survey Bull. 935-C, Washington, 53—84, 1947.
175. *Goldich S. S., Bergquist H. R.* Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. US. Geol. Survey Bull. 954-C. Washington, 63—111, 1948.
176. *Горбачев Б. Ф.* Геологическое значение ресилификации бокситов. Сб. «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», М., 47—56, 1966.
177. *Горбачев Б. Ф.* К минералогии Cu, Zn, Pb в бокситах. Литология и полезные ископаемые, 5, М., 45—50, 1966.
178. *Горецкий Ю. К.* Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. ВИМС, вып. 5, новая сер., М., 1—257, 1960.
179. *Горецкий Ю. К., Лаврович Н. С., Любимов А. Б.* Бокситы. Госгеолиздат, М., 1949.
180. *Gout R.* Sur les ions ferriques présents dans le réseau des diaspores. 96e Congres Nat. Soc. Savantes. Toulouse, 1971.
181. *Gout R.* Sur l'existence de deux variétés de diaspore naturel. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **277**, 809—812, 1973.
182. *Gout R., Ferrier M.* Effects remarquables du broyage sur les goethites. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **275**, 723—726, 1972.
183. *Gout R., Kra Kouadio L.* Sur la formation de diaspore ferr fere par actions mécaniques sur les mélanges hydrargillite-goethite. ICSOBA 3-eme Congres Int. Nice, 289—293, 1973.
184. *Göksu E.* Über die Geologie und Genese der Bauxitvorkommen in der Türkei. Compt. Rend. XIX. Sess. Congr. Géol. Internat. Alger. sect. XII, **12**, 183—197, 1954.
185. *Grim R. E.* Clay Mineralogy. McGraw Hill, 1967.
186. *Gross S., Heller L.* A natural occurrence of bayerite. Miner. Mag., **33**, 263, 723—724, 1963.
187. *Grubb P. L. C.* High-level and low-level bauxitization: a criterion for classification. Miner. Sci. Engin. Johannesburg, **5**, 3, 219—231, 1973.
188. *Grubić A.* Geology of Yugoslav Bauxites. The Serbian Acad. Sci. and Arts Monographs. **44**, Section for Natural and Mathematical Sciences. Beograd, 181 p., 1975.
189. *Guernet C., Robert P.* Sur l'existence de bauxites d'âge jurassique en Eubée (Grèce), Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **276**, sér. D, 885—887, 1973.
190. *Гуляницкий Ю. А.* Бокситовые и высокоглиноземистые глины и минералогия пород Южного Тимана. Изв. АН СССР, сер. геол. 4, М., 95—105, 1969.
191. *Гуткин Е. С., Родченко Ю. М.* Токтоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол. 2, М., 56—66, 1965.
192. *Гуткин Е. С.* Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. Изд-во «Недра», М., 1—238, 1978.
193. *Дементьев В. Н., Родченко Ю. М.* Прослои известняка в девонских бокситах Северного Урала. В кн.: «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», М., 171—178, 1966.

194. *Денисевич А. А.* Бокситы Карпат и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис», Изд-во АН СССР, М., 347—350, 1958.
195. *Демина В. Н.* Бокситы Южного Тимана (Тиманская провинция). В сб.: «Платформенные бокситы СССР». М., 49—68, 1971.
196. *Демина В. Н.* Бокситы Среднего и Южного Тимана. Изд-во «Наука», М., 1—136, 1977.
197. *Демина В. Н., Гуляев Г. П., Колокольцев В. Г.* О палеозойских гиббситовых бокситах Тимана. Геол. руд. месторожд., **12**, М., 65—72, 1970.
198. *György A.* Bauxittelep Halimbán és környékén Veszprém vármegyében. Bány. Koh. Lapok. Budapest, **56**, 71, 57—62, 73—77, 1923.
199. *Haberfelner E.* Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. Berg und Hüttenmäann. Monatsh., **96**, 4, 62—69, 1951.
200. *Hamilton W.* The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, 9, 2553—2576, 1970.
201. *Harder E. C.* Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin. AIME. Symposium vol. «Problems of clay and laterite genesis», 35—64, 1952.
202. *Harder H.* Synthese von eisenhaltigen Tonmineralen bei niedri en Temperaturen. Naturwissenschaften, **11**, 517—518, 1973.
203. *Харин Г. С.* О закономерностях размещения и условиях образования девонских бокситов Салаира. Геол. и геоф., 9, 39—44, 1969.
204. *Harrassowitz H.* Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. Geol. Paläont., **4**, 14, 253—566, 1926.
205. *Hartman J. A.* Origin of heavy minerals in Jamaican bauxite. Econ. Geol., **50**, 7, 738—747, 1955.
206. *Hathaway J. C., Schlanger S. O.* Nordstrandite from Guam. Nature, **126**, 4851, 265—266, 1962.
207. *Hayes C. W.* The geological relations of the southern Appalachian bauxite deposits. Am. Inst. Min. Eng. Trans., **24**, 243—254, 1895.
208. *Herak M.* Beitrag zur Rekonstruktion der orogenetischen Dynamik in der Dinariden Kroatiens. I. Simp. orogenim fazama u prostoru Alpske Evrope. Beograd-Bor, 35—40, 1971.
209. *Hildebrand F. A.* Occurrences of bauxitic clay in the karst area of Noth-Central Puerto-Rico. US Geol. Survey Prof. Paper 400-B. Washington, 368—371, 1960.
210. *Hill V. G.* The mineralogy and genesis of bauxite deposits of Jamaica. Amer. Miner., **40**, 676—688, 1955.
211. *Hill V. G.* The Bauxites of Jamaica. Journ. Geol. Soc. Jamaica. Proc. Geol. Symp. No. 11. Kingston, 1—5, 1973.
212. *Хорошева Д. П.* О байерите бокситового горизонта Среднего Приднепровья. ДАН СССР, **182**, № 2, 434—436, 1968.
213. *Hose H. R.* The genesis of bauxites, the ores of aluminium. Proc. Int. Geol. Congres XXI Seccion. Part XVI. Copenhagen, 237—247, 1960.
214. *Hose H. R.* The origin of bauxites in British Guiana and Jamaica. Proc. Fifth Inter-Guiana Geol. Conf., 185—198, 1961.
215. *Hose H. R.* Jamaica type bauxites developed on limestones. Econ. Geol., **58**, 1, 62—69, 1963.
216. *Huckriede R., Kürsten M., Venzlaff H.* Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand. Beihefte Geol. Jahrb. Bundesanstalt Bodenforschung. Heft 51. Hannover, 1962.
217. *Ильина Н. С.* Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. В сб.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 267—281, 1958.
218. *Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P.* Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale. Ist. Geol. Geof. Univ. Napoli. Publ. Napoli, **16**, 1—33, 1973.
219. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Research, **73**, 5855—5899, 1968.
220. *Janot Ch., Gibert H.* Les constituants du fer dans certaines bauxites naturelles étudiées par effet Mössbauer. Bull. soc. franc. Minér. Cristall. Paris, **93**, 213—223, 1970.
221. *Jaskó S.* A Bicske, Szár. Tatabánya és Tarján közötti terület bauxitföldtani leirása. MÁFI. Évk. Budapest, **46**, 3, 505—523, 1957a.
222. *Jaskó S.*Bauxit telepproncsok Veszprém és Nagyvázsony környékén. MÁFI. Évk. Budapest, **46**, 525—530, 1957b.
223. *Jónás K., Solymár R., Orbán M.* Phase analysis and characterization of bauxites and red muds by infrared spectrophotometry. ICSOBA 3e Congrès Intern. Nice, 325—330, 1973.
224. *Jurković I.* Lithological types of bauxite in the Suvaja-Šolaja region near Bosanska Krupa and their structural elements. Prirodosl. Istraz. Jugosl. Zagreb, **34**, 4,101—109, 1965.
225. *Jurković I., Sakać K.* Stratigraphical, Paragenetical and genetical characteristic of bauxites in Jugoslavia. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1—3, X, 1963. **1**, 253—263, 1964.

226. *Калугин А. С.* О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. Литология и полезные ископаемые, 1, М., 3—22, 1967.
227. *Karanov C. L.* Die Bauxite aus dem Gebiet von Tran. Rev. Bulgar. Geol. Soc. Sofia, 26, 21—40, 1965.
228. *Карапетов С. С.* Бокситоносные породы Центрального Памира. Сов. геол., 9, М., 99—103, 1968.
229. *Károly Gy., Oravecz J., Kopek G., Dudich E.* Stratigraphic horizons of the footwall and hanging-wall formations of bauxite deposits in Hungary. MÁFI. Évk. Budapest, 95—107, 1970.
230. *Karšulin M.* O genezi alumo-silikata u boksitiuma. Glassnik hemiskog društva, 18, 461—468, 1953.
231. *Karšulin M.* «Tućanit»» — novi mineral sastava 4 $Al_2(OH)_6 \cdot 2H_2O$. Jugosl. Akad. Znan.-i Umjet. Zagreb, 113—127, 1960.
232. *Karšulin M.* Das Mineral $2Al_2(OH)_6 \cdot 1H_2O$ — «Tućanit». Symp. bauxites, oxydes et hydroyxydes d'aluminnium Zagreb, 2, 37—46, 1964.
233. *Keller W. D.* Diaspore clay cast of fossil wood in a Missouri diaspore pit. Amer. Miner., 23, 7, 461—463, 1938.
233a. *Keller W. D.* The origin of high-alumica clay minerals — a review. Twelth Nat. Conf. Clays and Clay Miner., 129—151, 1964.
233b. *Keller W. D., Westcott J. F., Bledsoe A. O.* The origin of Missouri fire clays, Proc. Second Nat. Conf. on Clays and Clay Miner., 7—46, 1954.
234. *Kelly W. C.* Some data bearing on the origin of Jamaican bauxita. Amer. Journ. Sci., 259, 3, 288-294, 1961.
235. *Kennedy G. C.* Phase relations in the system Al_2O_3 — H_2O at high temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., 257, 563—573, 1959.
236. *Kessmann J.* Zur hydrothermalen Synthese von Brookit. Zeitschr. Anorg. Allgem. Chemie, 346, 30—43, 1966.
237. *Khain V. E.* Main Trends in the Development of the Earth's Crust (Lithosphere). Int. Geol. Congress XXIV, Session, Section 3. Montreal, 58—63, 1972.
238. *Ким Ю. И.* Тургайская бокситоносная карстовая область. Сов. геол., 8, М., 13—24, 1970.
239. *Kimpe C., de, Gastuche M. C., Brindley G. W.* Low-temperature synthesis of kaolin minerals. Amer. Miner., 49, 1—2, 1964.
240. *Кириков К. А., Михайлов Б. М.* Геологические предпосылки поисков бокситов на Востоке СССР. Сов. геол., № 3, 123—126, 1971.
241. *Кирпаль Г. Р.* Особенности геологического строения и размещения типов бокситовых месторождений Тургайской провинции. Геология рудных месторождений, 14, 3, М., 66—80, 1972.
242. *Кирпаль Г. Р.* Промышленные типы бокситовых месторождений и перспективы их поисков на территории СССР. Минерство геологии СССР, сер. «Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых», М., 1—45, 1972.
243. *Кирпаль Г. Р., Теняков В. А.* Месторождения бокситов. В кн.: «Рудные месторождения СССР». 1. М., 252—324, 1974.
244. *Кирпаль Г. Р.* Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. Изд-во «Недра». М., 1—263, 1977.
245. *Kiskyras D.* Die mittel-eozänen Bauxitvorkommen von Pylos und ihr Chemismus. Praktika Akad. Athinon, 33, 333—342, 1958.
246. *Kiskyras D.* Die mineralogische Zusammensetzung der griechischen Bauxite in Abhängigkeit von der Tektonik. Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 94, 662—680, 1960.
247. *Kiskyras D.* Die Tektonik der Bauxitvorkommen vom Eleusis-Mandra und Megara Gebiet. Praktika Akad. Athinon, 35, 232—239, 1960.
248. *Kiskyras D.* Quelques remarques sur la géologie des bauxites de la Grèce occidentale. Praktika Akad. Athinon, 37, 370—378, 1962.
249. *Kišpatić M.* Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Neues Jahrb. Mineral. Beil. Bd., 34, 513—522, 1912.
250. *Kiss J.* La constitution minéralogique de la bauxite de Nézsa. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, 1, 1—4, 113—132, 1952.
251. *Kiss J.* Ösmaradvány a gánti bauxitban. Földt. Közl. Budapest, 68—69, 1953.
252. *Kiss J.* Recherches sur les bauxites de la Hongrie I. (Gánt), Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 3, 1—3, Budapest, 45—88, 1955.
253. *Kiss J., Vörös I.* La bauxite lignitfère du mont Bogolyhegy (Gánt) et le mécanisme de la sédimentation de la bauxite. Ann. Univ. Eötvös Budapestiensis. sec. geol. Budapest, 67—90, 1965.
254. *Knechtel M. M.* Bauxitization of terra rossa in the Southern Appalachian region. US. Geol. Survey Prof. Paper. 475-C. Washington, 151—155, 1963.
255. *Князева Б. Н.* Строение, состав и генезис бокситовых месторождений Ивдельского района. В кн.: «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», М., 149—158, 1966.
256. *Komlóssy Gy.* A bauxitpiritesedés kérdése. Föld. Közl. Budapest, 96, 220—226, 1966.

257. *Komlóssy Gy.* Contribution a la connaissance de la genèse des bauxites hongroises. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **11**, 477—489, 1967.
258. *Komlóssy Gy.* The Iszkaszentgyörgy bauxite (SE Bakony Mts, Hungary). Problems of genesis and mineral formation. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 347—358, 1970.
259. *Komlóssy Gy.* Minéralogie, géochimie et génétique des bauxites du Vietnam du Nord. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **20**, 199—244, 1976.
260. *Коннов Л. П.* Геология и генезис бокситов Средней Азии. Изд-во «Недра», М., 1—288, 1972.
261. *Konta J.* Proposed classification and terminology of rocks in the series bauxite-clay-ironoxid ore. Journ. Sediment. Petrol., **28**, 83—86, 1958.
262. *Конта И., Кужварт М.* Латеритные и бокситовые породы на территории Чехословакии. В кн. «Кора выветривания», вып. 5, М., 138—156, 1963.
263. *Kormos T.* Hidrargillit és kénes bauxit Isztriában. Bány. Koh. Lapok. 12, Budapest 1—8, 1930.
264. *Kozlowsky C.* Der Mineralbestand österreichischer Bauxite. Karinthin. F., **33**, 156—161, 1956.
265. *Köhler A.* Ein Vorkommen von Carnotit im Bauxit von Unterlaussa. Jahr. Oberösterr. Musealvereins Linz, 359—360, 1955.
266. *Köster H. M.* Beiträge zur Kenntniss indischer Laterite. Heidelberger Beitr. Min. und Petr., 5, 23—64, 1956.
267. *Kramer E.* Untersuchungen über die Entstehung der sogenannten «terra rossa». Abhand. südslavischen Akad. 95, Zagreb, 188, 1889.
268. *Krauskopf K. B.* Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill. New York, p. 1—721, 1967.
269. *Krenner J.* A terra rossa keletkezéséről. Természettud. Köhzl. Budapest, 124—128, 1876.
270. *Кривцов А. И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Изд-во «Недра». Л., часть I, 1—366, часть II, 1—326, 1968, 1969.
271. *Куликова Г. В., Цеховольская Д. И., Шитов В. А.* Нордстрандит — первая находка в СССР. ДАН СССР, **217**, № 1, 190—193, 1974.
272. *Lachmann R.* Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt. Zeitschr. Prakt. Geol., **16**, 353—362, 1908.
273. *Lacroix A.* Doelterit. Nouv. arch. Mus. Hist. Nat. Paris, 5, 334, 1913a.
274. *Lacroix A.* Les latérites de Guinée française et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Arc. Mus. Hist. Nat. Paris, 5, 255—356, 1913b.
275. *Lahodny-Šarc O., Mihelčić-Gostiša B., Karšulin M.* On the structure and thermal beha vior of allophanic procaolin. Travaux ICSOBA 6. Zagreb, 13—25, 1969.
276. *Lang W. B., Warren W. C., Thompson R. M., Oberstreet E. F.* Bauxite and kaolin deposits of the Irwinton district, Georgia. US Geol. Surkey Bull. 1199-J. Washington, 1—26, 1965.
277. *Lapparent J., de.* Les bauxites de la France méridionale. Mém. Carte Géol. France. Paris, 1—187, 1930.
278. *Lapparent J., de.* Raisons géologiques de la formation des trois hydroxydes d'aluminium naturels. Congr. internat. mines. 7e sess. sec. géol. appl. 1. Paris, 375—379, 1935.
279. *Lapparent J., de.* L'émeri de Samos. Mineral. Petrogr. Mitt. Leipzig, **49**, 1—30, 1937.
280. *Lapparent J., de.* Composition minéralogique, structure et origine des émeris de Turquie. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **223**, 227—228, 1946.
281. *Лавренчук В. Н., Шировский Г. В., Гольдшмидт М. М.* Вещественный состав галек из бокситов Аркалыкского месторождения (Казахстан). Литол. и полезн. ископ., № 2, М., 49—57, 1974.
282. *Le Pichon X.* Sea-floor spereading and continental drift. Journ. Geophys. Research, **73**, 3661—3697, 1968.
283. *Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate tectonics. Developments in Geotectonics. 6. Amsterdam, London, New York, 300 p., 1973.
284. *Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Изд-во АН СССР, М., 1—110, 1963.
285. *Lotti A.* Hypothesen über die Beziehungen des Ursprungs von Saldame und Bauxite. Neues Jahrb. Miner., **11**, 157, 1941.
286. *Lovering T. S.* Significance of accumulator plants in rock weathering. Bull. Geol. Soc. Amer., **70**, 781—800, 1959.
287. *Luković S. M.* O pojavi sideritskog tipa bemitskih boksita u lezistu Gornjeg polje kod Nikcica. Zbornik Rudarsko-Geološkog fakulteta. Sv., **7**, 57—61, 1962.
288. *Luković S.* Some observations on the mineralogy and petrology of the bauxite deposits of Montenegro, Yugoslavia. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, **1**, 275—284, 1964.
289. *Luković S.* Procesi površinskog raspadanja sa obrazovanjem sekundarnog aluminita i gibsita u bemitskim kaolinboksitima Crne Gore. Zbornik radova Rudarsko-geološkog fakulteta Beograd, **11**, **12**, 55—63, 1970.
290. *Maksimović Z.* Nimesite — a new septechlorite from a bauxite deposit near Megara (Greece). Bull. sci. Sect. A. Yougosl. Beograd, **17**, 224—226, 1972.

291. *Maksimović Z.* Nickel clay minerals in some laterites, bauxites and oolitic iron ores. Sixth Conf. on Clay Mineral and Petrol. Praha, 119—134, 1973.
292. *Малаховский В. Ф., Лысенко Н. И.* О находке боксита в Горном Крыму. Литол. и полезн. ископ., 4, М., 105—108, 1964.
293. *Малявкин С. Ф.* К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР, В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд-во АН СССР, М.—Л., 513—534, 1937.
294. *Marić L.* Terra rossa dans le karst de Yougoslavie. Predavanja Odrzana u Jugoslavenskoj Akademiji Znanosti i Umjetnosti Zagreb, **32**, 5—58, 1964a.
295. *Marić L.* Terra rossa et bauxite. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1963, X. **1—3**, 1, 190—199, 1964b.
296. *Marić L.* Untersuchungen zur Genesis der Karstbauxite in den Dinariden Jugoslaviens. Mitt. Inst. Lagerstättenforsch. u. Rohstoffkunde Techn. Univ. Berlin. Heft, **2**, 1—49, 1966.
297. *Marić L.* Nordstrandite et gibbsite dans la terra rossa du karst des Dinarides. Geol. Vjesnik, Zagreb, **21**, 281—292, 1968.
298. *Marić L.* Relations génétiques entre la terra rossa et les bauxites dans le karst des Dinarides en Yougoslavie. Bull. Museum. Nat. Hist. Naturelle. Paris. 2e Série **41**, 3, 770—777, 1969.
299. *Marić L.* Sur la morphologie des gisements et la composition minéralogique quantitative des bauxites d'Obrovac (Dalmatie septentrionale). MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 403—410, 1970.
300. *Marić L.* Quantitative mineralogical analysis of terra rossa of the SW parts of SR Croatia (Yugoslavia). VII. Kongres Geologa SERJ Zagreb 28. IX.—30. IX. 1970. knjiga II, 175—195, 1972.
301. *Marušić R.* Der Bauxitbergbau Jugoslaviens, seine Probleme und Zukunftsaussichten. Bergbau-Kongress Budapest, No. 54, 3—26, 1960.
302. *Matsusaka Y., Sherman G. D. Swindale L. D.* Nature of magnetic minerals in Hawaiian soils. Soil Science, **100**, 192—199, 1965.
303. *Mattauer M., Proust F.*, L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provencal au Crétacé et au Paléogène. Compt. Rend. Colloque Biogéographie du Crétacé-Eocène de la France méridionale. Paris, 9—20, 1967.
304. *Медведев И. Т.* Некоторые минералогические и структурно-текстурные особенности бокситов Приангарья. (На примере Порожнинского месторождения.) В кн.: «Платформенные бокситы СССР». М., 263—275, 1971.
305. *Мелещенко В. С.* Месторождение бокситов «Межевой Лог» на западном склоне Южного Урала. Цветные металлы, № 1, 1945.
306. *Михайлов Б. М.* К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита. ДАН СССР, **157**, № 4, М., 856—858, 1964.
307. *Михайлов Б. М.* Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР масштаба 1 : 5 000 000. Министерство геологии СССР и ВСЕГЕИ, Л., 1—58, 1973.
308. *Михайлов Б. М.* Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. В кн.: «Проблемы генезиса бокситов», Изд-во «Наука», М., 41—55, 1975.
309. *Михайлов Б. М.* Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. В кн.: «Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых», Изд-во «Наука», Новосибирск, 179—184, 1977.
310. *Miholić S.* Die Entstehung der Bauxite auf Kalk. Berg und Hüttenm. Monatsh., **101**, 2, 38—40, 1956.
311. *Miholić S.* The genesis of the Mediterranean bauxites. Bull. Sci., **5**, 2, 46, 1960.
312. *Mindszenty A.* Kísérlet a bauxitos ilmenit keletkezésének és bomlásának fizikaikémiai értelmezésére. Föld. Közl. Budapest, **100**, 382—387, 1970.
313. *Misirlić M., Mitrović M.* Osobine boksita iz rudnika «Grebnik» — Rudarski Glasnik No. 2, 42—67, 1969.
314. *Mouratov M. V.* Main Structural elements of the Crust on Continents, their interrelations and Age. Int. Geol. Congress XXIV. Session Section 3, Montreal, 71—78, 1972.
315. *Нагорский М. П.* Генезис девонских бокситов Салаирского кряжа. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 306—318, 1958.
316. *Náray-Szabó I., Péter E.* Nachweis von Nordstrandit und Bayerit in ungarischen Ziegeltonen. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **11**, 375—377, 1967.
317. *Natević L., Živaljević T., Burić P.* Geologija ležišta boksita na Viduši Planini u Jugoitočnoj Hercegovini. Geološki Glasnik. Sarajevo, No. 11, 433—438, 1966.
318. *Nemecz E.* A bauxit vasásványai. Föld. Közl. Budapest, **83**, 333—343, 1953.
319. *Nemecz E., Varju Gy.* Relationship between «flintclay» and bauxite formation in the Pilis Mountains. A model of bauxite formation. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **11**, 453—473, 1967.
320. *Neuhaus A., Heiede H.* Hydrothermal-Untersuchungen im System Al_2O_3 — H_2O. Berichte Deutsch. Keram. Gesellsch., **42**, 167—184, 1965.

321. *Neumayr M.* Zur Bildung der Terra rossa. Verhandl. der k. u. k. geol. Reichsanstalt. Wien, No. 3, 50—51, 1875.
322. *Nia R.* Geologische, petrographische, geochemische Untersuchungen zum Problem der Boehmit-Diaspor-Genese in griechischen Oberkreide-Bauxiten der Parnass-Kiona-Zone. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. Univ. Hamburg, 1—133, 1968.
323. *Nicolas J.* Nouvelles données sur la genèse des bauxites a mur karstique du Sud-Est de la France. Mineral. Depos., **3**, 18—33, 1968.
324. *Nicolas J.* Problème de la genèse des bauxites a mur karstique de France. MÁFI. Évk., **54**, 3, Budapest, 135—164, 1970.
325. *Nicolas J., Esterle M.* Position et âge de la bauxite karstique d'Ollières (Var). Présence de Gastéropodes dans la bauxite de Mazaugues (Var). Comp. Rend. Acad. Sci. Paris, **260**, 3722—3723, 1965.
326. *Nicolas J., Kotschoubey B.* Précisions sur les «nodules» riches en nickel présents dans les bauxites à mur karstique de la mine des Codouls (Var). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **274**, 1449—1452, 1972.
327. *Nicolas J., Lecolle M.* Nouvelles hypothèses concernant le mode de transport de dépôt de la bauxite de Mazaugues (Var). Compt. Rend. Acad. Sci. France. série D. Paris., **263**, 224—227, 1966.
328. *Oberhauser R.* Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. Jahrb. Geol. Bundesanstalt. Wien, **111**, 1964.
329. *Okamoto G., Okura T., Goto K.* Properties of silica in water. Geochim. Cosmochim. Acta, **12**, 123—132, 1957.
330. *Orlov A.* Note sur le gisement de bauxite en Tchécoslovaquie. Bull. internat. de l'Académia de Sciences de Bohême Praha, 1—5, 1937.
331. *Орлова П. В.* Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 282—305, 1958.
332. *Overstreet E. F.* Geology of the Southeastern bauxite deposits. US. Geol. Survey Bull. 1199-A. Washington, 1—19, 1964.
333. *Önay T. S.* Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweiz. Miner. Petr. Mitteil., **29**, 357—491, 1949.
334. *Ozlü N.* Différents modes de formation de breches calcaro-bauxitiques dans les bauxites des Taurides occidentales (Turquie méridionale). Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **284**, 1021—1023, 1977.
335. *Özlü N.* Étude géologique, minéralogique et géochimique des bauxites de la région d'Akseki-Seydisehir/Taurus occidental, Turquie). These d'état es sciences naturelles. Paris, 455 p., 1978.
336. *Pa Ho Hsu, Bates Th. F.* Formation of X-ray amrophous and crystalline aluminium hydroxides. Mineral. Mag., **33** (**264**), 749—768, 1964.
337. *Pantić N.* Die fossile Flora in den weissen Bauxiten von Montenegro. Annales Géol. Péninsule Balkanique. Beograd, **25**, 77—83, 1958.
338. *Papastamatiou J.* The emery of Naxos. Geol. and Geophys. Survey. Athens, 37—68, 1951.
339. *Papastamatiou J.* Les bauxites de l'île de Skopelos (Sporades du Nord). Bull. Geol. Soc. Greece, **5**, 52—74, 1963.
340. *Papastamatiou J.* Les gisements de bauxite en Grèce Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, **1**, 285—293, 1964.
341. *Papastamatiou J.* Quelques observations sur la genèse des bauxites en Grèce. Travaux ICSOBA. Zagreb, **1**, 3—8, 1965.
342. *Papastamatiou J., Maksimović Z.* Contribution to the study of genesis of Greek bauxites: Chemical and mineralogical composition of Mandra II bauxite deposit. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 391—402, 1970.
343. *Papée D., Tertian R., Biais R.* Recherche sur la constitution des gels et des hydrates cristallisés d'alumine. Bull. Soc. Chim. France, **11—12**, 1301—1310, 1958.
344. *Papiu V. C., Mînzatu S.* Hypothèse sur la genèse des bauxites du massif de Padurea Craiului (Monts Apuseni). Anuarul Com. Stat. Geol., **37**, 37—69, 1969.
345. *Papiu V. C., Mînzatu S., Iosof V.* Genetische Typen der Karstbauxiten in den Rumänischen Kreideformationen. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 241—264, 1970.
346. *Papiu V. C., Mînzatu S., Iosof V., Udrescu C., Giuşcă R.* Caractères chimico-minéralogiques des bauxites du massif de Padurea Craiului. Anuarul Inst. Geol., **38**, 111—179, 1970.
347. *Papiu V. C., Mînzatu S., Iosof V., Udrescu C., Giuşcă R.* Constitution chimico-minéralogique de la formation bauxitifère du bassin de Hateg. Dari seama sedintelor, **57**, 77—123, 1971.
348. *Пастухова М. В.* Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. В кн.: «Проблемы генезиса бокситов», Изд-во «Наука», М., 78—99, 1975.
349. *Patterson S. H.* Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world. US Geol. Surv. Bull. 1228. Washington, p. 176, 1967.

350. *Pauls O.* Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. Zeitschr. prakt. Geologie, **21**, 521—572, 1913.
351. *Pávai-Vajna F.* A bauxit keletkezéséről. Bány. Koh. Lapok. Budapest, **81**, 7, 194—195, 1948.
352. *Pedro G.* Intêret géochimique et signification minéralogique du paramètre moleculaire $Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ dans l'étude des latérites et bauxites. Bull. Groupe Francais Argiles. Nouvelle Série 13. Paris, **18**, 19—31, 1966.
353. *Pedro G.* Sur l'altération des matériaux calcaires en conditions «latéritisantes»: étude expérimentale de l'évolution d'une marne illitique. Compt. Rend. Acad. Sci. série D. Paris, **270**, 36—68, 1970.
354. *Pedro G., Berrier J.* Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. Compt. Rend. Acad. Sci. série D. Paris, **262**, 729—732, 1966.
355. *Pedro G., Berrier J., Tessier D.* Recherches expérimentales sur l'altération des argiles dioctaédriques de type kaolinite et illite. Bull. Groupe Français Argiles Paris, **22**, 29—50, 1970.
356. *Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. Моск. общ-ва испыт. природы, М., 1947.
357. *Пельтек Е. И.* Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция). В кн.: «Платформенные бокситы СССР», М., 221—262, 1971.
358. *Peppler R. B., Wells L. S.* The system of lime, alumina, and water from 50 to 250 C°. Journ. Res. Nat. Bur. Standards, Washington, **52**, 75, 1954.
359. *Périnet G.* Sur la nature minéralogique des pseudobauxites. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **252**, 3603, 1961.
360. *Périnet G.* Sur la minéralogie des argiles bauxitiques de Peygros (Var). Bull. Soc. trançaise Minéral. Cristall. Paris, **87**, 542—546, 1964.
361. *Petraschesk W. E.* Die Bauxitischen Eisenerze von Payas bei Iskanderun. Bull. Mineral. Research and Explor. Inst. of Turkey, No. 65, 22—26, 1965.
362. *Petrascheck W., Petrascheck W. E.* Lagerstättenlehre. Springer-Verlag Wien, p. 410, 1950.
363. *Peyronnet Ph., de.* Géologie de la region d'Alanya (Taurus Méridional). Doktori értekezés. Paris, 1—288, p. 1970.
364. *Peza L. H. Xhomo A., Theodhori P.* Les dépots triasiques de la vallée de Valbona. Përmbledhje Studimesh. No. 13, 77—90, 1969.
365. *Porrenga D. H.* Glauconite and Chamosite as marin depth indicators. Marine Geology, 5, 495—501, 1967.
366. *Radoičić R.* Stratigrafski polozaj nekih boksita u Crnoj Gori i Hercegovini. Bull. Géol. Inst. Géol. du Montenegro. Titograd, **3**, 253—256, 1959.
367. *Pobert P.* Sur un gisement de bauxite de l'ile d'Eubée (Grèce). Compt. Rend. Acad. Paris, **272**, 3238—3230, 1971.
368. *Roch E.* Les bauxites de Provence; des poussières fossiles? Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **242**, 2847—2849, 1956.
369. *Roch E.* La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. Annales Hébert Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Paris, **9**, 11—69, 1959.
370. *Roch E.* Les roches des Cévennes dans leurs rapports avec la bauxite du Bas-Languedoc et celle des Alpilles. Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France Paris, 59—60, 1972.
371. *Roch E.* Bauxites de Provence et diagenèse. Compt. Rend. Acad. Sci. série D. Paris, **276**, 261—262, 1973.
372. *Roch E., Deicha G.* Sur les «argilites» de la région de Draguignan (Var). Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France Paris, 145—146, 271, 1966.
373. *Romero A.* Les gisements de kaolin et de bauxite de Montenegro (province d'Aconcagua, Chili). Bull. Soc. fr. Minér. Crist., 95, 383—391, 1972.
374. *Rousset Ch.* Le matérial originel des bauxites de Provence, difficultés de reconstitutions paléogéographiques: niveau d'érosion crétaée et tectogenèse tertiaire. Compt. Rend. Acad. Sci. Série D. Paris, **266**, 1213—1215, 1968.
375. *Roy D. M., Roy R., Osborn E. F.* The system $MgO—Al_2O_3—H_2O$ and influence of carbonate and nitrate ions on the phase equilibria. Amer. Journ. Sci., **251**, 337, 1933.
376. *Ruttner A. W.* Die Bauxit-Vorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 131—134, 478, 1970.
377. *Sabiston G. H.* Mineralogical application in characterizing raw materials and intermediate products of the aluminium industry. Journ. Geol. Soc. Jamaica. Proceedings of Bauxite Symp. No. 111, 44—56, 1975.
378. *Sakać K.* O paleoreljefu c pseudopaleoreljefu boksitonisnih područja krša. Geol. Vjesnik. Zagreb, **19**, 123—130, 1966.
379. *Sakać K.* Marine fossils in the bauxites of Dalmatia. Geol. Vjesnik. Zagreb, **19**, 131—138, 1966.
380. *Sakać K.* A new Survey of Stratigraphic Bauxite-bearing Horizons in Croatia (Yugosla-

via). Bull. Sci. Cons. des Acad. Sci. et Arts de la RSF de Yougoslavie. Beograd, **17**. No. 7—8, 221—223, 1972.
381. *Шарова А. К., Глазунова З. Ф.* Минералогический состав триасовых бокситов Вьетнама. В кн.: «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», М., 263—273, 1966.
382. *Шарова А. К., Руднова М. Я.* Стриговит из Южноуральского бокситового бассейна. В сб.: «Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале». Свердловск, Тр. Инст. геол. (Уральск. фил. АН СССР), вып. 64, 59—64, 1964.
383. *Saurin E.* Bauxites marines au Cambodge. Compt. Rend. Soc. Géol. France. Paris, 53—55, 1965.
384. *Ščavničar S., Trubelja F., Sijarić-Pleho G.* Mineralogical and chemical properties of Herzegovinian bauxites. Travaux ICSOBA Zegreb, 5, 45—62, 1968.
385. *Scheffer F., Welte E., Ludwieg F.* Zur Frage der Eisenoxydhydrate im Boden. Chemie der Erde, **19**, 1, 51—64, 1957.
386. *Schellmann W.* Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. Chemie der Erde, **20**, 2, 104—135, 1959.
387. *Schellmann W.* Zur Bildung von Böhmit und Hydrargillit in Bauxiten. Zeitschr. Erzbergb. Metallhütt, **17**, 5, 259, 1964a.
388. *Schellmann W.* Zur lateritischen Verwitterung von Serpentinit. Geol. Jahrbuch. Hannover, **81**, 645—678, 1964b.
389. *Schellmann W.* Sekundäre Bildung von Chamosit aus Goethit. Zeitschr. Erzbergb. Metallhütt, **19**, 6, 302—305, 1966.
390. *Schneiderhoehn H.* Erzlagerstätten. Jena, 1944.
391. *Schoen R., Roberson C. E.* Structures of aluminum hydroxyde and geochemical implications. American Mineralogist, **55**, 43—77, 1970.
392. *Schofield J. C.* The geology and hydrology of Niue Island, South Pacific. New Zeeland Geol. Surv. Bull., **62**, 1—27, 1959.
393. *Schüller A.* Mineralogie und Petrographie neuartiger Baaxite aus dem Gun-Distrikt, Honan-Provinz (China). Geologie. Berlin, **6**, 4, 379—399, 1957.
394. *Schwarzbach M.* Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, p. 275, 1961.
395. *Schwertmann U.* Die Bildung von Eisenoxydmineralen. Fortschr. Miner., **46**, 274, 1969.
396. *Ségalen P.* Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. ORSTOM Cahiers Pédol. Paris, **3**, 149—176, 179—205, 1965.
397. *Сидоренко А. В., Тенякова В. А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и «принцип сходства» экзогенных процессов в докембрии и фанерозое. ДАН СССР, **226**, № 5, 1150—1153, 1976.
398. *Sinclair I. G.* Estimation of the thickness of limestone required to produce the Jamaican bauxites by the residual process. Journ. Geol. Soc. Jamica, 8, Kingston 24, 1966.
399. *Šinkovec B.* Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yugoslavia. Prirodoslovna Istrazivanja. Acta Geol. Zagreb, **39**, 7, 1—67, 1970.
400. *Sinno R., Franco E.* Composizione mineralogica e chimica di alcune bauxiti del bacino del Mediterraneo. Atti Acad. Sci. fis. mat. Lapoli Serie 3a Napoli, **5**, 3, 49—99, 1965.
401. *Škorić A.* Study of clay on some genetical soil types in Yugoslavia. Soil Science, **93**, 2, 1962.
402. *Slansky M., Lallemand A., Millot G.* La sédimentation et l'altération latéritique des formations phosphatés du gisement de Taiba (République de Sénégal). Bull. Serv. Carte Geól. Als. Lorr. Strassbourg, **17**, 311—324, 1964.
403. *Slatkine A., Heller L.* A petrological study of the flint clay from Maktesch Ramon, Israel. Int. Geol. Congress XXI. Session, Part 24, 88—107, 1961.
404. *Smith A. G., Briden J. C., Drewry G. E.* Phanerozoic World Maps. Special Papers in Paleontology, **12**, 1—42, 1973.
405. *Sóki I.* A Nagyegyház, Csordakút, Mány-környéki bauxitelöfordulások. Bány. Koh. Lapok. Bány, **106**, 2, 119—124, 1973.
406. *Соколова М. Ф.* Нордстрандит в бокситах Сибирской платформы. В кн.: «Проблемы генезиса бокситов». Изд-во «Наука», М., 246—251, 1975.
407. *Соколова М. Ф., Козлов Г. В.* Байерит и нордстрандит в бокситовых породах лиственного проявления (Енисейский кряж). Кора выветривания, вып. 15, М., 227—229, 1976.
408. *Solymár K.* Alumogoethit in den ungarischen Bauxiten. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 359—374, 1970.
409. *Solymár K., Jónás K.* A goethit rácsába beépült Al-tartalom vizsgálata és jelentösége a magyar bauxitokban. Bány. Koh. Lapok — Koh. Budapest, **104**, 5, 226—235, 1971.
410. *Stauffer K. W.* Devonian laterite in Chitral State, West Pakistan. Econ. Geol., **64**, No. 4, 452—454, 1969.
411. *Stegena L., Géczy B., Horváth F.* A Pannon-medence késökainozóos fejlödése. Föld. Közl. Budapest, **105**, 2, 101—123, 1975.
412. *Strahl E. O.* The mineralogy of Jamaican bauxite and its effect on Bayer process technology. Journ. Geol. Soc. Jamaica. Bauxite/Alumina Symposium. Special Issue. Kingston, 62—69, 1971.

413. *Szabó I., Ravasz Cs.* Investigation of the Middle Triassic Volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. Annales Hist. Nat. Musei Nat. Hung. Pars Mineral. Palaeont. Budapest, **62**, 31—51, 1970.
414. *Szádeczky Gy.* A Bihar-hegység aluminiumérceiröl. Föld. Közl. Budapest, **35**, 213—231, 247—267, 1905.
415. *Szádeczky Gy.* Bemerkungen zu «Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt». Zeitschr. Prakt. Geol., 504—505, 1908.
416. *Szádeczky-Kardoss E.* Geokémia. Akadémia Kiadó, Budapest, p. 680, 1955.
417. *Szádeczky-Kardoss E.* A Mediterrán-tipusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. MTA. X. Osztályának Közleményei Budapest, 113—122, 1972.
418. *Szantner F., Szabó E.* The structural-geological conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. MÁFI. Évk. Budapest, **54**, 3, 109—130, 1970.
419. *Сапожников К. Г.* Условия локализации бокситов средиземноморского типа в СССР. MÁFI Évk. **54**, 3, Budapest, 311—316, 1970.
420. *Сапожников Д. Г.* О бокситах южной части Западной Сибири. (Салаиро-Кузнецкая провинция). В сб.: «Платформенные бокситы СССР». Изд-во «Наука», М., 218—220, 1971.
421. *Сапожников Д. Г.* Фация диаспорхлоритовых пород на бокситовых месторождениях Южного Урала. ICSOBA 3e Cong. Internat. Nice. 171—174, 1973.
422. *Сапожников Д. Г.* Генетическая классификация бокситовых месторождений СССР. В кн.: «Проблемы генезиса бокситов», «Наука», М., 32—41, 1975.
423. *Székyné Fux V.* Die Rolle von alkalisch hydrolisierenden Ca-Verbindungen in der Bildung und im Abbau der Tonminerale. Acta Univ. Carolinae. Praha. geol. suppl. 1, 447—456, 1961.
424. *Zsékyné Fux. V., Szepesi K.* Új szempontok a szolonyec-szíkes talajok keletkezésére és javítására. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, **6**, 153—171, 1959.
425. *Сердюченко Д. П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. Изд-во. АН СССР, вып. 140, 1—340, 1953.
426. *Слукин А. Д.* Кора выветривания и типы бокситов Чадобецкого поднятия. В сб.: «Платформенные бокситы СССР», М., 276—295, 1971.
427. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Изд-во АН, М., том I, II, 1960.
428. *Tardy Y., Bocquier G., Paquet H., Millot G.* Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. Geoderma, Amsterdam, **10**, 271—284, 1973.
429. *Tarling D. H., Runcorn S. K.* Implications of Continental drift to the Earth Sciences. London, New York, Academic Press, 1973.
430. *Tataris A. A.* The Bauxites of Pelion Mountain (SE Thessaly). Bull. Geol. Soc. Greece, 8, 10—24, 1971.
431. *Taylor G. R., Hughes G.* Biogenesis of the Rennell Bauxite Econ. Geol., **70**, 542—546, 1975.
432. *Telegdi-Roth. K.* Die Bauxitlager des Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. Földtani Szemle. Budapest, **1**, 1, 33—45, 1927.
433. *Telegdi-Roth K.* Jelentés az 1930. és 1931. években a Bakonyhegységben és a Villányi hegységben végzett bauxitkutatásokról. MÁFI 1929—32, évi jel. Budapest, 197—213, 1937.
434. *Теняков В. А. Пастухова М. В.* Происхождение пизолитовых и тубулярных бокситов сверхгигантских месторождений типа Уэйпы. Докл. сов. геологов. Межд. XXV геол. конгр., сессия. Минеральные месторождения, 134—146, 1976.
435. *Tercinier G.* Contribution á la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols des karsts d'atolls surélevés du Sud-Ouest Pacifique. Cah. ORSTOM. sér. Pédol., **9**, 3, 307—334, 1971.
436. *Терентьева К. Ф.* О корунде из боксита Казахстана. Труды ВИМС, новая серия, М., вып. 2, 37—39, 1949.
437. *Терентьева К. Ф.* О генезисе минералов глинозема в боксите. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 51—69, 1958.
438. *Tertian R.* Étude d'un échantillon de bauxite blanche recueilli à Vonji Do (Montenegro). Travaux ICSOBA 3, Zagreb, 31—30, 1966.
439. *Thiel R.* Zum System α FeOOH—α AlOOH, Zeitschr. anorg. allgem. Chemie, **326**, 70—78, 1963.
440. *Тюрин Б. А.* Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана (Центральноказахстанская и Тургайская провинции). В сб.: «Платформенные бокситы СССР», М., 152—192, 1971.
441. *Ткаченко О. А., Большун Г. А.* Мезозойские бокситы Урала (Уральская провинция). В сб.: «Платформенные бокситы СССР». М., 129—151, 1971.
442. *Тодорова Т., Стефанов Д.* Минерален състав на боксити, глини и тера роса от Трънско. Българска АН. Изв. геол. инст. серия стратигр. литол. 22, София, 195—212, 1973.
443. *Torkar K., Krischner H.* Über die Eigenschaften reiner Aluminiumhydroxyde und Oxyde erhalten mit hydrothermalen Darstellungemethoden. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. **2**, Zagreb, 25—35, 1964.

444. *Tóth A.* Origin of the carbonates in the bauxites of the Halimba and Nagyegyháza deposits. Trav. ICSOBA. 13. Zagreb, 165—173, 1976.
445. *Trubelja F., Vasiljević R.* Bauxites of the Baraći region (Jajce). Wissensch. Mitt. Bosnisch-herzegovinischen Landesmuseums, 1, Heft C. Naturwiss. Sarajevo, 149—168, 1971.
446. *Трубина К. Н.* Бокситоносные отложения Подмосковного бассейна. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, М., 335—346, 1958.
447. *Trümpy R.* Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, 843—908, 1960.
448. *Tućan F.* Terra rossa, deren Natur und Entstehung. Neues Jahrb. Mineral. Beil. Bd. 34, 2. 401—430, 1912.
449. *Tućan F.* Beitrag zur mineralischen und chemischen Kenntnis der Bauxite aus Lika. Bull. internat. Acad. Yougosl. sci. et beaux arts. 28. Zagreb, 5—18, 1934.
450. *Uyeda S.* Dérive des continents et tectonique des plaques. La recherche, 3, 25, 649—664, 1972.
451. *Vadász E.* Alunit a magyar bauxitelöfordulásokban. Föld. Közl. Budapest, 73, 169—179, 1943.
452. *Vadász E.* A magyar bauxitelöfordulások földtani alkata. MÁFI Évk. Budapest, 36, 2, 173—286, 1946.
453. *Vadász E.* Bauxitföldtan. Akadémiai Kiadó. Budapest 1—127 p., 1951.
454. *Vadász E.* Bauxite et terra rossa. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 4, 2, Budapest, 175—182, 1956.
455. *Valeton I.* Faziesprobleme in südfranzösischen Bauxitlagerstätten. Beitr. Mineral. Petrog., 11, 217—246, 1965.
456. *Valeton I.* Sur la présence de todorokite à la base la bauxite de la Rouge (Var). Compt. Rend. Somm. Séances Soc. Géol. France 7. Paris, 260—261, 1970.
457. *Valeton I.* Bauxites. Development in Soil Science *I.* Elsevier. Amsterdam, p. 1—226, 1972.
458. *Végh S.-Né.* Triász Megalodontidák fejlödése és földtörténeti jelentösége. Akadémiai doktori értekezés, kézirat Budapest, 1—163, 1969.
459. *Vendel M., Kisházi P., Boldizsár I.* A Dunántúli Középhegység bauxitelöfodulásainak genetikája. Bány. Kut. Int. Közl. Budapest, 15, 2, 7—43, 1971.
460. *Венков Д. А., Фатхутдинов К. Х.* О некоторых закономерностях распределения рудных залежей Краснооктябрьского месторождения бокситов и огнеупорных глин. В кн.: «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», М., 200—204, 1966.
461. *Вишняков С. Г.* Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Труды Ленингр. геол. управл., вып. 21. Госгеолиздат, Л., 1940.
462. *Вишняков С. Г.* История глиноземных минералов в бокситовых породах. ДАН СССР, 88, р 3, М., 543—546, 1953.
463. *Vörös I.* Iskaszentgyörgyi bauxit szelvények mikromineralógiai és nyomelem vizsgálata. Föld. Közl., 88, Budapest, 48—56, 1958.
464. *Vörös I.* Ferriilmenite dans la bauxite de Iszkaszentgyörgy. Travaux ICSOBA. 5. Zagreb, 1—3, 1968.
465. *Vörös I.* Micromineralogical investigations of the bauxite sections of Gánt, Hungary. Proceedings Second Int. Symp. ICSOBA, Budapest, 2, 31—37, 1971.
466. *Vörös I., Gecse* É. Micromineralogical and sedimentological study of some Hungarian bauxites. Trav. ICSOBA. Zagreb, 13, 175—183, 1976.
467. *Vroblevskaja Z. V., Delitsin I. S., Zvyagin B. B., Soboleva V. S.* Cookeite with a Perfect Regular Structure, Formed by Bauxite Alteration. Amer. Mineralogist, 60, 1041—1046, 1975.
468. *Wall J. R. D., Wolfeden E. B., Beard E. H., Deans T.* Nortstrandite in soil from West Sarawak, Borneo. Nature, No. 4851, 264—265, 1962.
469. *Wang-Chung-Hsing.* Genetic conditions of bauxite deposits, central Kweischow. Internat. Geology Review, 11, 6 (1969) 677—682 (leforditva Acta Geologica Sinica, 45, 3-ból).
470. *Warren W. C., Bridge J., Overstreet E. F.* Bauxite deposits of Virginia. US. Geol. Survey Bull. No. 1199-K Washington, 1—17, 1965.
471. *Waterman G. C.* Some chemical aspects of bauxite genesis in Jamaica. Econ. Geol., 57, 5, 829—830, 1962.
472. *Wedepohl K. H.* Handbook of Geochemistry. Vol. I, II, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1969.
473. *Wefers K.* Zum System Fe_2O_3 — H_2O. Beriche deutsch Keram. Gesellsch., 43, 677—684, 703—708, 1966.
474. *Wefers K.* Phasenbeziehung im System Al_2O_3 — Fe_2O_3 — H_2O. Erzmetall, 20, 13—19, 71—75, 1967.
475. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Wieweg, Braunschweig, 1915.
476. *Wein Gy.* Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien, 116, 85—101, 1973.
477. *Weinmann B.* Die Böden des Insel Keffalina. Giessener Abhandl. Agrar. Wirtsch. forsch., 28, 213, 1964.

478. *Weisse G., de.* Les bauxites de l'Europe Centrale. Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **58** (9), 1—162, 1948.
479. *Weisse G., de.* Bauxite latéritique et bauxite karstique. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zegreb, **1**, 7—29, 1964.
480. *Weisse G., de.* Sur la présence de nickel dans un gisement de bauxite près de Mégare. Mineralium Deposita, **2**, 349—356, 1967.
481. *Weisse G., de.* Bauxite sur un atoll du Pacifique. L'île de Rennel dans l'archipel des Salomons. Mineralium Deposita, **5**, 181—183, 1970.
482. *Weisse G., de.* Quelques considérations sur les bauxites des Abruzzes et sur la présence de cuivre dans un gisement. ICSOBA 3e Congrès Internat. Nice, 63—71, 1973.
483. *Weisse G., de.* Bauxites karstiques sur calcaires récents. Travaux de l'ICSOBA. No. 13, Zagreb, 51—62, 1976.
484. *Wilson J. T., Burke K.* Two Types of Mountain Building. Nature, **239**, 448—449, 1972.
485. *Wippern J.* Die Aluminium-Rohstoffe in der Turkei. Bull. Mineral. Res. Explor. Incorp. of Turkey. No. 62, 85—90, 1964.
486. *Würzburger U.* Survey of the clay sequence in Maktesch Ramon. Progress Report No. 7. Geol. Survey Israel. Jerusalem, 1960.
487. *Zans V. A.* Bauxite resources of Jamaica and their development. Colonial Geol. Miner. Resources, **3**, 4, 307—332, 1954.
488. *Zans V. A.* Recent views on the origin of bauxite. Geonotes, **1**, 5, Kingston. 123—132, 1959.
489. *Зеленов К. К.* О возможном вулканогенном источнике геосинклинальных бокситов. Symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1, 115—134, 1964.
490. *Зеленов К. К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. Изд-во «Наука», М., 1—214, 1972.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

491. *Schneiderhöhn H.* Erzlagerstätten. VEB G. Fischer Verlag, Jena, 371, p., 1962.
492. *Goldschmidt V. M.* Principles of distribution of chemical elements and rocks. Journal Chem. Soc., 655—673, 1933.
493. *Hill V. G., Davis C. E.* Progress report on compositional correlation and structural relationships in Jamaica bauxite deposits. Journal Geol. Soc. Jamaica. Bauxita/Alumina Symposium, Special Issue, 17—24, 1971.
494. *Robinson E.* Observation on the geology of Jamaican bauxite. pp. 3—9. Journal Geol. Soc. Jamaica. Bauxite/Alumina Symposium, Special Issue, 1971.
495. *Eysinga F. W. B., van.* Geological Time Table. Elsevier Publishing Co., 1978.
496. *Konda J.* Lithologische und Fazies-Untersuchung der Jura Ablagerungen des Bakony Gebirges. Föld. Int. Évkönyve Budapest, **50**, 155—224 (225—260), 1970.
497. *Véghné Neubrandt E., Oravecz J.* Formations triassiques supérieures des Montagnes Gerecse et Vértes, Transdanubie. Föld. Int. Évkönyve Budapest, **49**, 291—294 (381—385), 1961.
498. *Bárdossy Gy., White J. I.* Carbonate inhibits the crystallization of aluminum hydroxide in bauxite. Science, **203**, 355—356, 1979.
499. *Lee J. W.* Zans' theory on origin of bauxite deposits supported by Pepper Area. Bull. Scientific Research Council, Jamaica, **5**, No. 2, 45—48, 1964.
500. *Strunz H.* Mineralogische Tabellen (5. Auflage) Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig, 621 p., 1970.
501. *Barnabás K.* A halimbai és nyirádi terület földtani kutatása Magyar Állami Földtani Int. Évkönyve XLVI. kötet 3. füzet, 409—431, 1957.
502. *Dudich E.* A Nyirád-Darvastói kénes bauxit geokémiai vizsgálata. Föld. Közl. 95. kötet, 298—305, 1965.
503. *Shukhrov F. K.* On mineralogical and geochemical criteria in the genesis of red beds. Chemical Geology, **12**, 67—75, 1973.
504. *Robie R. A., Waldbaum D. R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15 K (25 C°) and one atmosphere (1013 bars) pressure at higher temperatures. US Geological Survey Bull., **1259**, 255 p., 1968.
505. *Jung.* Précis de pétrographie. Masson et Cie. Paris, 314 p., 1958.
506. *Moorbath S.* The oldest rocks and the growth of continents, Scientific American, 92—104, 1977.
507. *Comer J. B.* Genesis of Jamaican bauxite. Econ. Geol., **69**, 1251—1264, 1967.
508. *Maignien R.* Compte rendu de recherces sur les latérites. Recherches sur les ressources naturelles, IV, UNESCO, 155, p., 1966.
509. *Siefermann G.* Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun, variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical Thèse Fac. Sci. Strasbourg, 290, p. 1969.
510. *Arden D. D.* Geologic history of the Nicaraguan Rise. Transactions Gulf Coast Assoc. Geol. Societies. Miami. Florida, **XIX**, 295—309, 1969.

511. *Horsfield W. T., Roobol M. J.* A tectonic model for the evolution of Jamaica. Journ. Geol. Soc. Jamaica. Kingston, XIV, 31—38, 1974.
512. *Erdélyi M.* Geological studies in the Halimba basin. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. Budapest, **IX**, 339—362, 1965.
513. *Nicolas J., Hieronymus B.* Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'étude de la genèse et du déport des bauxites de Provence. Bull. Soc. Francaise de Céramique, No. 82, 49—67, 1969.
514. *Lemperière P.* La bauxite et sa recherche dans les zones de tectonique complexe. Quelques exemples varois, 1973. ICSOBA troisieme Congres International. Nice, 137—144, 1973.
515. *Zapp A. D.* Bauxite deposits of the Andersonville district, Georgia US Geol. Survey Bull. No. 1199-G, 37 p. 1965.
516. *Ершова К. С., Щербак О. В., Солнцева Л. С., Ткачева Т. В.* Исследование свойств бёмита. В : «Проблемы генезиса бокситов». Изд-во «Наука», М., 266—276, 1975.
517. *Луканина М. И.* Сванбергит в бокситах Каменского района на Среднем Урале. Зап. Всес. мин. общ. 88, вып. 5, 586—591, 1959.
518. *Гладковский А. К., Шарова А. К.* Сульфаты алюминия, стронция, кальция и магния, образовавшиеся при выветривании бокситов. Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 35, 145—154, 1960.
519. *Синицын В. М.* Климат латерита и боксита. Изд-во «Недра», Л., 1—152, 1976.
520. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 534 стр., 1963.
521. *Яншин А. Л.* Вулканизм и осадочное рудообразование. Бюлл. МОИП, отд. геол., **49**, вып. 4, 100 стр., 1941.
522. *Бобров Е. Т.* Бокситоносный карст юго-западной части Сибирской платформы. Труды Моск. об-ва исп. природы, отд. геогр. **12**, 75—85, 1964.
523. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химическое строение земной коры. Геохимия, № 11, 1285—1309, 1967.

Именной указатель

Абдуллаев 143
Айлс (Eyles) 54
Акаемов 346, 347, 373
Аллен (Allen) 105, 158, 211, 281, 291
Андерсон (Anderson) 44, 49, 54, 55, 158, 197, 277
Антал (Antal) 242, 243, 255, 259
Аншелес (Anselesz) 327
Аркоши (Arkosi) 110—113
Архангельский А. Д. 13, 327—329, 339, 340
Архангельский Н. И. 325
Ахмад (Ahmad) 228, 250, 257
Ашраф (Ashraf) 272

Балдине (Báldiné) 343
Балкаи (Balkay) 8, 348, 349, 353
Балог (Balogh) 8
Бардошши (Bárdossy) 5, 6, 102, 113, 114, 200, 240, 252, 273, 275
Барнабаш (Barnabas) 45, 246, 343, 351
Барнер (Barner) 295
Бейтс (Bates) 285
Бенеславский 203, 210, 215, 229—233, 236—238, 246, 247, 251, 254—256, 259—262, 264, 268, 269, 271, 272, 275, 276, 293, 296, 297
Берг (Berg) 328
Бергквист (Bergquist) 197, 208, 303, 328
Бернс (Burns) 332
Беррье (Berrier) 289, 351
Берталан (Bertalan) 82
Бертье (Berthier) 325
Бидло (Bidló) 271
Бледсо (Bledsoe) 75, 105
Бобров 68, 70, 71
Богданов 318
Бойл (Boyle) 241
Болдижар (Boldizsár) 353
Большун 245
Бонт (Bonte) 50, 51, 337, 338, 354
Боуэн (Bowen) 356
Браунер (Враунер) 280, 281
Бриндли (Brindley) 240
Броневой 357
Бруггер (Brugger) 331
Будай (Buday) 8
Будников 275
Бузаг (Buzágh) 114
Буй-Фу-Мий (Buj-Fu-Mi) 81, 116
Бурич (Burić) 268
Бушинский 14—16, 29, 52, 83, 100, 119, 132, 135, 143, 144, 172, 198, 203, 216, 229, 231, 257, 277, 325, 335, 339, 344, 352

Вадас (Vadász) 11, 16, 50, 262, 271, 309, 314, 328, 341, 352
Валетон (Valeton) 12, 15, 16, 101, 106, 240, 291, 292, 297, 325
Вальдбаум (Waldbaum) 304
Варью (Varjú) 105, 226, 340
Василевич (Vasiljević) 81, 258
Вегне (Véghné) 47, 90
Ведеполь (Wedepohl) 16
Вейн (Wein) 369
Вейнманн (Weinmann) 309, 315
Вендель (Vendel) 236, 241, 242, 244, 251, 252, 254, 257, 273, 339, 352, 353
Венков 68, 215
Веферс (Wefers) 286, 287, 293, 302
Вёрёш (Vörös) 230, 231, 233, 236—238, 241, 243, 244, 251—253, 257, 259, 271, 276, 281, 290, 337, 350
Викулова 13
Вилме
Вишняков 99, 290
Врублевская 250, 256

Гамильтон (Hamilton) 357
Гарднер (Gardner) 288
Гаррассовиц (Harrassowitz) 11, 99, 100, 290
Гаррелс (Garrels) 285, 287, 288, 295, 301
Гедеон (Gedeon) 250, 271, 273, 328
Гече (Gecse) 230—232, 236, 238, 243, 244, 252, 259, 271, 277, 337
Гзелл (Gsell) 35, 110, 241
Гинсберг (Ginsberg) 284
Гладковский 273—276, 294, 297, 306
Глазунова 224, 243, 244, 254, 256, 280
Голдич (Goldich) 197, 208, 303, 328
Гольдшмидт (Goldschmidt) 16
Горбачев 249, 270, 300
Горецкий 13, 14, 99, 290, 327, 340, 357
Гоффе (Goffe) 245, 250, 253, 256
Гоцан (Goczan) 356
Грабб (Grubb) 12, 13
Грёглер (Grögler) 280, 281
Грим (Grim) 105
Грубич (Grubić) 88
Гу (Gout) 227, 228, 304
Гуляницкий 137, 226
Гуткин 46, 229

Д'Арженио (D'Argenio) 336
Де Вейсс (de Weisse) 11, 16, 49, 249, 254, 264, 271, 277, 290, 308, 309, 314, 326, 329, 333, 338, 339, 352
Девис (Davis) 225, 341
Де-Граммонт (de Grammont) 227
Де Кимпе (De Kimpe) 289, 351
Делл'Анна (Dell'Anna) 80
Деманжон (Demangeon) 236, 242, 243, 255, 330, 333, 342
Дементьев 150, 344
Демина 60, 61, 76
Денизо (Denizot) 334, 338
Денисевич 25, 144
Де Перонне (De Peyronnet) 237, 243

Джонс (Jones) 228, 250, 257
Дитрих (Dietrich) 241, 270, 271, 281
Добоши (Dobosi) 365
Добре (Daubrée) 327
Долгополов 259
Дольфюсс (Dolfuss) 326
Драгович (Dragović) 171, 234, 267, 268
Дудих (Dudich) 275
Дьёрдь (György) 341
Дюбул-Разаве (Duboul-Razavet) 245
Дюрозуа (Durozoy) 241

Ершова 227

Ёнай (Önay) 104, 243, 252

Жано (Janot) 230
Жибер (Gibert) 230

Запп (Zapp) 62
Захарова 84
Зеленов 327, 335
Зенкович 8
Зигль (Siegl) 280
Зиферман (Siefermann) 351

Ирвин (Ervin) 284

Йонас (Jónás) 227, 233

Кайер (Caillère) 209, 211—213, 227—229, 240, 250, 252, 258, 263, 267, 281, 340
Калугин 328
Каранов (Karanov) 244, 255, 259
Карапетов 246, 255
Карощи (Carozzi) 123
Каршулин (Karšulin) 226, 246
Келлер (Keller) 75, 105, 211, 250, 291, 301
Келли (Kelley) 332
Кемп (Kemp) 363, 365, 374
Кеннеди (Kennedy) 284
Керрол (Carrol) 35
Кессманн (Kessmann) 236, 289
Кёлер (Köhler) 280
Кёстер (Köster) 291
Ким 73
Кирпаль 14, 66, 67, 76, 110
Кискирас (Kiskyras) 213, 232, 290
Кишпатич (Kispatić) 353
Кишхази (Kisházi) 353
Кишш (Kiss) 110, 230, 233, 236, 237, 241, 242, 244, 251—253, 257, 258, 262, 264, 271, 276, 281, 290, 350
Кларк (Clarke) 247, 332, 338
Клинда (Klinda) 8
Кнехтель (Knechtel) 74
Князева 52, 53, 159, 350
Козлов 226
Козловский (Kozlowsky) 236, 240
Кокан (Coquand) 327
Комб (Combes) 79, 125, 140, 144, 148, 152, 173, 205, 206, 234, 250, 260, 263, 268, 269, 275, 292, 325, 338, 339
Комер (Comer) 328, 332, 336
Комлошши (Komlóssy) 8, 195, 196, 237, 266, 268, 269, 274, 292, 332
Комороци (Komoróczy) 8
Конда (Konda) 90
Конта (Konta) 100, 101, 106, 157
Кормош (Kormos) 281, 327
Котеккья (Cotecchia) 80
Кочубей (Kotschoubey) 241
Крайст (Christ) 285, 287, 288, 295, 301
Кра-Куадио (Kra Kouadio) 304
Крамер (Kramer) 314
Краускопф (Krauskopf) 261, 350
Креннер (Krenner) 314
Кривцов 73, 75, 99, 259, 327
Кришнер (Krischner) 284
Крылов 60, 61
Кужварт (Kuzvart) 157
Куликова 225

Лавренчук 229, 231, 236
Лакруа (Lacroix) 238
Ламперьера (Lamperière) 56
Лаппаран (Lapparent) 50, 100, 229, 232, 245, 255, 291, 326, 328
Лахман (Lachman) 327
Лаходни-Сарк (Lahodny-Sarc) 257
Леколь (Lecolle) 144
Ли (Lee) 197
Лисицына 354
Ловеринг (Lovering) 347
Лотти (Lotti) 327
Луканина 276
Лукович (Luković) 232, 247, 263, 271, 334
Лысенко 213

Мак (Mack) 200
Максимович (Maksimović) 249
Малаховский 213
Малявкин 13, 99
Марич (Marić) 39, 290, 309, 311, 315, 326, 338
Марушич (Marusis) 45
Мацусака (Matsusaka) 297
Мегниен (Maignièn) 346—348
Медведев 229
Мелещенко 50
Миндсенти (Mindszenty) 236, 237
Минзату (Minzatu) 126
Мисирлич (Misirlic) 259
Митрович (Mitrovic) 259
Михайлов 347, 356, 372—374
Михолич (Miholic) 315, 334, 348
Муратов 318
Мурбат (Moorbath) 318

Нагорский 342, 344
Неймайр (Neumayr) 314
Нейхаус (Neuhaus) 284
Немец (Nemecz) 105, 226, 257, 340
Ниа (Nia) 45, 118, 123, 124, 158, 194, 197, 203—205, 212, 218, 293, 303
Ниггли (Niggli) 309
Никола (Nicolas) 53, 58, 143, 144, 211, 241, 244, 325, 330, 337, 343, 344

Оберхаузер (Oberhauser) 366
Окамото (Okamoto) 350
Орлов 245
Орлова 198, 202
Осборн (Osborn) 284

Паваи-Вайна (Pávai-Vajna) 327
Пантич (Pantić) 343
Панто (Panto) 210, 241, 242, 261, 277, 336

Папе (Papée) 285
Папиу (Papiu) 126, 200, 201, 231, 234, 245, 246, 251, 252, 255, 269
Пастухова 29, 119, 139, 354
Паттерсон (Patterson) 12
Па Хо Хсу (Pa Ho Hsu) 285
Педро (Pedro) 100, 289, 300, 351, 352
Пейве 13, 14, 327
Пельтек 73
Перине (Perinet) 104, 245, 246
Петрашек (Petrascheck W) 11
Петрашек (Petrascheck W. E.) 11
Побеген (Pobeguin) 209, 211, 213, 227—229, 240, 250, 252, 258, 263, 267, 281, 340
Порренга (Porrenga) 296

Равас (Ravasz) 334
Роберсон (Roberson) 286, 299
Роберт (Robert) 256, 262
Робие (Robie) 304
Робинсон (Robinson) 45, 329, 333
Родченко 150, 344
Розложник (Rozlozsnyik) 231
Рох (Roch) 334, 342
Руднова 249, 251, 273—275
Руссе (Rousset) 334
Руттнер (Ruttner) 340, 266
Рухин 13

Сабистон (Sabiston) 240
Сабо (Szabo) 322, 334
Сабот (Sabot) 205
Садецкий (Szádeczky) 327
Садецкий-Кардошш (Szádeczky-Kardoss) 8, 349, 351
Сакач (Sakac) 51, 334, 344
Салиот (Saliot) 253, 256
Сантнер (Szantner) 322
Сапожников 15, 29, 249
Секине-Фукс (Székyné-Fux) 349
Сердюченко 249
Сидоренко 372
Синицын 346, 347
Синклер (Sinclair) 332
Синно (Sinno) 231
Скрипко (Szkripko) 276
Сланский (Slansky) 277
Слеткин (Slatkine) 105
Слукин 258
Смит (Smith) 357, 365
Соколова 225, 226
Сорен (Saurin) 47
Стефанов 276, 277
Страхов 335, 357, 371—373

Тарди (Tardy) 289, 299, 349—352
Тейлор (Taylor) 328, 336, 337
Телегди-Рот (Telegdi-Roth) 341
Теняков 67, 372
Терентьева 197, 229, 290
Терсинье (Tercinier) 113, 158, 228, 328, 337, 353
Тертиан (Tertian) 224, 225, 257
Тиль (Thiel) 233, 286
Ткаченко 245
Тодорова (Todorova) 276
Торкар (Torkar) 284
Тот (Toth) 8, 58
Трубина 83, 84, 257, 327, 354
Трубьела (Trubelja) 81, 258
Тучан (Tucan) 226, 255, 307, 308, 314
Тюрин 110

Уайт (White) 114
Уолл (Wall) 311, 315
Уотерман (Waterman) 328, 336
Ушатинский 294, 297, 306
Уэсткотт (Westcott) 75, 105

Феррьер (Ferrier) 304
Фокс (Fox) 11
Фонботе (Fontboté) 84
Франко (Franco) 231
Фрекс (Frakes) 363, 365
Фриц (Fritz) 289, 299, 347, 350—352
Фукс (Fuchs) 314
Фюлёп (Fülöp) 90—93, 351

Хаберфельнер (Haberfelner) 260, 314, 340
Хаин 318
Хардер (Harder) 11, 296
Харин (Harin) 143
Хартман (Hartman) 230, 237, 259, 332
Хатауэй (Hathaway) 35
Хейде (Heide) 284
Хейс (Hayes) 327
Хеллер (Heller) 105
Херак (Herak) 367
Хилдебранд (Hildebrand) 258, 259
Хилл (Hill) 45, 113, 197, 225, 332, 341
Хоз (Hose) 11, 332
Хорошева 225
Хьюз (Hughes) 328, 336, 337

Цанс (Zans) 315, 329, 341, 342
Циссарц (Cissarz) 11

Чанг Юанлунь (Chang-Yuan-Lung)
Чеботарев 81
Чухров 295

Шавничар (Ścavnićar) 247, 258, 259
Шарова 224, 243, 244, 249, 251, 254, 256, 276, 280
Швертман (Schwertmann) 294
Шеллманн (Schellmann) 285, 286, 296
Шён (Schoen) 286, 299
Шинковец (Sinkovec) 77, 137, 199, 210, 243, 254, 255
Шкорич (Skorić) 309
Шнейдерхён (Schneiderhöhn) 11, 104
Шоймар (Solymár) 230, 231, 233
Шофилд (Schofield) 35
Штегена (Stegena) 370
Штраль (Strahl) 113, 236, 238, 259, 276
Штрунц (Strunz) 226, 229, 230, 234, 237, 238, 241
Шюллер (Schüller) 245, 252, 291

Эзлю (Özlü) 53, 149
Эрхарт (Erhart) 289, 296, 325, 347, 348, 351, 355
Эстерле (Esterle) 53, 344

Юркович (Jurkovič) 124, 213, 234, 268, 334

Ямбор (Jambor) 241
Яншин 327
Ярошевский 16
Яшко (Jaskó) 82

Предметный указатель

Абсолютной автохтонности теория 338
Автохтонного происхождения теория 338
Адгезия 302
Аллиты 99
Аллофан 257, 274
Аллохтонного происхождения теория 339
Алунит 271
Алюминит 273
Алюмогель 228
Алюмогематит 230
Алюмогётит 230, 233
Алюмогидрокальцит 264
Алюмомаггемит 231
Амфиболы 245
Анатаз 177, 179, 235
Ангидрит 276
Андалузит 242
Анкерит 262
Анортит 259
Арагонит 264
Арьежский тип залежей 29, 139, 321, 353
Астурийская орогенная фаза 369
Аугелит 277
Аутигенные минералы 115, 209

Бавалит 251
Бадделлит 241
Базалюминит 273
Байерит 224
Байкальский орогенный пояс 359
Бактерионирит 268
Барит 276
Бассанит 275
Бастнезит 264
Берилл 244
Бёмит 117, 176, 178, 179
Бёмитит 104
Биотит 255
Битовнит 259
Бобовины 126, 173
Бовальный тип залежей 15
Боксит алюминиевый 100
— белый 108
— глинистый 100, 106, 108
— доломитовый 103, 109
— железистый 100
— известковистый 103, 109
— кремневый 100
— лигнитовый 104, 109
— марганецсодержащий 104
— мегаалюминиевый 100
— мегажелезистый 100
— мегакремневый 100
— микрожелезистый 100
— настоящий типичный 106
— определение 8, 100, 104
— углистый 104, 109
— фосфатный 104, 110
Бокситизация 8
— вторичная 84
Бокситизация косвенная 351
— непосредственная 351
Бокситовая глина 100, 106, 108
— доломитовая брекчия 104
— известковая брекчия 104, 109
— лигнитовая глина 104, 109
— углистая глина 104, 109
Бокситовые железистые руды 106, 107
— породы 100, 103
— формации 87, 92, 322
Бокситовый доломит 103, 109
— известняк 103, 109
— лигнит 104
— мергель 103, 109
— уголь 104
— фосфорит 104, 110
Бокситообразование по *Сидоренко* и *Тенякову* 372
— — *Страхову* 371
Бокситоподобные глины 104, 106
Бокситы ареальные 29
— бедные железом 106
— битуминозные 110
— ближнекарстовые 29
— богатые железом 106, 107
— губчатые 159
— дальнекарстовые 29
— зрелые 29
— известковые 11
— каменистые 174
— карстовые 16
— — моноцикличные 29
— — полицикличные 29
— латеритные 11, 16
— маркие 172
— микропористые 159, 160, 161
— незрелые 29
— немаркие 172
— ноздреватые 159, 160
— однородные 29
— пестрого строения 29
— полосчатые 171
— пористые 159, 160
— приконтактовые 29,
— силикатные 11
— собственно 106
— средиземноморского типа 29, 139, 321, 354
— терра-росса 11
— трубчато-ноздреватые бокситы 159
Борнит 271
Бравоит 268
Бретонская орогенная фаза 369
Брукит 236
Бутлерит 275

Валуны бокситовые 119
Везувиан 244
Вудраффит 240
Вудхаузит 276

Вулканическое стекло 259
Внутриконтинентальные орогенные зоны 318
Воронки 65
Выветривание 294
— каолинита 301

Галенит 270
Галлуазит 179, 247
Галотрихит 275
Гальки бокситовые 118
— — сложные 118
Гармотом 259
Гаусманит 238
Гвианский щит 18, 318
Гейкилит 238
Гейландит 259
Гематит 176, 178, 230
Генезис бокситов 8
Генезиса бокситов теории вулканогенные 328, 329, 335
— — — гидротермальные 327, 329, 335
— — — латеритные 325, 329
— — — многофакторные 329
— — — сернокислотные 327, 329
— — — терра-росса 325
— — теория фитогенная 328
— — — хемогенная 327, 329
Генезиса минералов бокситов теория дегидратации 290
— — — — поверхностного образования 291
Генезиса минералов в карстовых бокситах схема 294, 295, 298
Генерации галек 341
Генетические взаимоотношения минералов алюминия 293, 294
Генетический ряд гиббсит — бёмит — диаспор — корунд 290, 294, 324
Герцинит 233
Герцинский орогенез 367, 373
— орогенный пояс 359
Гетерогенность минерала 284
Гётит 176, 178, 233
Гиббсит 176, 179, 224
Гиббситит 104
Гидраргиллит 224
Гидрогематит 230
Гидрогётит 234
Гидроксилапатит 276
Гидромусковит 253
Гидротроилит 269
Гипс 275
Глауконит 255
Глина 100
Глинистые бокситовые железные руды 106
Глубинная подошва 78
Глыбы бокситовые 119
Горная влажность карстовых бокситов 114
Гранаты 241
Гранулометрический состав боксита 111
Гранулометрического состава постоянство 112
Гроутит 238
Грядообразное размещение залежей 77
Гумусовые кислоты 305, 346

Дафнит 251
Делессит 249
Десилификация 315
Диабантит 250
Диагенез ранний 301
Диаспор 176, 178, 227
Диаспоризация бёмитового боксита 204
Диаспорит 104
Диаспоровая глина 105
Диккит 188, 246
Дистен 242
Доломит 260
Доломитовые бокситовые глины 103
Донбассит 249
Древние щиты 320

Залежей бокситов типы 29, 139, 321, 353, 354. *См. также* приложение 1
Залежи бокситов алло-автохтонные 340
— воронкообразные 40
— высоких плато 322
— дислоцированные 323
— долин в грабенах 322
— долинообразные 68
— каньонообразные 39, 66
— кластогенные 15
— контактово-карстовые 66, 68
— котловинные 65
— лентообразные 35, 68
— низких долин 322
— овражной формы 66
— пластообразные 31
— — самая крупная залежь 32
— плащеобразные 34
— покровообразные 34
— сбросово-грабенные 38
— сложных карстовых бассейнов 69
— спокойно залегающие 323
Залежь бокситовая, определение 9
Западно-Африканский щит 318
Золото самородное 281

Излом бокситов 152, 409, *См. также* приложение 2
Излома типы 152
Изменения минералов в карстовых бокситах, схема 298
Иллит 253, 179
Ильменит 236
Индокитайская параплатформа 359

Казахстанский тип залежей 29, 139, 321, 354
Каледонский орогенный пояс 359
Кальцит 259
Каолинит 177, 188, 245
Карбонатапатит 277
Карбонатного плато фация 47
Карст в образовании бокситов 354, 355
Кварц 258
Кианит 242
Классификация бокситов автора 15
— — *Бушинского* 14
— — генетическая *Архангельского* 13
— — — *Сапожникова* 15
— — *Кирпаля* 14
— — морфогенетическая 15
— — петрографическая 101, 102, 103
— — по исходным породам 11
— — — месту накопления *Викуловой* 13
— — — морфологическим признакам 11

Классификация бокситов по относительной высоте образования *Грабба* 12
— — — региональному тектоническому положению, *Пейве* 13
— — — форме залегания *Паттерсона* 12
— — — характеру подстилающих пород *Валетон* 12
— — тектоническая *Горецкого* 13
Клиахит 228
Клинохлор 250
Клиноцоизит 244
Количество боксита в районах карстовых бокситов 21
— — — месторождении 19
— известных бокситов 16
Колодцы 65
Кольца *Лизеганга* 171, 175
Конкреции на месте корней растений 129
Концентрические зерна 121
Корунд 177, 178, 228
Коэффициент *Ki* 99, 308, 309
Крандаллит 277
Кремневый модуль 99
Криптомелан 238
Кристобалит 258
Кровля карстовых бокситов 55, 56, 57, 58, 63, 75, 79
Ксенотим 279
Кукеит 250

Лабрадор 259
Ларамийский орогенез 371
Латеритизация 8
— оптимальные условия 346
Латериты 99
Лейкоксен 238
Леопардиты 171
Лепидокрокит 234
Лептохлориты 184, 251
Линия глин 197
Литиофорит 238
Литомарж 14
Ложная брекчия 52

Маггемит 178, 231
Магнезиокарфолит 245
Магнетит 178, 231
Майл-Галли, грабен 35, 45
Малахит 264
Манганит 238
Маргарит 255
Марказит 269
Медь самородная 281
Мелантерит 274
Мельниковит 267
Месторождение боксита, определение 9
Месторождения бокситов линейно вытянутые 41
— — площадные 44
Метабазалюминит 273
Метагаллуазит 179, 246
Метатюямунит 280
Метацейнерит 281
Метод определения размера зерен 110
— точной количественной оценки структуры боксита 131
Микрозерна 116
Микроклин 259
Микрокорунд 229
Микрооиды 120, 123
Микропизолиты 123
Минерального состава изменчивость 193, 194, 198
Минеральные фации 291
Минеральный состав валунов 211
— — выполнения пор 216
— — — трещин 217
— — галек 210
— — гнезд 217
— — зерен концентрического строения 211
— — конкретных месторождений и залежей 199, 206, 207, 212, 213, 214, 215, 219, 220-223
— — конкреций 217
— — обломочных зерен 210
— — основной массы 209
— — пеллет 211
— — псевдоморфоз 210
Молярный объем минералов 304
Монацит 277
Монтмориллонит 257
Мусковит 252

Набухающие хлориты 251
Накрит 246
Непрерывное осадконакопление 47, 48, 75
Никелин 271
Никель-гидроокись-минерал 241
Никель-пирит 268
Нимезит 249
Новокиммерийская орогенная фаза 367, 369, 370
Нордстрандит 225

Обломочные бокситовые зерна 116
Океанические бассейны 318
Окисление приповерхностное 305
Олигоклаз 259
Олистолит 148
Ооиды 121, 123
— сложные 125
Органические минералы 281
Орогенные пояса 318, 319, 320, 370
Ортит 244
Ортохлориты 250
Основная масса боксита 115
Остаточная брекчия 53
Остаточное бокситообразование 79

Палеоклимат Западной Европы 356
Палеоклиматологическая карта 358
Паннонский массив 319
Параавтохтонного происхождения теории 339
Парабутлерит 275
Парагонит 253
Параплатформы 318, 319, 320
Паризит 265
Парнасская зона 89
Пеллеты 119
Пеннин 251
Переотложение бокситов вторичное 81, 341
— — первичное 341
Перерыв в осадконакоплении 75
— — — продолжительность 86, 87, 94, 95

Периконтинентальные орогенные пояса 317
Перовскит 238
Пизолиты 123, 125
Пиренейско-Прованский орогенный пояс 369
Пирит 179, 266
Пироксены 245
Пирофиллит 179, 255
Платформы 318, 319, 320
Поверхность бокситов 153
Подошва карстовых бокситов 46, 62, 72
Подстилающей толщи степень закарстованности 47
Подстилающих известняков состав 332
Полевые шпаты 259
Пористость, основные виды 158, 159, 409. *См. также* приложение 2
Породообразующие минералы бокситов 176, 192
— — — среднее содержание 195
Провинция бокситоносная Восточно-Азиатская 17, 20, 30, 65
— — Иранско-Гималайская 17, 30
— — Карибская 17, 21, 30, 254
— — определение 9
— — Северо-Американская 17, 21, 30, 65
— — Средиземноморская 17, 30
— — Тихоокеанская 17, 18, 20, 30
— — Уральско-Сибирско-Среднеазиатская 19, 20, 24, 30, 65
Прокаолин 246
Проницаемость 158
Прохлорит 250
Псевдобокситы 104
Псевдобрекчия 109
Псевдобрукит 236
Псевдоморфозы 116
Псевдооолиты 125
Псевдохлорит 252
Псиломелан 240

Радиационный баланс Земли в фанерозое 365
Разновидности Al_2O_3 229
Район бокситоносный, определение 9
Рансьерит 240
Распределение карстовых бокситов 22, 24, 27, 30, 85, 97
— — — по твердости 155, 156
— парагенезисов минералов 180, 181, 182, 185, 186, 187, 189, 192, 194
— породообразующих минералов в боксите 176, 178, 179
— типов бокситов 316, 317
Растворимость каолинита 288
Реконструкция расположения континентов и морей 359—362, 364
Реликтово-обломочные зерна 119
Рентгенит 265
Ресилификация 303, 305, 315
Родохрозит 263
Розенит 275
Роль растительности в бокситизации 347
Руда алюминия 105
Рутил 177, 179, 235

Савская орогенная фаза 367, 370
Салентинский тип залежей 29, 139, 321, 354
Санидин 259
Сванбергит 276
Свободная энергия образования минералов бокситов 300
Северо-Китайская параплатформа 359
Септехлорит 179
Сера самородная 281
Серицит 179
Серпентина группа 247
Сиаллитовые аллиты 99
Сиаллиты 99
Сибирская платформа 359
Сидерит 179, 262
Сидерогель 234
Синхизит 265
Система Al_2O_3 — Fe_2O_3 — H_2O 286, 287, 304
— Al_2O_3 — H_2O 284
— Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O 287
— Fe_2O_3 — H_2O 286
Скарброит 226
Скутар-Печ, разлом 367
Сланцеватость бокситов 145
Слоистость бокситов 409. *См. также* приложение 2
— градационная 142, 149, 173, 351
— и геологический возраст 145
— косая 144
— обтекания 144
— сортированная 142
— стертая 141
— четкая 143
Смешанопористые бокситы 161
Соколовит 276
Сомолнокит 275
Спастолиты 123, 126
Спорогелит 228, 308
Ставролит 243
Стриговит 249
Структур бокситов генетические группы 136
Структура боксита агломератовая 135
— — аренитовая 135
— — афанитовая 132
— — бобовая 132
— — брекчиевая 135
— — гелевая 144
— — гетерогенная 132
— — гравелитовая 135
— — гранобластовая 135
— — конгломератовая 135
— — конкреционная 135
— — кристаллическая зернистая 132
— — лепидобластовая 135
— — ложная брекчиевая 135
— — микрокристаллическая 132
— — микрообломочная 135
— — ноздреватая 135
— — однородная 131
— — ооидная 132
— — пелитоморфная 132
— — пеллетовая 135
— — пизолитовая 132
— — порфиробластовая 135
— — порфировидная 135
— — псевдобрекчиевая 132
— — псевдопорфировая 132, 133
— — реликтово-обломочная 139
— — скрытоафанитовая 132

Структура боксита флюидально-коломорфная 132, 134
Структурные единицы третьего порядка 318
— элементы бокситов 115
Структуры аллотигенно-обломочные 135
— аутигенные 132, 135
— наиболее часто встречающиеся 136, 409. *См. также* приложение 2
Субгерцинская орогенная фаза 370
Субпелагонийский тектонический пояс 89
Судоит 249
Сульфидного выветривания теория 335
Сфалерит 270
Сферолиты 116

Таковит 241, 270
Таосит 229
Таримская параплатформа 359
Твердость бокситов 154, 409. *См. также* приложение 2
— — увеличение на воздухе 157
Текстура боксита, определение 140
Текстуры бокситов, вторичные 140
— — неоднородные 140
— — однородные 140
— — первичные 140
Тектонические единицы второго порядка 316
— — первого порядка 316
Тектоническое положение главных типов залежей 321
Терра-росса 74
— — минеральный состав 309, 311, 312, 313
— — определение 307
— — химический состав 307, 308, 309; 310, 312, 313
Тетис, океан 357, 360, 363
Тибетская параплатформа 359
Тиманский тип залежей 29, 139, 321, 354
Типы выполнения пространства 161
Титанит 243
Титаногематит 230
Титаномагнетит 232
Тихвинит 276
Тихвинский тип залежей 16, 259
Тодорокит 240
Топаз 243
Трещины усыхания 144
Тургит 230
Турмалин 244
Турчанит 226
Тюрингит 251
Тюямунит 280

Удлиненность зерен 111, 113
Украинский щит 18
Ульвошпинель 232
Унаследование структуры 291
— энергии 291, 301

Фаунистические остатки 343, 344
Ферморит 277
Ферраллитизация 355
Ферраллитный латеритный профиль 346
Феррибёмит 227
Ферридиаспор 227
Ферриерит 259
Ферриильменит 237
Ферритная почва 346
Фиброферрит 275
Филлипсит 259
Флинт-клей 105
Франколит 277
Фторапатит 277

Халькантит 276
Халькопирит 116, 271
Хегбомит 229
Хемогенная теория *Архангельского* 335
Хлорит 179
— диоктаэдрический 249
Хлоритов группа 248
Хлоритоид 243
Хромит 233

Целестин 276
Циркон 117, 242
Цоизит 244

Частота генетических групп структур 138
— структур латеритных бокситов 138
— окраски бокситов 168
— парагенезисов минералов 177, 183, 188, 191. *См. также* приложение 3
Чералит 278
Черные воды 340

Шабазит 259
Шамозит 179, 184, 248
Ширина *Лауэ* 282
Шпинель 230
Штирийская орогенная фаза 371

Щебень бокситовый 118

Эвансит 277
Элювиальная латеритизация глин 76
Эоловый перенос 341
Эпидот 244
Эритрин 270, 281

Южно-Китайская параплатформа 359

Указатель географических названий

Абруцци, горы 109, 195, 214, 231, 242, 255, 264, 278, 336, 378, 398, 410
Агтелек 313
Адана, месторождение 386, 402, 413
Адриатическое море 311, 326
Айка 90, 91, 380, 400, 411
Аксеки, месторождение 148, 153, 343, 386, 402, 413
Актау, горы 42, 255
Алабама, штат 65, 66
Алайский хребет 25, 41, 42, 392, 406, 415
Аланья 237, 243, 386, 402, 413
Алапаевск 43
Алапаевское месторождение 75, 96
Албанские Альпы 25, 384, 402, 412
Алло 278, 280, 378, 398, 410
Алтай, горы 25
Альпий, горы 137 242, 244, 245, 325, 330, 333, 334, 378, 398, 410
— месторождение 56, 134, 209, 240
Альпы, горы 59, 209, 319
Альшопере, месторождение 26, 38, 58, 90, 91, 108, 153, 206, 213, 253, 259, 278, 343, 370, 380, 398, 411
Амазонка, река 340
Аморгос, остров 25, 250, 252, 253, 384, 402, 412
Ангеррет, залежь 38
Андерсонвилл, месторождение 60, 62, 63
Андоринья 246, 321, 378, 396, 410
Анды, горы 317, 366
Антильские острова 371
Антимос 51, 150, 151
Антрим 18
Апеннины, горы 319, 367, 368
Апулия 217, 278, 378, 398, 410
Аркалык 26, 137, 139
Аркалыкское месторождение 68, 69, 71—73 75, 96, 110, 113, 136, 159, 173, 215, 229, 232, 236
Арканзасское месторождение 19
Арьежское месторождение 76—79, 86, 146, 153, 160, 171, 207, 213, 228, 251, 254, 260, 263, 267—269, 281, 325, 378, 398, 410
Аталанди 384, 402, 412
Аятское месторождение 392

Багамские острова 108, 228, 250, 257, 396, 408, 415
Багойхедь, залежь 32, 110, 242, 253, 257, 343
Бадек, залежь 133
Баконь, горы 90—92, 206, 303, 370
Баконьбель 380, 400, 411
Баконьослоп, месторождение 58, 266, 380, 400, 411
Беконьсентласло, месторождение 58
Баконьяко 400, 411
Ба-Кса, залежь 222, 223
Баличи 310, 311
Балканский полуостров 25, 360, 363
Балканы, горы 319
Барачи 258
Барзасское месторождение 26, 71, 75, 276, 390, 406, 414
Батим 308
Баттамбанг 108, 169, 388, 404, 414
Бедарьё, месторождение 33, 46, 50, 53, 110, 140, 141, 143, 144, 148, 149, 151, 173, 227, 230, 231, 233, 240, 252, 255, 338, 341, 378, 398, 410
Белгородское месторождение 18, 320, 357
Белинское месторождение 392
Беличко-Поле 45, 46
Беллона, остров 277
Бердск 25
Бердское месторождение 251, 390, 406, 414
Бердско-Обуховское месторождение 109, 344
Березовское месторождение 276
Бехбехан, месторождение 48, 134
Бешпель 81
Биела-Липа, месторождение 382, 400, 411
Биела-Поляна, месторождение 49, 108, 169, 234, 267, 268, 343, 384, 400, 412
Биоково, горы 311, 312
Бито, залежь 32, 33, 230, 259
Бихор, нагорье 93, 229, 326, 370
Бланкетт, залежь 270, 271, 280, 281
Близанци 38, 39
Богословский район 25
Богословско-Волчанское месторождение 360
Богословское месторождение 262, 394, 408, 415
Бокан, месторождение 34, 48, 108, 235, 386, 404, 413
Боксонское месторождение 25, 48, 144, 150, 246, 251—253, 256, 390, 406, 414
Болкар, хребет 386, 402, 413
Бом-Норд, залежь 343
Боровница, месторождение 48, 382, 400, 411
Босанска-Крупа, месторождение 26, 51, 120, 122, 124, 125, 382, 400, 411
Босния и Герцеговина 81, 87, 308, 382, 400, 411
Босорканьхедь 343
Бохинь 88, 217, 382, 400, 411
Бриньоль 35, 36, 41, 44, 49—52, 56, 58, 59, 110, 117, 119, 128, 141—144, 149, 150, 196, 211, 216, 233, 240—242, 244, 252, 258, 270, 271, 280, 281, 334, 343, 378, 398, 410
Брош, залежь 252
Брошица 312

Будапешт 91, 331
Будва 310
Букантау, горы 25, 41, 42, 390, 406, 414
Бухара 42
Бюк 370

Ваганьски-Врх 312
Вагина, остров 388, 404, 414
Вагран, река 142, 143, 216
Важоньпуста 26, 82, 237
Вануаз 243, 245, 250, 253, 256, 378, 398, 410
Вежаю-Ворыквинское месторождение 76, 394, 408, 415
Велебит, хребет 311, 312
Веленце, горы 91, 330
Велика-Планина, месторождение 88, 169, 251, 263, 382, 400, 411
Велимле 109, 146, 384, 400, 412
Вертешь, горы 90, 91
Верхнетобольское месторождение 363
Веспрем 91
Вёрёшберень 82
Видуша, горы 382, 400, 412
Визвёрёш, озеро 82
Виллань, горы 92, 93, 370
Вильвейрак, месторождение 33, 59, 127, 240, 378, 398, 410
Виница 382, 400, 411
Винс 35
Вис, остров 326
Вишнян 39
Власеница, месторождение 26, 88, 93, 152, 214, 238, 264, 368, 384, 402, 412
Волос 384, 402, 412
Волчанск 25
Волчанское месторождение 262, 394, 408, 415
Воний-До, залежь 224, 225, 257
Восточные Альпы, горы 319, 370, 380, 398, 410
— Гаты, горы 318
Восточный Саян, хребет 25, 48, 357, 390, 406, 414
Вранич 308
Враце, месторождение 77, 148, 199, 209, 222, 250
Врсар, месторождение 250, 368, 382, 400, 411
Высокопольское месторождение 320

Гавайские острова 316, 352, 365
Гаврово 368
Ганти, остров 26, 34, 35, 55, 108, 138, 139, 141, 142, 151, 157, 158, 172, 174, 175, 197, 208, 231, 283, 319, 328, 333, 336, 342, 370, 371, 394, 408, 415
Гант, месторождение 32, 33, 38, 44, 46, 49, 53, 58, 82, 92, 107, 110, 112, 113, 121, 137, 160, 169, 170, 209, 218, 220, 230, 233, 236, 242, 244, 245, 248, 252—255, 257, 258, 262, 264, 270, 273, 275, 276, 278—281, 290, 330, 341, 343, 350, 351, 380, 400, 411

Гармонс-Валли 55
Гасконейд-Каунти 396, 408, 415
Геликон, горы 25, 26, 45, 47, 48, 203, 240, 248, 269, 343, 384, 402, 412
Георгарейка 77
Гёмёр 82, 311
Гималаи, горы 363, 366
Гиндукуш, горы 25, 388, 404, 413
Гиссарский хребет 19, 42
Гов, залежь 12
Голастрана 310
Горная Шория 25, 390, 406, 414
Горне-Поле, месторождение 232, 263, 268, 271, 334, 382, 400, 412
Граб-Ублине 312
Грамши, месторождение 384, 402, 412
Гребничка-Планина, месторождение 26, 107, 108, 237, 243, 259, 384, 402, 412
Грещ 344
Грёзер, залежь 280, 281
Грмеч, горы 26, 49, 234, 250, 251, 382, 400, 411
Гролничко-Поле 307
Гуадалканал, остров 336
Гуам, остров 35, 371
Гуйчжоу, провинция 21, 25, 94, 390, 414
Гун 390, 406
Гунсяньское месторождение 64, 124, 142, 245, 246, 252, 256

Далмация, область 21, 39, 81, 87, 89, 172, 194, 314, 315, 321, 339, 344, 363, 382, 400, 411
Дамун-Гол 388
Дарвашто, залежь 57, 129, 243, 275
Дариуш-Дам, месторождение 386, 404, 413
Дарлинг, хребет 13
Деказвиль 18, 359
Декан, плато 318
Джаджерм, месторождение 34, 48, 169, 235, 248, 256, 386, 404, 413
Джалаир, залежь 250
Джамму 388, 404, 413
Джорджия, штат 62, 126
Джульфа 256, 386, 402, 413
Дивуле 326
Динариды, горы 86, 87, 92, 93, 106, 108, 319, 367, 368
Дистомон 150, 151, 199, 248, 268, 269
Доганкузу, залежь 53
Доминика, остров 55, 108, 138, 157, 172, 175, 197, 231, 394, 408, 415
Донгданг, залежь 81
Дополан 386, 404, 413
Дораг 386, 404, 413
Драгаль 384, 400, 412
Драгиньян 44
Драгони, залежь 121, 127
Древенёз, месторождение 150, 254, 255, 344, 378, 398, 410
Дрейштеттен, месторождение 93, 259,380, 398, 411
Дриеновец, месторождение 93, 380, 398, 411
Дриш 9, 89, 182, 344, 382, 400, 411, 412
Дудар 380, 400, 411
Дурбан, залежь 234, 267, 269, 281
Дюльт-Ньиреш, залежь 111, 112, 117, 164

Елене 307, 310

Енисейский кряж 19, 26, 65, 69—72, 96, 108, 155, 159, 225, 226, 229, 232, 258, 390, 406, 414

Желтое озеро 313
Жужемберк, месторождение 382, 400, 411
Жупанец, месторождение 307

Загрос, горы 26, 386, 404, 413
Задар 310
Задунайское Среднегорье 21, 26, 47, 82, 87, 89—93, 106, 152, 156, 157, 169, 172, 174, 175, 195—197, 201, 300, 321, 322, 326, 329, 330, 334, 337, 339, 345, 363, 368—370, 380, 398, 411
Залахалап 82, 258
Зальцбург 263, 380, 398, 410
Западно-Тургайская группа месторождений 65, 96, 113
Западно-Тургайские залежи 143, 210
Западно-Тургайский район 67, 69, 71—73, 75
Западно-Убаганская залежь 259
Западные Альпы, горы 319
Западный Саравак 311
Зирц 91
Злабор-Хран 219, 220
Злобин 307, 308
Зонгулдак 80, 386, 402, 413

Ивановское месторождение 71
Ивдельское месторождение 52, 53, 159, 218, 243, 350
Игаль 370
Изамайор, месторождение 37, 174, 217, 219, 275
Иль-де-Гонав, остров 333
Имотски 40, 89, 344, 382, 400, 412
Ионическое море 309
Ирвинтон 62
Искасентдьёрдь, месторождение 33, 46, 47, 53, 58, 111—113, 169—171, 174, 195, 211, 215, 217, 220, 230, 231, 233, 236—239, 241—245, 251, 252, 255, 257—259, 266, 268, 269, 271, 272, 274—279, 281, 292, 304, 337, 343, 380, 400, 411
Исляхие, месторождение 107, 108, 232, 386, 402, 413
Испанские Пиренеи, горы 211, 318
Истимере 258
Истрия, полуостров 25, 26, 39, 40, 45, 46, 49, 87, 89, 201, 250, 281, 310, 311, 368, 382, 400, 411
Итея 116, 146, 240, 254
Ихаркут, месторождение 38, 40, 49, 380, 400, 411

Йезд, плато 38
— месторождение 46, 107, 169, 235, 386, 404, 413
Йер 44
Йожеф, залежь 32, 111, 112, 174, 195, 215, 220, 251, 272, 275
Йошвафе 313

Кабан, залежь 151
Кадарсе, месторождение 78, 79, 212
Казахстан 5, 25, 26, 65, 113, 119, 137, 229, 357
Казуль, месторождение 59, 378, 398, 410
Казуль-ле-Безье, месторождение 206, 207, 252
Каймanские острова 108, 228, 250, 315, 396, 408, 415
Калидромон 384, 402, 412
Каменск-Уральское месторождение 43, 65
Кампания, месторождение 109, 121, 195, 231, 378, 398, 410
Кампо-Феличе, месторождение 53, 214, 242, 254, 255, 257, 263, 264, 278, 279, 336
Камчатка 335
Кандахар, месторождение 169, 250, 386, 404, 413
Кансай 26, 321
Кансайское месторождение 392, 406, 415
Каобанг 80, 107, 166, 404, 414
Карабалтайское месторождение 392
Карибское море 5, 17, 25, 45, 55, 86, 106, 108, 152, 228, 257, 318, 326, 339, 353, 363, 366, 370, 394, 408, 415
Карлобаг 307, 308
Каройба 89
Карпаты, горы 25, 319, 363, 370
Карст, месторождение 308
Кассонгони 256
Каталония, область 26, 378, 396, 410
Кашмир 26, 388, 404, 413
Квейянг 390, 404, 414
Керман, месторождение 38, 108, 205, 235, 386, 404, 413
Кетро 204, 205
Кефалиния, остров 309, 315
Кефанедес, залежь 47, 48, 248, 343
Кизилгедик, залежь 148, 149
Кизилташ, залежь 53
Кими 256
Кинчеш, залежь 32, 174, 195, 217, 237, 257, 271, 272, 278
Киона, горы 25, 26, 39, 40, 45, 151—153, 160, 200, 240, 241, 247, 248, 277, 384, 402, 412
Киргитейское месторождение 68
Кишкёрёш 370
Кишлёд, месторождение 38, 46, 58, 169—171, 206, 211, 239, 241, 242, 244, 245, 251—253, 260, 274, 278, 279, 380, 400, 411
Кларендон, плато 45, 396, 408, 415
Клокова 384, 402, 412
Книн 382, 400, 411
Козина, месторождение 89, 130, 133, 137, 153, 160, 169, 254, 382, 400, 411
Козыревский район 25
Кокпит-Кантри, месторождение 36, 40, 45, 49, 322, 394, 408, 415
Колонтар 90, 92
Комбекав, залежь 36, 50—52, 229, 240
Копривно 310, 311
Корас, месторождение 386, 402, 413
Кордильера Бетико, горы 25, 319, 378, 396, 410
Кордильеры, горы 317, 366
Косиерово 150, 344
Косиковское, месторождение 392, 406, 415
Котиньяк 239
Красная Шапочка, месторождение 144, 149, 150, 172, 257

Краснооктябрьское месторождение 69, 70, 72, 75, 246, 254, 259, 260, 263, 392
Красноярск 357
Краста-Пенгиле, залежь 217, 238, 240
Крушево, месторождение 39
Круя 201, 217, 238, 240
Крымский полуостров 17, 25, 213, 363, 386, 402, 413
Кузано-Мутри 117, 210, 245, 272, 337
Кузнецкий Алатау, горы 25, 390, 406, 414
Куньмин 390, 404, 414
Курильские острова 335
Кустанай 43
Кушмурунское месторождение 276
Кычик 386, 402, 413
Кэмпбелпур 363, 388, 404, 413

Ла-Бронь, залежь 143, 144
Ла-Буасьер, месторождение 109, 239, 240, 260, 263, 378, 398, 410
Ла-Льякунай, залежь 216
Лангедок, область 21, 26, 38, 93, 153, 206, 212, 236, 244, 330, 333, 334, 378, 398, 410
Лангшон 80, 81, 107, 222, 223, 239, 388, 404, 414
Ла-Руж, залежь 240
Лау, острова 110, 277, 388, 404, 414
Ле-Валь-Винс, залежь 35, 36
Ле-Канонетт, залежь 55, 56, 242
Лескале, залежь 171, 207, 251, 260
Леш 344
Лешев-Ступ 400, 412
Лидфорд 240
Лика, плато 49, 78, 87, 121, 122, 133, 137, 199, 209, 214, 222, 232, 237, 242, 243, 248, 250, 254, 367, 382, 400, 411
Лин 310
Л'Иссар-Руж, залежь 240
Лиственная, залежь 226
Листица, залежь 259
Лифу, остров 35, 113, 138, 158, 228, 235, 388, 404, 414
Локрис 325
Лос, острова 318
Луайоте, острова 35, 108, 110, 161, 257, 277, 337, 353, 371, 388, 404, 414
Лупиан, месторождение 59, 240
Любляна 248
Ляонин, провинция 21, 64, 95, 169, 390, 406, 414

Магребиды, горы 319
Ма-де-Флешон, залежь 134
Мазин 146, 232, 255
Мазог, месторождение 36, 117, 119, 128, 143, 144, 211, 241, 244, 278, 280, 344
Майерсвилл 142
Макарска 312
Мактеш-Рамон, месторождение 17, 26, 47, 105, 169, 213, 318, 320, 321, 386, 402, 413
Малая Азия, полуостров 252, 255, 360
Малия-Зеза, залежь 151
Маломвёльдь, месторождение 53, 58, 112, 119, 134, 137, 152, 164, 195, 206, 217, 239, 241, 243, 260, 271, 380, 400, 411
Малый Кавказ, горы 25, 256, 386, 402, 413
Мамео, залежь 81
Мандевилл 54
Мандра, месторождение 26, 54, 55, 107, 151, 153, 232, 233, 324, 384, 402, 412
Манчестер, плато 35—37, 45, 51, 113, 163, 322, 332, 341, 394, 408, 415
Мань 38, 58, 109
Маргот, залежь 228
Маре, остров 35, 138, 162, 228, 231, 235, 388, 404, 413
Маричи 382, 400, 411
Маркушовце, месторождение 93, 150, 157, 380, 398, 411
Мармара 225, 247
Марон, залежь 254
Ма-Руж, залежь 209
Матесе, горы 210, 245, 272, 275
Махоран 312
Маэстразго, месторождение 141, 212, 378, 396, 410
Мегара, месторождение 107, 384, 402, 412
Межевой Лог, месторождение 274
Мелегеш, залежь 38, 174
Мендерес, массив 229, 386, 402, 413
Метлика 382, 400, 411
Мечек, горы 370
Миловичи, залежь 146
Миссури, штат 25, 65—67, 73, 75, 94, 95, 105—107, 139, 169, 171, 211, 281, 291, 320, 343, 359, 396, 408, 415
Мойтин, месторождение 93, 245, 380, 398, 411
Моношторапати 82
Монпелье 33
Монте-Турцио, залежь 241
Монти-Д'Окре, залежь 146
Монти-Маджоре, месторождение 121, 127, 146
Монти-Матезе, залежь 146
Мор, массив 44, 233, 325
Морроне, горы 241
Морташ, залежь 53
Московский бассейн 83
Мостар, месторождение 38, 40, 49, 89, 247, 258, 259, 382, 400, 412
Мугайское месторождение 69
Мугоджарское месторождение 75, 110, 392, 406, 415
Мугоджары, горы 19, 26, 272, 392
Музаффарабад 363
Муртер 312

Надрт, месторождение 107, 133, 160, 169, 382, 400, 411
Надьважонь, месторождение 80, 82, 258, 382, 400, 411
Надьедьхаза, месторождение 38, 46, 58, 82, 107, 108, 231, 233, 236, 237, 243—245, 252, 255, 262, 266, 277, 278, 377
Надьедьхаза-Мань, месторождение 169, 380 400, 411
Надьтаркань, месторождение 380, 400, 411
Надьхаршань, месторождение 26, 41, 48, 58, 92, 93, 107, 153, 161, 169, 172, 196, 242, 250, 264—266; 278—280, 370, 382, 400, 411
Назда, залежь 34, 152, 238, 264

Наксос, остров 25, 169, 229, 232, 243, 245, 253, 255, 386, 402, 412
Налзен, залежь 263
Нантинг 390, 406, 414
Наурзумское месторождение 59, 63, 94, 95, 392, 406, 415
Невешиньская, залежь 258
Нежа, месторождение 58, 107, 108, 141, 142, 169, 196, 233, 242, 244, 258, 271, 279, 280, 370, 380, 400, 411
Ненадич 308
Нижнеподсопочная, залежь 225, 226
Нижнесергинское месторождение 392, 406, 415
Никшич 273
Никшичка-Жупа, месторождение 36, 247, 384, 400, 412
Нирешкут, залежь 174, 217, 273
Ниуэ, остров 107, 225, 228, 231, 235, 257, 277, 388, 404, 414
Нова-Руда, месторождение 18
Новая Каледония, остров 18
Новиград 9, 89, 182, 382, 400, 411, 412
Нуратау, хребет 25, 41, 42, 390, 406, 414
Нурра, месторождение 169, 254, 378, 398, 410
Ньирад, месторождение 37, 45, 46, 49, 56—58, 111—113, 117, 129, 153, 164, 169—171, 174, 201, 206, 211, 216, 217, 219, 228, 239, 241—245, 252, 258, 262, 266, 269, 271, 274, 275, 343, 349, 380, 400, 411
Ньирад-Изамайор 271

Обарок 26, 80, 82, 237, 258, 380, 400, 411
Обровац 9, 39, 49, 89, 182, 382, 400, 411, 412
Обуховское месторождение 25, 244
О-Вар, месторождение 39, 44, 49, 59, 196, 197, 239, 240, 262, 330, 334, 378, 398, 410
Огорье, месторождение 382, 400, 422
Огулин 310
Одинское месторождение 276
Озерное, месторождение 392
Ольер, месторождение 53, 229, 305
Орегон, штат 317, 364
Орселло 264
Орское месторождение 75

Па-де-Реку, залежь 36, 233, 279, 280
Падрагкут 32, 90, 380, 400, 411
Падуреа-Краюлуи, месторождение 126, 130, 131, 141, 196, 200, 231, 234—237, 248, 251, 260, 370, 380, 398, 411
Пазин 89
Палау, остров 318, 371
Памир, горы 25, 42, 46, 108, 244, 246, 255
Паннонский массив 319, 369, 370
Пантан 326
Папа 91
Папрати, залежь 273
Парамун, залежь 216
Парнас, горы 25, 26, 45, 153, 160, 203—205, 240, 248, 277, 384, 402, 412
Пашинское, месторождение 406, 415
Паяс, месторождение 107, 108, 232, 386, 402, 413
Пегро, залежь 36, 56, 246, 254, 258
Пелопоннес, полуостров 26, 213, 284, 402, 412
Пеншиху 390, 406, 414
Пеппер, залежь 52, 55, 137, 138, 169
Перей 79, 152, 213, 228, 268, 292
Перт 302
Петровичи 109, 150, 344, 384, 400, 412
Пиеррера 236
Пилишвёрёшвар, залежь 105, 226, 340
Пилос 232
Пиренеи, горы 26, 76, 317, 378, 396, 410
Пласе 307
Побрачан, залежь 34
Подгора 308
Подлипа, месторождение 48, 165, 221, 267, 382, 400, 411
Покровское, месторождение 392
Полярный Урал, горы 25, 355
Понтиды, горы 319
Порожнинское месторождение 67, 229, 234
Портилья-де-Луна, месторождение 84
Порус 55
Порус-Валли 169
Посон, месторождение 390, 406, 414
Посос-де Кальдас 318
Приангарская группа месторождений 67, 68, 73, 96, 215, 229, 234, 363
Приангарье 242, 244
Прибрежная Равнина 59, 60, 62, 64, 94—96, 106, 139, 247, 258, 320, 396, 408, 415
Прииртышское месторождение 229
Приморский хребет 384, 402, 412
Причимкентская группа месторождений 392, 406, 415
Прованс 21, 26, 93, 196, 210, 278, 279, 291, 317, 330, 334, 337, 344, 378, 398, 410
Провинция Долин и Хребтов 65, 66, 72—75, 96, 107, 139, 258, 396, 408, 415
Прэфинг, залежь 260
Пула 326
Пуэрто-Рико, остров 108, 394, 408, 415

Радинович, залежь 51
Ракхедь, залежь 32, 242, 243, 255, 304
Раховский массив 144, 380, 398, 411
Ревест, месторождение 38, 44, 196, 197, 378, 398, 410
Реджа-Пьяна, залежь 275
Реку, залежь 241
Ремецп 229, 231, 232, 237
Реннелл, остров 35, 106, 277, 328, 336, 388, 404, 414
Ригуле, залежь 36
Рио-Негро, река 340
Ровинь 25, 382, 400, 411
Рок-Ран, залежь 65, 66
Ропер-Пит, залежь 281
Рошелоа, плато 34, 35, 394, 408
Рудополе 78

Савиня, река 88, 219, 220, 250, 254, 382, 400, 411
Саимбейли 396, 402, 413
Салаирский кряж 26, 244, 342, 357

Салаирское месторождение 390
Салентина, полуостров 26, 80
Самар, остров 138, 388, 404, 413
Самос, остров 25, 232, 243 245, 252, 255, 386, 402, 412
Сан-Джованни-Ротондо, месторождение 80, 260, 264, 265, 278, 279, 378, 398, 410
Санта-Крус, горы 149
Сантьяго 320
Саравак 318
Саргодха, месторождение 388, 404, 413
Сардиния, остров 26, 169, 254, 378, 398, 410
Сар-э-Фариаб, месторождение 386, 404, 413
Свазиленд 373
Себилкей, месторождение 386, 402, 413
Северная Моравия 18
— Словения 88
Северный Урал, горы 21, 25, 26, 34, 39, 41, 52, 53, 58, 109, 110, 114, 116, 119, 142—144, 148, 149, 159, 172, 216, 233, 236, 237, 242, 243, 246, 251, 260, 262, 277, 324, 328, 329, 344, 350, 357, 394, 408, 415
Северо-Онежское месторождение 5, 19, 357
Североуральск 39
Сейдишехир, месторождение 148, 153, 386, 402, 413
Селиони, месторождение 382, 400, 412
Сент-Кетрин-Перриш, месторождение 45, 396, 408, 415
Сен-Кристоф, залежь 36
Сен-Поль-де-Фенуйе, месторождение 76, 78, 79, 87, 250, 378, 398, 410
Сенткирайсабадья 82
Сентрал-Инлейерс, кряж 330, 333
Сент-Элизабет, равнина 35, 52, 137, 142, 149, 169, 197
Сент-Энн, плато 35, 47, 52, 240, 341, 394, 408, 415
Сень-Шиньян 59, 242, 252, 378, 398, 410
Серра-де-Мантикейра 318
Сёлёхедь, месторождение 90, 228, 273
Сёц, месторождение 37, 38, 46, 58, 82, 137, 169—171, 174, 206, 211, 217—219, 228, 239, 241, 244, 245, 252, 260, 266—268, 272—276, 343, 380, 400, 411
Сибирь 215, 229, 363, 373
Силезия, область 359
Сисопхон 37, 108, 169, 388, 404, 414
Сихотэ-Алинь, хребет 390, 406, 414
Скопелос, остров 25, 76, 77, 79, 87, 109, 256, 262, 384, 402, 412
Скочай, залежь 77, 121, 122
Словакия 93, 157, 160, 245
Словения 25, 38, 76, 87, 107, 130, 137, 144, 153, 158, 160, 161, 169, 170, 181, 214, 217, 219, 221, 246, 254, 263, 267 367, 382, 400, 411
Слунь 312
Соколовское месторождение 276
Соколовско-Сарбайское месторождение 225
Соломоновы острова 138, 371, 388, 404, 414
Соляной хребет 46, 272, 388, 404, 413
Сосьва, река 144
Сохатиное, месторождение 67, 68
Соходолское месторождение 251
Соходол-Цимпени, месторождение 26, 55, 87, 110, 253, 263, 380, 398, 411
Спинацциола, месторождение 39, 49, 50, 80, 152, 250, 254, 378, 398, 410
Сплит 310, 311
Спотсвуд 74
Спрингвейл 60, 62, 64
Средиземное море 17, 314
Среднее Приднепровье 225
Среднеиранское нагорье 46, 386, 404, 413
Среднетатарское месторождение 65, 67
Средний Тиман, горы 19, 25, 59, 64, 76, 320
— Урал, горы 19, 69, 75, 96, 251, 276, 325, 392, 406, 415
Средняя Азия 24, 38, 41, 42, 52, 73, 139, 143, 144, 255, 321, 329, 360, 390, 406, 414
— Греция 108, 113, 116, 118, 124, 172, 194, 197, 199, 203, 212, 218, 241, 293, 303, 325, 384, 402, 412
— Италия 195, 337, 339, 378, 398, 410
Стара-Црна-Гора 384, 400, 412
Струга 312
Сувая-Шолая, месторождение 124, 234, 258, 268
Сулавеси, остров 245
Суринам 12
Сусак, остров 326
Сухолебяжинская залежь 225, 226
Сьерра-де-Баоруко, месторождение 157, 394, 408

Таврь, горы 18, 25, 26, 53, 109, 149, 169, 229, 232, 243, 317, 319, 343, 363, 386, 402, 413
Таймыр, полуостров 25, 94, 275, 355, 359, 394, 408, 415
Талдык-Ащисуйское месторождение 110
Тамдытау, горы 25, 41, 42, 390, 406, 414
Тапна, месторождение 114, 161, 166
Тасмания, остров 363
Татабанья 82
Татарское месторождение 65, 67, 215, 236, 246
Таунсорское месторождение 392
Ташкент 25, 42
Темирское месторождение 71
Теннесси, штат 128
Терра-д'Отранто 80, 378, 398, 410
Теш, месторождение 58, 90, 91, 380, 398, 411
Тиманский кряж 5, 21, 25, 59, 63, 94, 182, 254, 355, 359
Тироль 380, 398, 410 —
Тисия, массив 369
Тихий океан 17, 26, 55, 108, 110, 113, 152, 154, 161, 162, 169, 175, 225, 234, 257, 277, 318, 336, 337, 339, 342, 345, 347, 351, 365, 371, 388, 404, 413
Тонга, острова 108, 110, 225
Тотважонь 82
Тоткомлош 370
Трубьела 171
Трын 216, 255, 259, 277
Трынское месторождение 244, 247, 384, 402, 412
Тувр 142, 143, 149, 150

Тульско-Рязанский район 17, 83, 169, 257, 264
Тургайский прогиб 21, 26, 73, 96, 215, 263, 272, 392, 406, 415
Тургайское месторождение 155, 232, 254
Туркестанский хребет 25, 41, 86, 93, 155, 250, 256, 359, 392, 406, 415
Тюкрёшмайор 273, 275

Убаганское месторождение 363
Увеа, остров 35
Уйбарок 26, 80, 82, 237, 258, 380, 400, 411
Уйфелтараш, залежь 112, 248, 253, 262, 270
Украина 19, 225
Улцинь 384, 400, 412
Унтерлаусса, месторождение 93, 109, 153, 250, 260, 280, 344, 380, 398, 411
Унтерсберг, залежь 263
Уньят 268
Уолкерс-Вуд 52
Урал, горы 5, 13, 38, 52, 86, 93, 108, 120, 139, 153, 172, 173, 229, 245, 248, 355, 357, 363
Устон, залежь 148, 173
Уэйпа, залежь 12, 283, 331

Феликс, месторождение 171, 174, 266—268, 273, 275, 276
Фенариа 347
Феньёфё, месторождение 37, 38, 47, 58, 380, 400, 411
Фергана 14, 363, 392, 406, 515
Фиджи, острова 18, 108, 110, 365, 371, 388, 404, 414
Филиппинские острова 318, 388, 404, 413
Фогельсберг 18, 364
Французские Альпы, горы 25, 211, 243 — Пиренеи, горы 152, 212, 227, 250, 318
Фтериа, залежь 152, 241
Фуцзянь, провинция 19
Фуэнтеспалда, месторождение 212, 254, 275

Хайзыонг 80
Халимба, месторождение 26, 49, 107, 108, 112, 113, 119, 134, 141, 142, 146—148, 152, 164, 169, 170, 174, 211, 217, 232, 239, 241—246, 252, 258, 260—262, 266, 269, 271, 272, 274, 340, 343, 349, 380, 400, 410, 411
Халимбайский бассейн 32, 38, 53, 58, 82, 90, 91, 109, 141, 146, 173, 195, 261, 268
Халкидики, полуостров 25, 114, 384, 402, 412
Харастош 257, 273
Харастош-Уйфелтараш, залежь 32, 174
Харшань, гора 93
Хатарвёльдь 174, 219
Хацег, месторождение 54, 55, 150, 209, 245, 246, 251, 252, 380, 398, 411
Хвар, остров 312
Хорватия 87, 314
Хоссу-Харастош, залежь 121, 160, 162, 264
Храст 144, 216, 239, 246
Хрушица, горы 25, 254, 255, 382, 400
Хэнань, провинция 95, 124, 142, 245, 390, 406, 414

Царев-Мост, залежь 226
Целиноград 25, 109
Целиноградская группа месторождений 65, 73, 75, 392
Центрально-Тургайский район 63
Центральный Казахстан 21, 59, 215, 392, 406, 415
— массив 242, 330, 342
— Памир 388, 404, 413
Црвена-Кита 384, 400, 412
Приквеница 310, 311

Чабпуста 90, 92
Чадобецкое месторождение 26, 72, 73, 96, 107, 155, 232, 320
Чаттануга 128
Череш, залежь 58, 174, 232, 246, 274, 343
Черногория 21, 25, 26, 36, 38, 87, 109, 146, 169, 171, 172, 224—226, 232—234, 237, 247, 257, 263, 267, 268, 271, 273, 321, 334, 343, 344, 367, 382, 400, 412
Черсегтомай, месторождение 40, 49, 113, 151, 228, 271
Чимкентская группа месторождений 25, 26, 42, 73, 392, 406, 415
Читлук 310
Читлукская залежь 258
Чордакут, месторождение 58
Чусовский район 249

Шандор, залежь 271
Шаньдун, провинция 21, 64, 95, 390, 406, 414
Шварц, залежь 260
Швейцарские Альпы, горы 25
Шенуровск 83
Шенуровские залежи 83
Шибеник 310
Шираз 109, 386, 404, 413
Штуденац, залежь 273
Шумег 90, 92, 129, 209, 217, 228, 246, 273, 370, 380, 400, 411
Шургот-таг, залежь 90
Шутерс-Хилл, залежь 54
Шютлеген 26, 386, 402, 413

Эбро, массив 26, 378, 396, 410
Эвбея, остров 25, 107, 256, 368, 384, 402, 412
Эгейское море 229, 252, 262, 384, 402, 412
Экс, бассейн 44
Элеусис — Мандра, месторождение 25, 54, 55, 107, 151, 153, 232, 233, 240, 260, 324, 384, 402, 412
Эллиниды, горы 86, 89, 106, 319, 367, 368
Эльбрус, горы 360, 386, 404, 413
Энжат, залежь 207, 227
Эплень, месторождение 118, 129, 234, 238, 240—242, 244, 245, 252, 258, 271, 272, 276
Эр, графство 18, 359
Эссекс-Валли 45, 322, 394, 408, 415

Эстерель, горы 325
Эч, месторождение 80, 382, 400, 411

Южная Трансильвания 380, 398, 411
Южно-Тиманское месторождение 60—64, 95, 96, 106, 109, 169, 226, 394, 408, 415
Южный Тиман, горы 139, 155, 244, 263 — Урал, горы 19, 25, 26, 50, 273, 274, 392, 406, 415
Юньнань 21, 390, 404, 414
Юфола 60, 62—64, 247

Яворник 308
Яйце 26, 81, 258, 382, 400, 411
Яйце-Барачи, месторождение 80, 106, 382, 400, 412
Ямайка, острова 4, 24, 26, 35, 36, 40, 44, 45, 47, 49, 51, 53—55, 108, 113, 137—139, 142, 149, 151, 157, 158, 161, 163, 169, 172, 175, 197, 225, 230, 231 233, 236, 238, 257, 319, 325, 328, 329, 331—333, 336, 338, 339, 341, 342, 370, 371, 394, 408, 415

Содержание

Предисловие редактора перевода 5
Предисловие автора 7

1. Классификация бокситовых залежей 11

2. Географическое и стратиграфическое распространение карстовых бокситов 17

2.1. Географическое распространение 17
2.2. Стратиграфическое положение 24

3. Условия залегания карстовых бокситов 29

3.1. Классификация залежей карстовых бокситов . . . 29
3.2. Залежи средиземноморского типа 31
3.3. Залежи тиманского типа 59
3.4. Залежи казахстанского типа 64
3.5. Залежи арьежского типа 76
3.6. Залежи салентинского типа 79
3.7. Залежи тульского типа 83
3.8. Стратиграфическое распределение залежей 84
3 9. Бокситоносные формации 86

4. Петрография бокситов 99

4.1. Классификация и количество сортов бокситов . . . 99
4.2. Размер минеральных зерен в бокситах 110
4.3. Структура бокситов 115
4.4. Текстурные особенности бокситов 140
4.5. Физические свойства бокситов 152
4.6. Петрографическое расчленение бокситовых залежей 172

5. Минеральный состав бокситов . . . . . .

5.1. Исходные данные . . . . . .
5.2. Распространение породообразующих минералов и их парагенетические связи . . . . . .
5.3. Минералы карстовых бокситов . . . . . .
5.4. Индивидуальность и гетерогенность минералов бокситa . . . . . .
5.5. Вопросы генезиса минералов . . . . . .

6. Карстовые бокситы и терра-росса 307

6.1. Материал терра-росса 307
6.2. Образование терра-росса 314

7. Тектоника 316

7.1. Региональная тектоника бокситоносных районов . . 316
7.2. Связь между залежами бокситов и местной тектоникой 322

8. Генезис бокситов 325

8.1. Обзор теорий генезиса бокситов 325
8.2. Проблема исходных (материнских) пород 329
8.3. Вопросы транспорта 338
8.4. Фациальные обстановки бокситообразования 342
8.5. Бокситизация осадков 345
8.6. Эпохи формирования бокситов в истории Земли 355

Приложения 377
Список литературы 422
Именной указатель 439
Предметный указатель 442
Указатель географических наименований 447

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ» ИБ № 2051

Т. 80

Д. Бардоши
КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ

Старший научный редактор В. С. Краснова
Младший научный редактор А. В. Швыряева
Художник В. М. Прокофьев
Художественный редактор Б. Н. Юдкин
Технический редактор И. М. Кренделёва
Корректор А. Я. Шехтер

Сдано в набор 27.10.80.
Подписано к печати 23.03.81.
Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 1.
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Объем 14,50 бум. л. Усл. печ. л. 40,60,
в т. ч. вкл. 0,70 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 42,70.
Уч.-изд. л. 45,14. Изд. № 5,0484.
Тираж 2550 экз. Зак. 01069. Цена 6 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома Государственного Комитета СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва 103001, Трехпрудный пер., 9.

6 р. 40 к.

3532